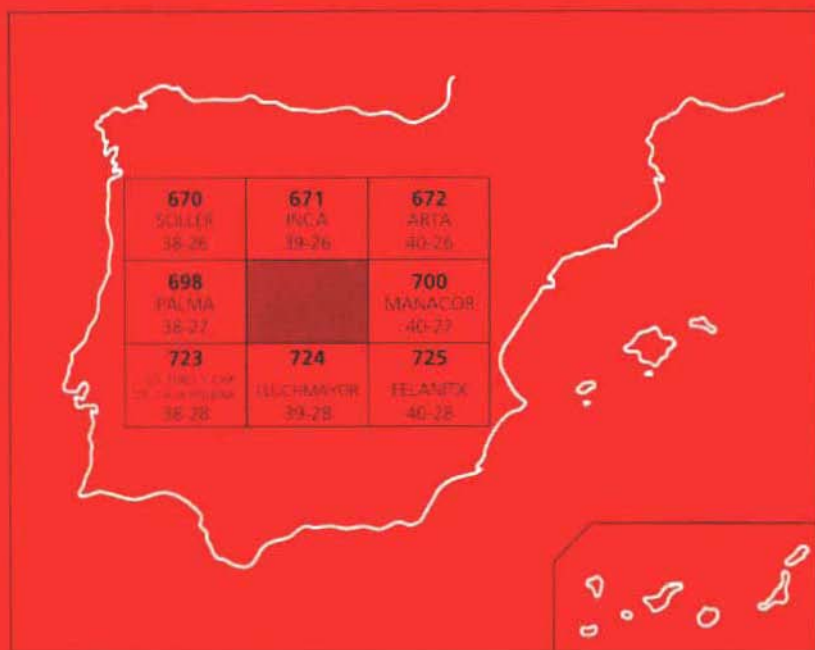




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA ESCALA 1:50.000

Primera edición



PORRERES

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

PORRERES

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-29.025-1992
I.S.B.N.: 84-7840-136-9
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 E. Anglada (Macizo de Randa).
Estratigrafía:	J. Ramírez del Pozo, P. del Olmo Zamora y M. Alvaro López
Tectónica:	M. Alvaro López
Sedimentología:	A. Simó Marfá y P. del Olmo Zamora
Geomorfología:	P. del Olmo Zamora
Prospección de Micromamíferos:	R. Adrover (Univ. Lyon)
Micropaleontología:	J. Ramírez del Pozo
Macropaleontología:	Ammonites A. Goy (Univ. Madrid)
Petrografía y Sedimentología:	M. Aguilar Tomás
Cuaternario marino:	J. Cuerda Barceló (Palma de Mallorca)
Terciario postectónico:	A. Barón (Serv. Hidráulico de Baleares).
Memoria:	P. del Olmo Zamora, M. Alvaro López, J. Ramírez del Pozo y M.J. Aguilar Tomás
Dirección y Supervisión del Proyecto:	A. Barnolas

INTRODUCCION

La hoja de Porreres pertenece a la provincia de Baleares y se encuentra situada en el sector central de la Isla de Mallorca. De las tres zonas que conforman geológica y morfológicamente la Isla: la Sierra de Levante, la Sierra Norte y el Llano Central, la hoja de Porreres queda enclavada en esta última.

En conjunto presenta un relieve suave, con altitudes entre los 100 y los 300 metros sobre el nivel del mar. La mitad noroccidental de la hoja se caracteriza por una topografía llana con altitudes entre 100 y 200 metros y una red fluvial prácticamente inexistente o muy pobremente desarrollada a base de pequeños torrentes estacionales que drenan hacia las depresiones de Palma e Inca. El sector sudoriental se caracteriza por una orografía más variada, desarrollando un paisaje que aunque bastante llano presenta colinas y cerros separados por valles amplios con una red fluvial escasamente funcional. Los relieves más singulares son los cerros de San Onofre (225 m), Bon Any (317 m), en la zona oriental, y el conjunto montañoso del "macizo de Randa" en el occidental, donde el Puig de Randa alcanza los 543 metros, rodeado del Puig de Galdent (420 m), el Puig Tudó (324 m), Sa Mola (344 m) y el Puig de ses Roques (352 m), constituyendo la porción más elevada del sector central de Mallorca.

La vegetación es escasa, con algunas zonas de pinar en las inmediaciones de Randa, estando la mayor parte del territorio dedicado al cultivo de cereales y almendros. Sólo en las inmediaciones de algunas poblaciones existen cultivos en regadío que se benefician de la explotación de aguas subterráneas.

Existen varios núcleos de población de importancia variable, aunque nunca sobrepasan los 5 ó 6.000 habitantes. La actividad de sus gentes, así como la de las que viven en casas rurales aisladas es esencialmente agrícola y ganadera. Pudiéndose destacar exclusivamente la existencia de minas de lignito en Sineu, y algunas industrias cementeras repartidas en el territorio de la hoja. Las poblaciones más notables, aparte de la mencionada y de la que da nombre a la hoja, son Algaida, Monturri, Villafranca de Bonany, San Juan, Petra, Lloret, Sencellas y Santa Eugenia.

Además de la carretera de Palma a Manacor, y la que une Palma con Sineu, existe una red densa de carreteras y caminos que enlazan entre sí todas las poblaciones citadas.

La configuración geológica general de Mallorca responde a tres unidades bien definidas identificadas con las unidades fisiográficas anteriormente enumeradas.

La Sierra Norte se individualiza como un conjunto de estructuras de dirección noreste-suroeste que están afectando a sedimentos con una edad comprendida entre el Triásico inferior y el Mioceno medio. Los llanos centrales están ocupados principalmente por depósitos terciarios postorogénicos y depósitos cuaternarios, entre los que afloran algunos isleos de terrenos mesozoicos y terciarios afectados por las estructuras alpinas. La Sierra de Levante tiene una constitución muy semejante a la Sierra Norte, aunque el Cretácico superior está ausente y sus estructuras presentan menos linealidad y continuidad.

La posición de las Islas Baleares en el Mediterráneo, como una 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 al Archipiélago Balear, constituye una extensión natural hacia el Mediterráneo, de los ámbitos celtibérico y catalánide y son patentes sus relaciones 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 hay 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 y 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 etapa es caracterizada por 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 IGME 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, MATAILLET 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 Sierra Norte de la Isla de Mallorca, está definida por la superposición de seis unidades tectónicas, que se cabalgan sucesivamente, con una 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 y subdividir estas series en unidades con características estratigráficas y tectónicas propias.

Estas unidades tectónicas están separadas por frentes de cabalgamiento principales y de Norte a Sur son las siguientes:

- I Unidad Tectónica de Banyalbufar.
- II Unidad Tectónica de G. Sand - La Calobra
- III Unidad de Teix Tomir.
- IV Unidad de Alfabia - Es Barraca.
- V Unidad de Alaró
- VI Unidad de Alcudia

La unidad VI, Unidad Tectónica de Alcudia, es la última que puede reconocerse en la zona Norte de la Isla. Está representada en la península de Cabo Pinar en la hoja de Cabo Formentor (40-25) en el ángulo suroriental de la hoja de Pollensa (39-25), en donde queda situada la localidad de Alcudia, continuándose en el ángulo nororiental de la hoja de Inca (39-26).

Está constituida por materiales del Triásico superior, Jurásico (Lías, Dogger y Malm) y Cretácico inferior.

La similitud de facies que presentan sus sedimentos con los que afloran en la Sierra de Levante nos hace pensar en que la unidad VI está íntimamente relacionada con dicha Sierra de Levante pero debido al recubrimiento existente en el Llano Central por sedimentos terciarios y cuaternarios posttectónicos, nos impide ver la continuidad estructural entre ambas sierras.

El establecimiento de los rasgos fundamentales de la estratigrafía y la estructura así como la confección del primer mapa geológico de la Sierra de Levante se debe a DARDER. Para este autor la arquitectura de dicha sierra está formada fundamentalmente por un apilamiento de unidades tectónicas de tipo manto de corrimiento con vergencia Norte.

Esta concepción fue recogida posteriormente por ESCANDELL y COLOM (1962), que citan al menos cinco series tectónicas corridas, debidas a esfuerzos tectónicos de dirección sureste-noroeste, y posteriores a la deposición de los sedimentos del Burdigaliense medio.

Posteriormente BOURROUILH (1973) pone de relieve por primera vez, la importancia de los accidentes tectónicos transversales, aunque adopta una posición autoctonista y define para la región una tectónica de "paneles deslizantes".

Para los autores de la presente hoja y memoria existen evidencias de que en la Sierra de Levante hay al menos cinco unidades tectónicas en el sentido primitivo de DARDER aunque, como evidencia BOURROUILH las relaciones entre ellas están frecuentemente obliteradas por el funcionamiento de un importante sistema de fracturas transversales.

Desde el punto de vista estructural, hay que resaltar:

- La importancia de la fase de plegamiento que tiene lugar al final de la deposición de los sedimentos del Cretácico, o al comienzo del Eoceno y que condiciona la sedimentación del Terciario sobre el Mesozoico.

- La fase distensiva de importancia regional durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior.
- La fase de plegamiento del Mioceno medio, responsable de la arquitectura en unidades cabalgantes de gran envergadura.
- Una etapa de distensión pliocena que retoca las estructuras de plegamiento y condiciona el relieve y la morfología actual de la Sierra Norte y la Sierra de Levante.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Porreres afloran materiales que pertenecen al Triásico (Rethiense), 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. Los materiales postorogénicos están afectados por varias etapas de fracturación distensiva. El resultado de ello es una estructura compleja sobrepuesta a unos materiales que además presentan variaciones en su composición y espesor, como resultado de corresponder a dominios paleogeográficos diversos.

Las primeras observaciones precisas sobre la constitución estratigráfica de la Sierra de Levante se deben a DARDER (1915 a 1933). FALLOT (1922) comenta en su tesis los resultados de DARDER y los enriquece con algunas observaciones propias. ESCANDELL y COLOM (1962) y COLOM (1975) se ajustan esencialmente a los resultados de estos autores, y ofrecen nuevos datos especialmente de carácter paleontológico.

BOURROUILH (1973) estudia detalladamente el sector septentrional de la Sierra, realizando numerosas secciones estratigráficas y realizando las primeras interpretaciones sedimentológicas.

1.1. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

En la Sierra de Levante la presencia de Triásico fue reconocida por DARDER (1921, 1925, 1932), FALLOT (1922), y ESCANDELL y COLOM (1962). Diferencian entre la facies de margas abigarradas con yesos y ofitas, que afloran principalmente en la región de Artá, y las dolomías suprayacentes, que atribuyen en su totalidad al Triásico superior.

El Jurásico de la Sierra de Levante ha sido estudiado por los autores citados anteriormente, aunque ya NOLAN en 1895 recogió ammonites del Dogger al Sur de Manacor, que posteriormente serían estudiados por FALLOT. DARDER es el primer autor que con su mapa geológico de la Sierra de Levante ofrece una visión de la distribución de los terrenos jurásicos. ESCANDELL y COLOM (1962), básicamente se limitan a recoger los datos anteriores en su cartografía y memoria. BOURROUILH (1973) realiza el primer trabajo estratigráfico moderno, referido al sector de las Sierras de Artá, del que se desprenden ideas sedimentológicas y paleogeográficas generales para todo el sector. ALVARO et al (1983) describen los depósitos de talud carbonático del Dogger de la Sierra de Artá.

1.1.1. **Dolomías, brechas, calizas dolomíticas y calizas (1). Triásico superior - Jurásico inferior**

Sus afloramientos se sitúan en la mitad suroriental de la hoja y constituyen fundamentalmente los núcleos de las estructuras mesozoicas de dirección noreste-suroeste.

Los dos afloramientos más importantes se sitúan: El primero en el borde Norte de la hoja al Este de la localidad de María de la Salud. El segundo en la parte centro-sur de la hoja al Este del macizo de Randa.

La morfología y condiciones de afloramientos son variables en función del grado de tectonización que presenta. Cuando éste es elevado, lo que ocurre frecuentemente, origina zonas deprimidas o de escaso relieve y aparece recubierto por depósitos superficiales. En el caso contrario pueden dar lugar a zonas de relieve enérgico. En los afloramientos exhiben un elevado grado de fracturación, apareciendo frecuentemente como brechas tectónicas que suelen ser explotadas en numerosas canteras como áridos para la construcción, ya que no precisan de voladuras.

Los límites de esta unidad cartográfica son imprecisos. En el resto de la Sierra de Levante, en la base aparece la facies Keuper aunque generalmente está limitada por contacto mecánico. El espesor es muy variable y se sitúa entre los 200 y 400 m.

Las condiciones de afloramiento y el grado de tectonización y la dolomitización secundaria de este tramo no permiten levantar una sección que tenga un sentido estratigráfico y sedimentológico práctico. Las litofacies más frecuentes son carnioles, brechas calcodolomíticas, y fundamentalmente dolomías cristalinas, con un grado variable de trituración. Se disponen bien en bancos de espesor decimétrico, bien en potentes conjuntos de aspecto masivo.

Petrográficamente son dolomías cristalinas finas de textura xenotópica, con amigdalas orbiculares de cristales de tamaño medio, microdolomías vacuolares con posibles fantasmas de porosidad móldica de sales, y microdolomías brechoideas. Las únicas estructuras sedimentarias observables, aparte de los posibles fantasmas de porosidad móldica de sales y el carácter brechoide primario, es la laminación paralela.

El conjunto de estos materiales se depositaron en una plataforma carbonatada somera, posiblemente en un ambiente de llanura de mareas, al menos en lo que concierne a la parte basal de la formación. En las zonas en que la dolomitización alcanza niveles estratigráficos más altos (Dogger), los sedimentos originales pueden corresponder a un medio sedimentario más profundo.

La edad de esta unidad cartográfica es Triásico superior - Jurásico inferior (Rethiense a Lías). Su datación se basa en su posición estratigráfica y en consideraciones regionales.

Petrográficamente son intrabiomicritas a intrabioesparitas oolíticas (15 a 35%), de gravels (10 a 40% de bioclastos y 10 a 20% de oolitos), con gravels micríticos, bioclastos de fragmentos de moluscos y crinoides, miliólidos y ostrácodos, cuarzo autigénico ocasional, y matriz micrítica (10-60%) a veces peletóide, y cemento esparítico (0 a 30%), oobiopelmicritas (10% de oolitos, 20% de bioclastos y 30% de pellets), biomicritas (20 a 40% de bioclastos) y micritas con microlaminación de origen algal (estromatolítica) y vacuolas de calcita, a veces con polaridad (porosidad fenestral).

Regionalmente los sedimentos del Lías terminan en una superficie ferruginizada (hard-ground).

1.1.2. **Margas y calizas arcillosas con sílex (2) Dogger**

Esta unidad cartográfica se dispone concordantemente sobre la anterior.

Sus afloramientos principales se sitúan en los siguientes puntos de la hoja: al Este del Macizo de Randa. Al Norte de la localidad de Porreres, entre Son Miro y Son Font. Al Norte de Villafranca de Bonany, entre esta localidad y el Macizo de Bonany. Al Norte de la localidad de San Juan.

Sustituye un tramo blando que da lugar a laderas suaves cubiertas por depósitos superficiales. Al estar situado entre dos potentes conjuntos calcáreos suele presentarse muy tectonizado, con laminaciones y repliegues, e incluso estar ausente. ESCANDELL y COLOM (1962) atribuye a este tramo una edad Lías superior - Dogger, sin que a su juicio se pueda separarlas, y están *Perisphinctes*, *Cancellophycus*, radiolarios y *Halobias*.

NOLAN recogió en la hoja de Manacor una fauna de ammonites que posteriormente serían clasificadas por FALLOT (1922), quien capta la posición invertida de la serie estratigráfica en este lugar. BOURROUILH (1973) estudia en el sector Norte de la Sierra de Levante el tramo de calizas con "filamentos", bioturbación y *Cancellophycus*, recogiendo una fauna de ammonites del Bajociense en la zona del Puig Cutrí, en la hoja de Artá.

El espesor del tramo es muy variable, como ya se ha señalado, principalmente por causas tectónicas. En el sector donde se ha caracterizado, sección de Llodrà (x: 1.192.800 y: 571.000) en la vecina hoja de Manacor (40-27) se han medido 110 metros, sin alcanzar su techo, consiste en una ritmita calcárea constituida por calizas *wackestones*, arcillas grises con "filamentos" y pirita, y margas grises lajosas, dispuestas en capas de 30-50 cm en la base y 30 a 15 centímetros techo.

Presentan laminación paralela, abundante bioturbación a veces con rellenos piritosos, *Zoophycus*, ammonites, *Aptychus*, y radiolarios.

Al microscopio las calizas son biomicritas (30-40% de fósiles, porcentaje muy constante) con microlaminación paralela, "microfilamentos", fragmentos de crinoides y espiculas, radiolarios, óxidos de hierro y a veces indicios de cuarzo. Ocasionalmente aparecen finamente recristalizados.

No se han observado otras estructuras sedimentarias con laminación paralela y bioturbación. En la hoja de Artá (40-26), en la sección de Cutrí (x: 1.206.000 y: 591.625) esta unidad presenta 42 metros de espesor, presentando en la base un nivel de calizas nodulosas rojas y verdes con ammonites fragmentos (facies "Ammonítico - Rosso") de edad Aalenense y contiene niveles de sílex. El techo son calizas oolíticas de la unidad suprayacente.

Los depósitos de esta unidad son sedimentos de aguas tranquilas, y ambiente reductor, con fauna pelágica. Se interpretan como sedimentos de plataforma externa a talud.

La fauna de ammonites de NOLAN clasificada por FALLOT (1922), procedente de la hoja de Manacor es la siguiente: *Cadomites pyritosus* QUENST, *C. linguiferus* d'ORB, *Perisphinctes martiusi* d'ORB y *Garantia baculata* QUENST. Los ammonites recogidos por BOURROUILH (1973) en el Puig Cuti permiten definir la zona de *Strenoceras subfurcatum*: *Apsorroceras baculatum* QUENST, *Parkinsonia subarietis* WETZ, *Leptosphinctes* sp. y *Strenoceras* sp.

El levigado de margas ha proporcionado la siguiente microfauna: *Lenticulina munsteri* ROEM, *L. andax* LOEBL/TAPR *L. quendstedti* GUMB, *L. acutiangulata* TERQ, *Ramulina* cf. *spandeli* PAALZ, *Amodiscus tenuissimus* GUMB, *Cytherella toarcensis* BIZON, *Falsopalmula deslombchampsii* TERQ, *Procytheridea sermoisensis* APOST. *Dentalina* sp. y ammonites piritizados.

La edad de esta unidad cartográfica es Dogger, comprendiendo el Aalenense y el Bajociense, al menos.

1.1.3. Calizas oolíticas y calizas tableadas con sílex (3) - Dogger - Malm

En esta unidad cartográfica se han englobado el resto de los sedimentos jurásicos que aparecen en la hoja. Sus afloramientos más importantes se sitúan a tres kilómetros al Sur de María de la Salud, y en el Macizo de Bonany, y en el macizo de Randa.

A estar constituida fundamentalmente por sedimentos calcáreos, sus afloramientos originan zonas de relieve que coinciden con las alineaciones montañosas que aparecen en la mitad suroriental de la hoja.

ESCANDELL y COLOM (1962) atribuyen al Jurásico superior las calizas con sílex y radiolarios y calizas oolíticas y consideran al Tithónico representado por falsas brechas con radiolarios y calpionellas. BOURROUILH (1973) establece para el sector norte de la Sierra de Levante la presencia del Jurásico medio y superior constituido por calizas con filamentos, radiolarios y protoglobigerinas con intercalaciones detríticas (oolitos, bioclastos, cantos, etc.) de espesor y distribución variable, que presentan localmente evidencias de deformaciones sinsedimentarias. COLOM (1975) considera estas intercalaciones como propias de facies litorales.

El carácter más sobresaliente de los depósitos que comprenden esta unidad cartográfica es que, en el conjunto de la Sierra de Levante, dentro de una homogeneidad general de bio y litofacies presenta gran diversidad local de distribución de dichas litofacies y de las potencias.

Dentro de la hoja de Porreres no se han realizado ninguna sección estratigráfica de detalle en esta unidad cartográfica, habiéndose estudiado a partir de muestras y observaciones puntuales así como comparación con las secciones estratigráficas levantadas en la Sierra de Levante en las vecinas hojas de Manacor y Artá.

En la hoja de Manacor (40-27) se ha caracterizado en la sección de Na Penyal (x: 1.204.450, y: 579.750). En dicha sección se han medido 110 m de potencia, y de base a techo se reconocen:

- 30 a 35 metros de calizas oolíticas brechoides blancas con sílex y calizas bioclásticas y oolíticas con gravels en capas de 30 a 60 cm. Son intrabioesparitas con oolitos y laminación paralela, que contienen un 20 por ciento de gravels, 40 por ciento de bioclastos, 5 por ciento de oolitos, 10 por ciento de matriz micrítica y 25 por ciento de cemento esparítico sintaxial, así como óxidos de hierro. Presentan trocholinas, lenticulares, filamentos y restos de crinoides.
- 50 a 60 metros de calizas de filamentos grises y beige, con sílex, estratificados en capas de 5 a 30 cm en la base y 20 a 50 cm a techo, donde adquieren carácter noduloso. Son biomicritas con un contenido del 10 al 20 por ciento de fósiles, que presentan orientación paralela, y matriz algo peltoide. Presentan microfilamentos, protoglobigerinas, radiolarios, restos de crinoides y *Eothrix alpina*.
- 20 metros de calizas grises nodulosas y calizas tableadas en capas de 20 a 40 cm. Petrográficamente son intrabioesparitas (10 por ciento de intraclastos, 20 por ciento de bioclastos, 40 por ciento de pellets, con algo de matriz micríticas, 10 por ciento, y cemento esparítico sintaxial, el 20 por ciento). Contienen radiolarios, miliólidos, ostrácodos, restos de crinoides y *Eothrix alpina*.

En el sector septentrional de la Sierra de Levante (Hojas de Artá y Manacor) se ha establecido la siguiente sucesión estratigráfica: (secciones de Llodrá, x: 1.192.800, y: 571.000; Cestrú II, x: 1.206.000, y: 591.625; Na Penyal, x: 1.205.450, y: 579.750; Zona de San Macía, x: 1.193.350, y: 569.900).

- Base: calizas oolíticas y bioclásticas y calcarenitas con granos de cuarzo del Lias medio y nivel de condensación y hard-ground Toarciense.
- Ritmita de margas y calizas arcillosas con *Zoophycus* del Dogger (Aalenense-Bajociense). Espesor 40 a 60 metros. Sedimentos de plataforma externa a talud.
- 30 a 120 metros de barras de calizas oolíticas y calizas bioclásticas intercaladas con calizas tableadas con sílex (*packstones* a *mudstones*). Contienen microfilamentos y trocholinas. Son depósitos de talud (ALVARO, et al 1983) de edad Bathoniense.
- 100 a 150 metros de calizas tableadas (*mudstones* - *packstones* con microfilamentos y *packstones* - *grainstones* bioclásticos), calizas nodulosas rojizas (biomicritas con radiolarios) y capas de sílex. Contienen radiolarios, microfilamentos, protoglobigerinas y *Eothrix alpina*. Son depósitos de talud de edad Calloviense a Tithónico.

El techo de este tramo suele consistir en unos 25 metros de calizas *wackestones* con intraclastos, niveles de sílex y margas verdes, con intercalaciones de calizas *packstones* y *grainstones* bioclásticas con intraclastos con cantos que pueden constituir niveles de congló-

merados, que además de fauna de aguas poco profundas, resedimentada, contienen radiolarios, saccocómidas, calpionellas, *Clypeina jurásica* FAUVE, etc., que datan el Tithónico.

Los afloramientos de esta unidad cartográfica en la presente hoja son correlacionables con los diversos tramos de esta serie virtual. El estudio de los afloramientos y las microfacies de muestras aisladas confirman la persistencia de los diferentes niveles tanto en edad como facies.

La asociación de facies, en conjunto, corresponde a depósitos de talud, entre una plataforma somera con alta producción de oolitos y una cuenca oxigenada con deposición de hemipelagitas, aunque en la vertical la disminución de las intercalaciones oolíticas indica una disminución de los episodios de resedimentación, que sin embargo se mantienen durante todo el período, teniendo lugar un progresivo relevo en la naturaleza del material resedimentado, de oolítico a bioclástico.

La edad de la unidad cartográfica es Dogger - Malm.

1.2. CRETACICO

En la Sierra de Levante de Mallorca únicamente está presente el Cretácico inferior. El Cretácico superior, existente en algunos puntos de la Sierra Norte, falta, posiblemente por erosión durante el Paleógeno. HERMITE (1879), DARDER (1913, 1915, 1925) y FALLOT (1922) dan cuenta de la existencia de materiales y faunas del Cretácico inferior en la Sierra de Levante. BOURROUILH (1970, 1973) describe con detalle estos terrenos en el sector septentrional de la Sierra, y evidencia que la facies consideradas como neríticas por DARDER son más profundas, caracterizando un talud submarino.

1.2.1. **Margas y calizas (4) Cretácico inferior**

Esta unidad consiste en un conjunto de materiales calcomargosos que coronan el Jurásico superior y frecuentemente suelen aparecer cabalgados por el Jurásico superior. Dan lugar a laderas suaves y amplias zonas deprimidas con relieves de colinas de poca altura. Localmente originan un paisaje de barrancos encajados y cárcavas.

Sus principales afloramientos están localizados en la mitad oriental de la hoja en forma de estrechas bandas con dirección noreste-suroeste y que coinciden con las zonas de valle que se sitúan entre las alineaciones montañosas de los sedimentos del Jurásico.

Se apoya concordantemente sobre el Tithónico, y generalmente está cubierta por depósitos superficiales. Cuando aflora generalmente lo hace de manera reducida, apareciendo muy tectonizado, con repliegues, repeticiones y aspectos esquistoso. Su espesor es difícil de estimar, calculándose al menos en 200 ó 300 metros. Esta unidad, por las características señaladas, no se ha podido caracterizar en el ámbito de la hoja mediante secciones estratigráficas.

Los tramos basales de la unidad están constituidos por 30 ó 40 metros de calizas *wackestones* amarillentas con intercalaciones de calcarenitas y conglomerados poligénicos. Petrográficamente son biomicritas con un 30 ó 35 por ciento de fósiles (radiolarios, espículas, crinoides y calpionellas), indicios de cuarzo detrítico y laminación paralela e intrabioesparitas (40% de gravels y 15% de fósiles) con zonas de matriz micrítica y hasta un 5 por ciento de limo de cuarzo.

Sobre estos niveles se dispone una potente serie de calizas *mudstones* - *wackestones* blancas y margocalizas, dispuestos en capas de 5 a 30 centímetros, que al microscopio son biomicritas con un 15 a 25 por ciento de fósiles (radiolarios, calpionellas, tintínidos), con microlaminación paralela y abundante microplancton en la matriz.

La microfauna que contienen, además de la citada es: *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Calpionella elliptica*, *Tintinnopsella carphatica*, *Marsonella* sp. *Lenticulina* sp, lo que indica una edad Berriasiense para los niveles basales, y *Calpionellopsis simplex*, *Calpionellites* sp. *Tintinnopsella longa*, que permiten atribuir los niveles superiores al Neocomiense, estando representado con seguridad al Valanginiense.

En la región situada al norte de Artá, en la hoja 40-26, el Cretácico inferior presenta una potente serie en la que se han medido 550 metros, pero que posiblemente puede superar el millar (sección de cala Mesquida x: 1.208.150, y: 596.650) y que también alcanza el Barremiense. Consiste en un conjunto con influencia detrítica procedente de un área de plataforma e importantes fenómenos de *slumping*. En esta hoja los niveles Berriasienses, donde se ha identificado, también contienen cuarzo detrítico.

En síntesis, los niveles Berriasienses parecen presentar continuidad sedimentológica con el Tithónico, con depósitos de talud (calcarenitas, conglomerados), aunque se acentúa la influencia continental puesta de manifiesto por la aparición de cuarzo detrítico. Durante el Neocomiense, sin embargo, mientras en el Norte de la Sierra de Artá persisten las condiciones de talud, con inestabilidad acentuada (*slumps*). Hacia el Sur parece producirse una profundización del ámbito de sedimentación, que tiene lugar en condiciones de mar profundo y bien oxigenado, condiciones que se mantienen al menos hasta el Barremiense.

1.3. Terciario

El Terciario de la región fue estudiado por HERMITE (1819), que aportó los primeros datos generales sobre el terciario de Mallorca DARDER (1915, 1975) ofrece el primer análisis detallado de la serie estratigráfica del Terciario de la Sierra de Levante. ESCANDELL y COLOM (1963) realizan la cartografía de los afloramientos terciarios de la hoja, describiendo el Nummúlítico, el Oligoceno y el Mioceno. BOURROUILH (1973) pone de relieve, para el sector norte de la Sierra, la existencia de un Eoceno medio-superior depositado en un mar epicontinental, un Mioceno inferior depositado en un área marina que evoluciona de litoral a profunda, y materiales pertenecientes al Mioceno superior, postectónicos, depositados en una plataforma carbonatada. ALVARO, et al. (1983) realizan, en base a todos los datos obtenidos

en la ejecución del proyecto MAGNA; una síntesis estratigráfica y sedimentológica del Neógeno de la Isla de Mallorca.

1.3.1. **Margas y calizas (5A) Eoceno superior**

Esta unidad cartográfica está formada por una alternancia de margas y calizas bioclásticas de *Nummulites* y/o miliólidos así como por calizas masivas arrecifales de corales y algas rodofíceas. El contacto basal de la unidad no ha podido ser observado ya que constituye un contacto tectónico y su límite superior lo constituyen las facies de la unidad cartográfica siguiente.

Se ha reconocido como tal en el macizo de Randa, donde su espesor sobrepasa los 300 m. Su edad, Priaboniense inferior, puede establecerse en base a su contenido en macroforaminíferos (*Nummulites fabianii*, *N. garnieri* y *N. incrassatus*).

1.3.2. **Calizas bioclásticas (5B) Eoceno superior - Oligoceno inferior**

Esta unidad, esencialmente carbonática, se ha reconocido exclusivamente en el macizo de Randa. Está formada por calizas bioclásticas en capas bien estratificadas e intercalaciones margosas en la base, con abundantes *Nummulites* (*N. fiabinii* y *N. incrassatus*) seguidos por un tramo con abundante miliólidos, probablemente representando la base del Stampiense. Se continúa por facies de calizas masivas con abundantes rodofíceas en la base, que son sustituidas gradualmente por corales. Estas facies de calizas arrecifales dan relieves abruptos, fácilmente identificables en el campo, y su edad es Oligoceno inferior (Stampiense).

1.3.3. **Margas, calizas y conglomerados (5D) Stampiense**

Esta unidad cartográfica ha sido identificada como las anteriores en el macizo de Randa, en la mitad oriental de la hoja, y entre las poblaciones de Sineu y María la Salud. Está formada por calizas con corales y algas rodofíceas en la base, que se disponen sobre el tramo masivo de la unidad infrayacente, y que pasan progresivamente hacia el techo a facies detríticas con abundantes intercalaciones bioclásticas de *Nummulites* y miliólidos, margas con gasterópodos y restos vegetales, niveles de carbón y, finalmente con conglomerados en capas lenticulares. Por su contenido faunístico corresponden al Stampiense. Lateralmente evolucionan a facies más ricas en carbón que son explotadas en otros puntos de la Isla.

1.3.4. **Conglomerados y areniscas (5C) Stampiense**

Esta unidad cartográfica ha sido reconocida en el macizo de Randa, al SW de Algaida. Está formada por conglomerados masivos con cantos predominantes calizos y por areniscas de granos calcáreos y terrígenos. Los fósiles son muy poco abundantes, reducidos a fragmentos

de conchas que no han permitido establecer su edad. Al ser materiales estructurados similares litológicamente a los de la unidad anteriormente descrita, se les atribuye la misma edad aunque probablemente corresponden a tramos más altos de la serie estratigráfica.

1.3.5. **Margas y areniscas. Conglomerados y calizas en la base (6) Burdigaliense - Langhiense**

Los afloramientos de esta unidad cartográfica tienen amplia representación en la mitad suroriental de la presente hoja.

Se apoyan discordantemente sobre los sedimentos del Oligoceno, así como del Cretácico inferior y del Jurásico.

DARDER (1932) en su cartografía de la Sierra de Levante de Mallorca presenta la distribución de los principales afloramientos, aunque en 1925 ya citaba la existencia de Burdigaliense con *Pecten paescabriuculus* (FONT) en Son Servera. ESCANDELL y COLOM (1962) describen conglomerados con intercalaciones de areniscas y calizas detríticas que en Son Juan contienen Miohipsinas y operculinas. Es BOURROUILH (1973), el autor que realiza el estudio más sistemático y completo de esta unidad describiendo varios cortes de esta unidad en la Sierra de Levante.

Las malas condiciones de afloramiento que esta unidad presenta en la hoja que nos ocupa no ha permitido el levantamiento de secciones estratigráficas, habiéndose estudiado a partir de observaciones y estudio de muestras puntuales.

En la vecina hoja de Manacor se ha estudiado a partir de la sección de San Lorenzo (x: 1.198.400, y: 580.100) en la trinchera de al carretera que une dicha localidad con la de Son Servera, en dicha sección se reconocen los 17 m basales de esta unidad cartográfica.

Sobre el Neocamiense, y mediante discordancia angular y erosiva, se disponen 5 metros de conglomerados poligénicos masivos, de color gris, *clast-supported*, con cantos heterométricos de calizas y dolomías jurásicas de tamaño medio 5-8 cm y tamaño máximo 20 a 30 cm. Los cantos son subangulosos a redondeados, y están empastadas por una matriz de microbrechas y calcarenitas gris claro y amarillento. La base es una secuencia inversa, aumentando el tamaño de los cantos hasta 60 centímetros (bloques) en el techo. Sobre este tramo se disponen otros dos metros de conglomerados similares, con cantos de 5 a 7 cm con lentejones de 20 a 40 centímetros de calcarenitas de grano medio con *Pecten* sp. Petrográficamente las calcarenitas presentan un 65 por ciento de clastos de fragmentos de calizas y fósiles, un 10 por ciento de clastos de sílex y un 25 por ciento de cemento calcáreo, con miliólidos, ataxophagnides y ostreidos. La sección culmina con 10 metros de areniscas calcáreas bioclásticas de grano medio a grueso, de tonos amarillentos, con cantos (hasta el 25%) angulosos de calizas jurásicas y sílex aislados. Se disponen, en bancos de un metro, en secuencias granodecrescentes con bases acanaladas con conglomerados. Contienen equínidos (*Clypeaster* sp.) en posición de vida y deformados. Al microscopio la fracción detrítica varía entre 10 a 25 por ciento de grava y 50-60 por ciento de arena, con un 60 por ciento de clastos de calizas poligénicas y un 10 por

ciento de clastos de sílex; el cemento (25 a 30% de la roca) es calcáreo. Contienen equinodermos, ostreidos y miliólidos.

En los afloramientos situados al WO de San Lorenzo, las areniscas contienen además un 10-15 por ciento de clastos de cuarzo.

Las litofacies de calcarenitas con equinodermos y ostreas se interpretan como depósitos de plataforma carbonática costera; los niveles basales de conglomerados y brechas representarían el lag transgresivo basal de la formación.

Además de la macrofauna citada, se ha determinado *Amphistegina* cf *lessoni* d'ORB, *Operculina* cf. *complanata* DEFR., *Miogypsina* sp., *Textularia* sp., *Rotalia* (Ammonia) sp., *Lithothamnium* sp., y *Elphidium* sp. BOURROUILH (1973) da cuenta además en los afloramientos de la Hoja de Manacor, de *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) gr. *dilatata* MITCH, *Nephrolepidina* sp., *Miogypsina* cf. *gunteri* COLE, *Ditupra* sp.

La edad de esta unidad es pues Mioceno inferior (Aquitaniense - Burdigaliense).

Sobre esta unidad basal anteriormente descrita se sitúa un conjunto de margas con una complejidad tectónica que hace muy difícil su estimación de potencia.

Suele originar zonas llanas deprimidas, y laderas suaves recubiertas por depósitos superficiales. En muchos afloramientos esta unidad aparece dispuesta, mediante contactos mecánicos, entre los sedimentos del Oligoceno. Estos afloramientos pueden ser interpretados como olistolitos.

La unidad está constituida por margas de color verde o gris cuando están frescas y amarillentas cuando están alteradas, con intercalaciones de niveles de areniscas y sílexitas en capas de 20 a 100 y 5 a 20 centímetros, respectivamente.

Las areniscas presentan granoselección positiva, laminación paralela y ripples, y ocasionalmente conglomerados en la base. Están constituidos por clastos de cuarzo (10 a 20%), sílex (5-10%), 45-50 por ciento de fragmentos de calizas jurásicas, fósiles y fragmentos de rocas volcánicas, y glauconita, con un 30 por ciento de cemento calcáreo. Los clastos, de tamaño arena fina, son subangulosos. Entre los fragmentos de fósiles aparecen Orbitolinas.

Las sílexitas están constituidas por un 60 por ciento de sílice criptocristalina y amorfa, un 35% de micrita y un 5 por ciento de cuarzo detrítico dispuesta en láminas onduladas.

Los depósitos de esta unidad se interpretan en relación con la existencia de un talud inestable en el que se depositan margas pelágicas con sílexitas turbidíticas y olistolitos (BOURROUILH, 1973); esta secuencia finaliza por colapsamiento tectónico.

BOURROUILH (1973) ofrece una completa relación de la fauna que contienen las margas, con una asociación de globigerinas que definen el Aquitaniense (biozona con *Globigerinoides*

primordius) en los niveles basales, y *Cibicides cf mundala* PADY, PARKER y JONES, *Gyroidina cf. soldanii* d'ORB, *Haplophagmoides* sp, en las superiores.

En base a este contenido paleontológico, y a los criterios regionales, es posible considerar que la edad de esta unidad es Mioceno inferior y medio (Aquitaniense - Langhiense).

1.3.6. Calizas arenosas, margas y conglomerados (7) Langhiense

Los sedimentos que entran a formar parte de esta unidad cartográfica afloran en la parte Sur de la hoja y dan lugar al macizo de Randa y el cerro de San Miguel.

Los sedimentos calcáreos que la componen originan cerros de techo plano con fuertes escarpes que destacan sobre las margas del Burdigaliense descritas en el apartado anterior.

Sobre dichas margas se desarrolla un episodio de sedimentación de cuenca en toda Mallorca que en el sector central culmina con depósitos de rampa carbonática. Su espesor, difícil de evaluar por motivos tectónicos, es variable (200 m máximo). Es la última unidad, anterior a la fase de estructuración Langhiense, siendo evidente su carácter sintectónico. Corresponde en parte a la Unidad Turbidítica de POMAR (1979) y RODRIGUEZ (1982) y a las "Calizas de Randa" (EGUIZABAL, 1982).

Presenta dos litofacies que corresponden a dominios sedimentarios diferentes:

a) Margas, areniscas, silixitas, olitostromas, etc., y b) calizas organógenas.

a) La primera corresponde a depósitos de talud inestable en el que alternan capas de areniscas, margas con silixitas y depósitos delapsionados. Las areniscas aparecen en capas de 5 centímetros hasta 1,5 m de espesor, y son litarenitas de tamaño arena media, bien clasificadas y con graduación normal, con estructuras tractivas en casos con disminución de energía hacia el techo. Corresponden a capas turbidíticas con los términos de Bouma Tb-c y capas tractivas. Son frecuentes las estructuras de escape de agua. Las paleocorrientes y "slumpings" son hacia el Norte. Lateralmente pueden pasar a conglomerados de pie de talud.

Las margas, de tonos verdes, con abundante fauna de globigerinas, intercalan frecuentemente niveles de silixitas de espesor centimétrico. En todas las series son muy frecuentes las intercalaciones de depósitos delapsionales, como *slumps*, *debris flows*, *mudflows* y olistones, en las margas y areniscas. La naturaleza de los elementos que las componen es tanto intraformacional como procedente de la unidad deposicional anterior, o del Mesozoico y Paleógeno, y su tamaño varía desde centímetros a hectómetros cúbicos. El techo de esta litofacies en las sierras periféricas generalmente es una superficie de corrimiento.

b) En la zona central de la Isla sobre la litofacies anterior aparecen depósitos de una plataforma carbonática progradante. Texturalmente son rudstones de rodofíceas y moluscos muy bien cementados y dispuestos en capas de 15 a 35 centímetros, y

canales conglomeráticos a techo. Las estructuras sedimentarias varían de base a techo: capas de turbiditas carbonáticas (con desarrollo a veces de los términos Ta-c de Bouma), estratificación cruzada de bajo ángulo, barras y canales. La secuencia es granocreciente y somerizante hacia el techo.

Las secuencias observables varían de unos dominios paleogeográficos a otros.

En las Sierras Norte las secuencias son profundizantes y terminan con un colapsamiento por emplazamiento de unidades alóctonas o para autóctonas procedentes del SE.

Por el contrario en el sector central de la Isla se trata de una secuencia somerizante con deposición rápida de carbonatos de aguas poco profundas progradante hacia el Norte sobre depósitos de "shelf" arcilloso.

1.3.7. Calizas bioclásticas y conglomerados (9) Serravaliense

Esta unidad carbonática aflora en el sector sur-oriental de la hoja. Está formada por calizas bioclásticas marinas que se disponen sobre facies continentales formadas por conglomerados y regolitas. En esta hoja su techo está truncado por arcillas rojas cuaternarias pero en su prolongación septentrional, en la vecina hoja de Manacor, puede observarse como las facies lacustre del Serravaliense (margas con yesos, unidad cartográfica 8) se disponen sobre estos materiales. Entre su contenido fósil, estudiado sobre muestras procedentes de la vecina hoja de Manacor, destaca *Amphistegina lessoni* d'ORB., *Operculina complanata* (DEFR.), *Cibicides* aff. *labatulus* (WALK y JAC.), *Spiroplectammia* cf. *carinata* (d'ORB), *Ossangularia* sp., *Dorothia* sp., algas rodofíceas (*Lithothanum*, *Lithophyllum*) y briozoos. La presencia en menor abundancia de *Orbulina* sp. y *Globigerinoides* sp. además de *Heterostegina complanata* MENEHINI permiten atribuir a estos materiales al Mioceno medio (Serravaliense).

1.3.8. Margas con yeso, areniscas y conglomerados (8)

Afloran ampliamente en toda la hoja. Esta unidad cartográfica al estar constituida fundamentalmente por materiales blandos da lugar a morfologías suaves. Los afloramientos calizos que coronan la serie dan lugar a morfologías de cerros de techo plano y cejos en cuyo pie se disponen las margas serravalienses recubiertas por depósitos de ladera.

ESCANDELL y COLOM (1962) destacan su carácter postorogénico, y las atribuyen a su "Burdigaliense salobre-lacustre".

La base es erosiva y discordante sobre todas las unidades más antiguas (Lías, Oligoceno, etc.), y presenta malas condiciones de observación, aunque se puede estudiar en algunos sondeos y canteras de arcilla. A techo se dispone un conjunto de calizas lacustres, frecuentemente truncada por erosión por el Mioceno superior. El espesor es variable, disminuyendo hacia los bordes, y difícil de estimar, aunque se puede evaluar en unos 150 metros, como máximo, en el ámbito de la Hoja.

La base está constituida por conglomerados poligénicos clast-supported, con cantos redondeados y esféricos y matriz arcillosa y microconglomerática, que en la vertical pasan a margas verdes con pasadas de conglomerados y cantos dispersos, y margas verdes con yesos masivos y niveles de lignitos con *Hydrobias* y *Planorbis* asociados a canales. Los yesos son masivos, y crecen en los niveles de arcilla distorsionando su estructura deposicional. Los lignitos alternan en bandas con niveles de margas verdes y grises laminados. Los niveles carbonáticos del techo son calizas lacustres con laminación algal, con *tepees*, pseudomorfo de yesos, y niveles y nódulos de sílex negro. Sobre ellas puede existir una nueva intercalación de margas grises y negras y niveles carbonosos, coronados por calizas masivas brechoides claros, calizas oscuras fétidas y calizas algales de color café con leche.

Petrográficamente estas calizas son dismicritas con grumos algáceos y recristalización microesparítica y microdolomítica, y micritas con algas (20%) con tendencia pisolítica y/o estomatolítica, y ostrácodos, grumos algales, charáceas y gasterópodos.

Estos depósitos corresponden a una secuencia deposicional que se inició con un episodio de canales fluviales con relleno conglomerático y evoluciona a un ambiente cuenca evaporítica, culminando con un episodio lacustre de agua dulce.

Desde el punto de vista paleontológico, presenta una asociación de fósiles constituida por Ostrácodos (*Cyclopyris balearica* COLOM, *Lectocythere* cf. *castanea* (SARS) y *Candona* sp.), Charáceas (*Nitellopsis mriani* (BRAUN), *Chara notata* GRAMB., *Chara maioricensis* COLOM y *Rhabdochara* sp.) y Gasterópodos (*Hydrobia* sp. y *Planorbis* sp.). Además son frecuentes los coprolitos de Gasterópodos y en muchos niveles margosos los microfósiles (foraminíferos) son resedimentados de unidades inferiores. En particular es frecuente encontrar, en niveles conglomeráticos, una asociación de Mioygsinas con Foraminíferos planctónicos mal conservados (entre ellos *Globigerinita ciperensis* BLOW y BANNER) *Globigerinita dissimilis* (CUSHM. y BERM.), *Globorotalia acrostoma* WEZEL. *Globigerinoides triloba* (REUSS), *Globigerinoides diminuta* BOLL, y *Globoquadrina dehiscens* (CHAPM., PARR y COLLINS) que son resedimentados, como han señalado BIZON, et al. (1967).

MEIN y ADROVER (1982) han datado esta unidad deposicional mediante micromamíferos, en la región de Santa Margarita, como Mioceno medio. La prospección realizada para este proyecto por el segundo autor citado, en dos puntos de la Hoja de Manacor, ha resultado infructuosa, lo que impide realizar mayores precisiones en cuanto a su edad en base a datos paleontológicos. No obstante esta unidad se dispone regionalmente sobre las margas langhienses y es recubierta por depósitos tortonienses, lo que justifica su atribución al Serravaliense.

1.3.9. Calizas arrecifales y calizas oolíticas (10) Tortoniense - Messiniense

Afloran en los ángulos nororiental y suroriental de la hoja. Su disposición subhorizontal da lugar a una amplia llanura que se continúa en las hojas colindantes en donde esta unidad cartográfica aparece muy recubierta por depósitos de "Terra Rossa". En esta llanura se ha encajado la red fluvial actual.

ESCANDELL y COLOM atribuyen estos depósitos "molásicos" al Helveciense. ESTEBAN *et al* (1977, 1978) consideran messinienses los depósitos del Mioceno Terminal de la Marina de Levante, y FORNOS (1983) los estudia desde el punto de vista sedimentológico en la vecina hoja de Felanitx (40-28), donde y BARON (inédito) había realizado una primera definición de ambientes sedimentarios.

ALVARO, *et al.* (1983) caracterizan sedimentológica y bioestratigráficamente esta unidad en el conjunto de la Isla.

Esta unidad cartográfica presenta en la hoja un espesor máximo del orden de 100 metros, y comprende dos unidades deposicionales que no son diferenciables cartográficamente: el Complejo arrecifal y el Complejo terminal Messiniense.

- Complejo arrecifal, con un espesor de unos 40 metros. Comienza con conglomerados con matriz calcarenítica y continúa con *rudstones* de ostreidos con matriz calcarenítica, *grapestones* masivos blancos con matriz de *grainstones-packstones* (biomicritas con 85% de fósiles, matriz micrítica y algo de cemento sintaxial, con briozoos, equinodermos, algas, y macroforaminíferos) que contienen miliólidos, *Rotalia cf. beccari* (LINNEO), y *Borelis melo FITCHEL* y MOLL. A techo presenta niveles de calcarenitas masivas (*grainstones* de gasterópodos y ostreidos).
- Complejo terminal. Se dispone sobre el anterior mediante un tramo de margas blancas y arcillas verdes, y consiste fundamentalmente en unos 20 metros de calcarenitas blancas (*grainstones* oolíticos y bioclásticos con miliólidos).

En superficie sólo afloran sedimentos del Complejo terminal, que frecuentemente aparecen transformados a calizas neomórficas y dolomías blancas y masivas, con sombras de oolitos y bioclastos. Algunos niveles ocasionales de *rudstones* de moluscos y *grainstones* bioclásticos con grandes ostreidos y abundante bioturbación.

La unidad deposicional del Complejo terminal presenta regionalmente una alternancia de niveles oolíticos y estromatolíticos ESTEBAN (1977, 1979); BARON (inédito) FORNOS (1983); ALVARO *et al.* (1983). El carácter sedimentario es expansivo (SIMO, 1982), en la que se diferencian varias facies deposicionales:

- Grainstone oolítico blanco con estratificación cruzada. *Sand shoal*.
- Estromatolitos, *bindstones* de algas cianofíceas de estructura planar a columnar, blancas, y de gran continuidad lateral.
- Calcsiltitas bioturbadas. Depósitos de *mangroove*.

En conjunto está afectado por colapsos que afectan a volúmenes de hasta 80 m³.

Respecto al contenido paleontológico, en la facies de frente arrecifal del Complejo arrecifal además de los corales (*Porites*, *Montastrea* y *Tarbestrea*) se han reconocido algas Rodofíceas

(*Lithothamnium*), miliólidos y espículas. En las facies de plataforma interna o "back reef" son muy frecuentes los niveles calcareníticos (intraesparitas, a veces con oolitos) con *Borelis melo* (FICHTEL y MOLL), miliólidos de gran tamaño, *Dendritina?*, *Ammonia* cf. *beccarii* (LINNEO), ataxofragmidos, fragmentos de *Lithothamnium* y de *Lithopyllum*, gasterópodos, equinodermos, ostreidos y ostrácodos.

En el Complejo terminal tanto los grainstones oolíticos como los estromatolitos suelen ser muy pobres en fósiles. Los grainstones son intraesparitas más o menos oolíticas con miliólidos (*Quinqueloculina*, *Triloculina*) *Ophthalmidium*, *Ammonia* cf. *tepida* (CUSHM.), *Glomospira*, gasterópodos y ostrácodos. Los niveles de carácter estromatolítico se caracterizan por presentar niveles oncolíticos y con calcificaciones algales, observándose solamente secciones de ostrácodos, gasterópodos y *Favreina*.

La edad de esta unidad cartográfica, en base al contenido paleontológico y especialmente, a su correlación con las unidades deposicionales reconocidas en el Mediterráneo es Tortoniense - Messiniense.

1.3.10. Margas y limolitas (11) Plioceno inferior y medio

Sus afloramientos son muy restringidos dentro de la presente hoja y se sitúan en el cuadrante noroccidental de la misma, pero esta formación ha sido atravesada en distintos sondeos realizados dentro del área que comprende la hoja.

La unidad está compuesta por margas, muy limolíticas o arenosas, según los distintos puntos, de color blanco-amarillento y se caracterizan por la presencia de *Ammusium*, *Dentalium*, y dientes de peces, presentando una bioturbación intensa.

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

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

La asociación caracteriza al Plioceno inferior. Esta unidad ha sido recientemente dada a conocer por COLOM (1980) en una nota previa.

El medio de sedimentación de esta unidad cartográfica corresponde a un sistema deltaico que se instala con posterioridad al complejo arrecifal.

1.3.11. **Calcarenitas y areniscas calcáreas (12) Plioceno medio - Pleistoceno inferior**

Afloran en la mitad occidental de la hoja donde originan una amplia llanura que se continúa en las vecinas hojas de Palma, Isla de Toro y Lluchmayor

El conjunto se trata de calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso que suceden en forma gradual a las limolitas y margas descritas en el apartado anterior, en las zonas donde éstas se depositaron, mientras que en otros puntos se sitúan directamente encima de los sedimentos del complejo arrecifal.

El espesor medio de la formación es de 30 a 50 m.

Se trata de calcarenitas compactas amarillentas con ostreidos y pectínidos de pequeño tamaño, así como foraminíferos y fragmentos de algas rodoíceas. A techo se localizan una lumaquela de lamelibranquios, bien cementada, siendo los últimos términos de la formación, calcarenitas con estratificación cruzada.

Generalmente contienen *Elphidium* y *Ammonia* no determinables en lámina delgada.

Se trata de sedimentos de una llanura litoral que muestran secuencias somerizantes en la que se localizan desde *shoals* bioclásticos hasta depósitos de playa.

Los niveles más altos corresponden a dunas de playa con retoque eólico.

1.4. CUATERNARIO

Hay que destacar el magnífico trabajo que sobre el Cuaternario marino de Baleares ha realizado CUERDA (1975).

1.4.1. **Pleistoceno**

1.4.1.1. **Conglomerados, areniscas y arcillas (13) Pleistoceno**

Afloran en forma de estrecha franja con dirección noreste - suroeste en el ángulo noroccidental de la hoja.

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

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

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

En la localidad de Sencelles, dentro de la presente hoja, estos depósitos contienen *Myotragus*, y en el Banco de Ibiza (hoja de Isla de Toro, 38-28), CUERDA (1975) cita *Oxychilus lentiformis*, *Iberellus companyoni* y *Tudorella ferruginea* en depósitos análogos. Su atribución al Pleistoceno se basa en estos hallazgos paleontológicos y a su posición regional.

1.4.1.2. **Gravas, limos rojos y costras calcáreas (14) Pleistoceno**

Esta unidad cartográfica aflora al sur de la localidad de Montuiri, en donde los sedimentos que la componen están muy degradados por la erosión dando lugar a pequeños cerros testigos de techo plano y con paleopendiente hacia el noreste.

Se trata de depósitos coluviales antiguos formados por gravas angulosas y subredondeadas de caliza con matriz limo-arenosa y niveles de limos rojos. Son frecuentes las costras calcáreas a techo de la formación.

1.4.2. **Holoceno**

1.4.2.1. **Arcillas rojas "Terra Rossa" (15) Holoceno**

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

1.4.2.2. ***Coluviales de cantos en matriz limolítica (16) Holoceno***

Estos depósitos corresponden a depósitos coluviales, conos de deyección de torrentes y derrubios de ladera, habiéndose representado en la cartografía los más notables.

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

1.4.2.3. ***Limolitas y arcillas rojas con cantos de caliza***

Son depósitos de origen eluvial y aluvial que ocupan la superficie del Llano de Palma y la llanura situada en el ángulo noroeste de la hoja. Su espesor es en general reducido, y recubren los depósitos cuaternarios más antiguos.

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

1.4.2.4. ***Aluviales de arcillas con cantos (18) Holoceno***

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

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 Triás inferior y medio, el Jurásico y Cretácico inferior margosos, el Paleógeno y el Burdigaliense. Las directrices estructurales regionales tienen una marcada linealidad NE-SO, subparalelas o ligeramente oblicuas a la costa, que indudablemente tiene un carácter morfotectónico. La vergencia de las estructuras es hacia el NO, 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 suroriental 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 Triás superior, el Lías calco-dolomítico, 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-SO, las de la elongación del conjunto, con directrices NO-SE ortogonales a las anteriores subordinadas. Esta dirección NO-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 o 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-SO. Este sector queda orlado por depósitos del Mioceno superior y Cuaternario, considerados postorogénicos, que presentan disposición subhorizontal y se han acumulado en varias fosas (Cuencas de Palma, de la Puebla, de Campos, etc.) en la que alcanzan espesores de hasta tres mil metros como se ha evidenciado mediante sondeos y prospección geofísica.

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

BOUVY, HERMITE y NOLAN, que inician el conocimiento geológico de la Isla, son las aportaciones de FALLOT y DARDER lo que proporcionan una visión moderna de la estructura Mallorca, establecimiento un modelo que, aceptado y difundido por COLOM, OLIVEROS y ESCANDELL, 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 NO, 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, unas comprensión 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.

POMAR (1979) ha propuesto recientemente un modelo alternativo sobre la estructura de Mallorca que ofrece un enfoque de la problemática estructural totalmente opuesto al clásico. Este autor considera que aunque no es descartable aún la existencia de fases compresivas durante el Paleoceno-Eoceno Inferior y el Helveciense, las características esenciales del edificio tectónico de Mallorca se deben a varias fases distensivas ocurridas durante el Mesozoico, el Paleógeno y el Mioceno inferior.

2.1.1. Evolución tectónica durante el Mesozoico

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

Los escasos sedimentos del Trías inferior existentes en Mallorca parecen indicar que durante esta época formaba parte del sistema de fosas subsidentes que funcionó en Europa meridional, Norte de 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 la 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 Triás superior pasa a realizarse mediante adelgazamiento mejor que fracturación, con hundimiento generalizado de zonas hasta ahora fundamentalmente continentales. Ello, junto con la aparición de dorsales oceánicas en las áreas internas del Tethys en la que ya se crea nueva corteza oceánica, da lugar a una transgresión generalizada durante el Lías inferior y medio, con la instauración de una plataforma carbonatada con evidencias de oceanización progresiva. El espesor de los sedimentos del Lías de Mallorca muestra que esta plataforma fue relativamente subsidente. Hacia el Lías medio-superior se inicia la fragmentación de la plataforma carbonatada, posiblemente por una acentuación de las condiciones distensivas, con juego de bloques que darían lugar a áreas emergidas locales y rejuvenecimiento continental, que quedaron atestiguadas por sedimentación detrítica. Mientras que en el Prebético y Cordillera Celtibérica 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-SO. 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 procedentes de la plataforma carbonatada. Los aportes proceden del NO en la Sierra Norte (POMAR, 1978), mientras que en la Sierra de Levante los aportes de calizas alodápicas procedentes del E y NE (BOURROUILH, 1973), podrían explicarse admitiendo la existencia de un alto fondo residual de la fragmentación de la plataforma, o bien una morfología del talud continental con escarpes transversales condicionados por fracturas NO-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 O y NO evidencian que la profundización del surco continúa al mismo tiempo que se reduce la influencia del talud submarino. En el Cretácico medio tiene lugar un evento anóxico de características mal conocidas y que posiblemente refleja en los océanos 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 y DARDER, muestra la fuerte influencia de las ideas orogénicas en boga en aquella época sobre las cadenas alpinas circunmediterrá-

neas 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 NO 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 Lias, especialmente hacia el SE, donde la flecha de los corrimientos alcanzarían su mayor magnitud. FALLOT 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 cobertera burdigaliense que recubre los tramos mesozoicos y sobre la que desliza la segunda serie. La serie tectónica II se encuentra corrida sobre la anterior y ocupa la parte central de la Sierra Norte. Presenta un gran desarrollo desde Andraitx a Pollensa y conforma los principales relieves de la Sierra: Galatzó, Tomir, Massanella, Puig Major, etc. Su cobertera de conglomerados aquitanienses o la serie burdigaliense ha desaparecido frecuentemente por erosión. La serie tectónica III está deslizada sobre la II y sólo aparece en una estrecha franja a lo largo de todo el borde meridional de la Sierra, siendo la que presenta una serie terciaria más completa.

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

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

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

En la región de Randa, de la Zona Central, COLOM y SACARES (1968) establecen una fase de plegamiento post-oligocena y anteburdigaliense, con una dirección de compresión E-O, aunque mantienen la fase postburdigaliense como la fundamental. Sin embargo, BOURROUILH, 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-SO, 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 ocho series corridas hacia el Norte, afectadas posteriormente por una fase de "retrocharriage". Posteriormente FALLOT, y el mismo DARDER disminuyen el número de series corridas a tres y cinco, respectivamente, y descartan la fase retrovergente. El modelo clásico de la estructura de esta zona comprende una serie de pliegues y corrimientos de dirección NO-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-SO. 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 N-S a NE-SO.

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 NE-SO, que provoca el juego de fallas de esta dirección y cabalgamientos limitados, y el segundo de dirección NO-SE, siendo éste el principal responsable de la estructuración que afecta al zócalo y a la cobertera. Los esfuerzos N-SE generan pliegues rectos o vergentes al NO, y posteriormente reactivan las fallas de zócalo de la misma dirección, provocando la compartimentación de la cobertera y el zócalo en paneles deslizantes hacia el NO, mientras que los accidentes N-S a NE-SO son reutilizados hacia el NO 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 Sierra 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.

POMAR (1979), ha establecido un modelo alternativo para la evolución de Mallorca. Este modelo es de carácter global y no describe detalladamente la geometría de las estructuras existentes en la Isla. En el marco de este modelo se contempla que durante el Paleógeno inferior tendría lugar la eliminación del Tethys en el área de Mallorca como consecuencia de una fase compresiva generalizada en la futura cuenca del Mediterráneo occidental. Durante el Eoceno superior-Oligoceno se inicia una fracturación y formación de "horts" y "grabens".

con suave subsidencia y la implantación de importantes dominios lacustres con episódicas transgresiones marinas. El diastrofismo distensivo se acentúa hacia el fin del Oligoceno, llegando a una fase importante en el Aquitaniense, que produce notables cambios paleogeográficos, siendo posible que en esta fase se produjeran los principales corrimientos gravitacionales. Durante el Burdigaliense se produce una 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.

El modelo de POMAR pretende desmontar gran parte de las estructuras imbricadas del modelo clásico, aunque persistiendo la posibilidad de estructuras compresivas en los depósitos burdigalienses.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el territorio de la hoja de Porreres se diferencian dos dominios estructurales: los relieves centrales pertenecientes al dominio estructural de la Sierra de Levante s.l., y los materiales postorogénicos del Llano Central.

2.2.1. El dominio de la Sierra de Levante

En la parte central de Mallorca está representado por dos áreas diferentes: la zona de Randa y la zona de Bon Any.

La Zona de Randa está constituida por una serie de afloramientos mesozoicos y paleógenos rodeados por el Mioceno del Llano Central. Desde el punto de vista estructural, y de acuerdo con la interpretación adoptada por E. ANGLADA (1984), se diferencian dos unidades estructurales:

- Unidad inferior, autóctona relativa, formada exclusivamente por materiales Mesozoicos y Oligo-miocenos.
- Unidad superior, alóctona, formada por materiales Paleógenos y en menor grado, por materiales Oligo-miocenos.

La unidad inferior aflora en la mesa de Randa y a lo largo de todos los valles del macizo con dirección NE-SO. Su estructura consiste en pliegues de gran radio de curvatura. En el núcleo de los anticlinales afloran rocas mesozoicas.

El Mesozoico presenta una estructura interna anterior a la sedimentación de los materiales del Oligo-mioceno, el cual se deposita en discordancia sobre los distintos niveles estratigráficos del Jurásico y Cretácico. Algunas fallas que cortan al Mesozoico, no parecen afectar al Oligo-mioceno y, por otra parte, los pliegues que dibujan los materiales mesozoicos tienen distinto radio de curvatura que los pliegues de los materiales del Mioceno, aunque ambos tienen la misma dirección.

El Mioceno de la mesa de Randa pertenece a la unidad inferior, en el se desarrolla una esquistosidad, que de hecho es la única estructura tectónica menor importante observada. Se trata de una esquistosidad espaciada que buza fuertemente hacia el NO y ha sido originada por disolución.

La subunidad cabalgante constituida por dolomías liásicas y situada en el sector SE del macizo, tiene una estructura interna simple. Aunque existen pliegues métricos, la disposición de conjunto es homoclinal, con buzamiento hacia el SE.

La unidad superior es alóctona y está constituida por materiales del Paleógeno y del Oligo-mioceno. Generalmente cabalga sobre los materiales turbidíticos del Mioceno de la unidad inferior, pero localmente cabalga las capas basales del Oligo-Mioceno e incluso del Mesozoico (lo que descarta la posibilidad de interpretar a la unidad superior como un olistostrama dentro de la serie turbidítica).

La traza cartográfica que dibuja el plano de cabalgamiento nos indica que es aproximadamente horizontal, pero sin dejar de seguir, aunque más suavemente, los amplios pliegues del Mioceno de la unidad inferior.

La estructura interna de la unidad superior es compleja, está formada de varias escamas imbricadas, cada una de las cuales presenta características propias: se diferencian como mínimo cinco:

- La inferior, situada en el sector NO del macizo (al Sur de Algaida), está formada por los niveles más modernos del Oligoceno detrítico. Presenta una estructura en pliegues grandes y suaves, con eje horizontal y de dirección NE-SO, afectados por fallas paralelas a ellos.
- La segunda escama, está formada por materiales mayormente calcareníticos del Priaboniense superior y Estampiense. Presenta pliegues de grandes dimensiones cuyo eje es casi vertical. Esta unidad incluye al Puig Galdent y la ladera Sur de la mesa de Randa.
- Las restantes escamas tienen una estructura más similar entre sí. La dirección de las capas es NE-SO, con un fuerte buzamiento al SE o incluso con disposición vertical. No se descarta la posibilidad de que dentro de cada escama se produzcan repeticiones locales de la serie, ya sea por pliegues o subescamas.

Considerando las escamas en su conjunto, la antigüedad de los materiales aumenta de NO a SE, es decir, aumenta al pasar de las escamas inferiores a las superiores.

Todo el macizo está afectado además, por más de una familia de fallas verticales que cortan a la superficie de cabalgamiento y que por lo tanto son posteriores, son estas fallas las que determinan el límite NE del macizo. En algunos casos su salto es suficientemente importante como para invertir las posiciones topográficas relativas de la unidad inferior y la unidad superior, como en el caso de la importante falla ESE-ONO situada en la ladera Sur de la mesa de Randa.

En la interpretación de E. ANGLADA (1984), las principales conclusiones sobre la estructura de este sector son:

- En el Macizo de Randa se pueden diferenciar claramente dos unidades estructurales, separadas por un cabalgamiento subhorizontal. La unidad inferior, tiene carácter de autóctono relativo y está constituida por materiales del Mesozoico y del Oligo-mioceno. La unidad superior es alóctona y está constituida primordialmente por materiales del Paleógeno.
- En la unidad inferior se observa una tectónica anterior al Mioceno. Las estructuras resultantes no han sido claramente caracterizadas, pero en todo caso la dirección de los ejes de los pliegues o flexiones debe ser NE-SO.
- La unidad superior está constituida por una serie de escamas imbricadas.
- La dirección de movimiento de la unidad superior sobre la unidad inferior es NO-SE; de momento no podemos precisar el sentido de movimiento. La dirección de movimiento queda perfectamente establecida por los pliegues de la unidad inferior y de la propia superficie de cabalgamiento.
- El emplazamiento de la unidad superior es claramente posterior a la edad de las turbiditas del Mioceno medio y probablemente posterior a las calcarenitas de Randa.
- La discordancia del Mioceno sobre el paleógeno descrita en trabajos anteriores (HERMITE, 1879; FALLOT, 1922; ESCANDELL y COLOM, 1962; COLOM y SACARES, 1976) no ha sido observada. Prácticamente, el Mioceno se dispone siempre en discordancia sobre el Mesozoico. La casi totalidad de la estructuración del macizo (a excepción de las estructuras que únicamente afectan al Mesozoico de la unidad inferior) se ha producido durante el Mioceno.
- La única estructura tectónica menor observada es la esquistosidad desarrollada en los materiales miocenos de la mesa de Randa. Esta esquistosidad buza claramente hacia el NW. Por el momento, su relación con la macroestructura es desconocida.

La Zona de Bon Any corresponde al sector de terrenos estructurados del Llano Central situado al NE del Macizo de Randa, del que está separado por el accidente de Felanitx-Santa

María. Es un territorio con relieve suave, constituido principalmente por materiales margosos que generalmente no proporcionan buenas condiciones de afloramiento.

La constitución litológica y condiciones de afloramiento dificultan el establecimiento de la estructura de la zona. El accidente de Felanitx-Santa María se manifiesta como un conjunto de fallas NO-SE a ONO-ESE con un salto vertical de unos 300 metros, estando la Zona de Bon Any en el bloque hundido.

Entre Montuiri y San Juan predominan los materiales margosos mesozoicos, paleógenos y miocenos que presentan una estructura de plegamiento con pliegues de rumbo NE-SO y fallas transversales de dirección NO-SE. Las calcarenitas miocenas del Cerro de San Miguel, análogas a las de la Mesa de Randa, aparecen en su parte superior afectadas por esquistosidad. Esta esquistosidad tiene una orientación variable de los bancos inferiores a los superiores. Las direcciones de compresión indicadas por ella son casi ortogonales, 086 y 172, siendo la primera la que afecta a los estratos inferiores. Dos interpretaciones son posibles: que se trate de estructuras generadas por dos direcciones de compresión, al producirse un giro progresivo en el campo de esfuerzos (en algunos bancos coexisten las dos orientaciones pero no hay orientaciones intermedias), o bien que se hayan generado por una compresión única intermedia, 130 (similar a la que indica la esquistosidad en Randa y las estructuras de plegamiento), y que la orientación de la esquistosidad muestre una gran dispersión.

En el sector situado entre San Juan y Petra la estructura está mejor definida pues predominan los materiales mesozoicos. De NO a SE aparecen sucesivamente el sinclinal de San Onofre con depósitos paleógenos en el núcleo, el anticlinal de San Juan, la zona de escamas del Puig de Calicant y el Macizo de Bon Any. Todas las estructuras tienen rumbo NE-SO y vergencia hacia el NO, y aparecen cortadas por fallas transversales de dirección NO-SE. El Macizo de Bon Any está constituido por una escama de materiales del Jurásico medio y superior que cabalga por el Norte a las margas burdigalienses. Las microestructuras (estilolitos, grietas de tracción) de las calizas jurásicas indican una dirección de compresión de 125.

Hacia el NE, otra falla NE-SO individualiza un bloque que constituye la terminación de la zona estructurada. En él destaca el anticlinal jurásico y el sinclinatorio paleógeno de Minas de Sineu. Este sinclinatorio muestra en superficie una estructura suave, pero en profundidad se han detectado mediante sondeos numerosas fallas inversas.

La imposibilidad de definir unidades tectónicas, y la posición de las zonas de Randa y Bon Any, rodeadas de materiales postorogénicos no permite en la actualidad establecer las relaciones estructurales de estas zonas con el resto del dominio de la Sierra de Levante y con el dominio de la Sierra Norte.

2.2.2. Las Cuencas Postorogénicas

Los depósitos posttectónicos de Mallorca se disponen en las márgenes de la Isla y en surcos y cubetas interiores individualizadas por altos de materiales estructurados. La distribución de

las cuencas y las variaciones de facies y espesor de los depósitos que las rellenan han estado controlados por una tectónica vertical de bloques. Estos bloques están limitados por dos familias de fracturas según las direcciones NE-SO y NO-SE.

La disposición de los materiales postectónicos es subhorizontal a escala regional, con basculamientos locales. Internamente muestran estructuras (fallas normales) que pueden reflejar el campo regional de esfuerzos o estar condicionados por accidentes de zócalo.

En la hoja de Porreres las principales unidades estructurales postectónicas son la Cuenca de Inca y la Plataforma de Sineu-Algaida. De manera marginal también están representadas la Orla de C'an Picafort, la Depresión de Manacor y la Plataforma de Lluchmayor. Adosados o en el interior del dominio estructurado también aparecen materiales serravallenses que se encuentran suavemente deformados según pliegues de gran radio de curvatura.

La Cuenca de Inca aparece en el sector NO de la hoja, y sus bordes están controlados por las fallas de zócalo de Palma-Sencelles y Felanitx-Santa María. El borde meridional se manifiesta en superficie como una falla que afecta a los depósitos miocenos y pliocenos. El Pleistoceno inferior presenta buzamiento hacia el Norte y pudiera estar afectado por esta falla. En superficie está ocupada exclusivamente por depósitos cuaternarios.

Hacia el Oeste el umbral de Santa María separa esta cuenca de la de Palma. Este umbral está controlado por los accidentes de zócalo antes mencionados. El Plioceno de Santa Eugenia presenta buzamiento hacia la depresión de Inca.

La Plataforma de Sineu-Algaida es una zona tabular, suavemente basculada hacia el NO, y situada entre la Cuenca de Inca y los relieves de los Macizos de Randa y Bon Any. Está configurada pues por los accidentes de zócalo de Sencellas y de Sineu-Algaida, constituyendo la articulación entre los relieves centrales y la fosa subsidente de Inca. Su constitución estratigráfica es sencilla: sobre el zócalo estructurado, cuyos relieves afloran esporádicamente, se disponen las margas yesíferas serravallenses, y sobre ellas las calizas del Neógeno superior. No existen depósitos del Plioceno inferior, que comienzan a aparecer al NO de la falla de Sencellas.

El borde Sur es erosivo. El borde Norte, sin embargo, consiste en una flexión de los materiales neógenos que lleva asociado un sistema de fallas normales que descienden en graderío hacia la cubeta de Inca.

Hacia el Oeste la Plataforma surge una flexión importante, descendiendo las calizas pliocenas hacia la Cuenca de Palma, donde desaparecen bajo los depósitos continentales cuaternarios.

3. GEOMORFOLOGIA

En la hoja de Porreras existen dos unidades morfoestructurales claramente diferenciadas, que están controladas por el ataque de los procesos erosivos sobre materiales de diferente litología y configuración estructural.

La unidad de los Relieves Centrales ocupa la parte media y suroriental de la hoja. Se caracteriza por corresponder a afloramientos de materiales mesozoicos y terciarios plegados y fracturados.

La unidad del Llano Central corresponde a materiales neógenos poco o nada estructurados, y aparece ocupando casi la mitad del sector noroccidental de la hoja. También aparece, escasamente representada, en las esquinas NE y SE.

Todos los relieves existentes en la hoja pertenecen a la unidad morfoestructural de los Relieves Centrales, que a su vez se puede dividir en dos subunidades: la de Randa y la de Bon Any.

El sector de Randa es el que presenta un relieve más enérgico, destacando el Puig Galdent, Sa Potada d'es Gegant y el Puig de Randa, con altitudes de 350 a 500 metros. Más al SE hay varias sierrecillas de menor altura dispuestas en dirección NE-SO: Puig Fudo, Sa Mola, Puig de ses Roques, Puig de ses Tres Fites, etc. La subunidad de Bon Any tiene un relieve mucho más suave, formado por un conjunto de lomos de colinas separadas por valle amplio, destacando únicamente los cerros de San Onofre y Bon Any, de 250 a 300 metros de altura.

Los materiales mesozoicos y terciarios que constituyen la subunidad de Randa presentan un modelado de formas estructurales condicionadas fundamentalmente por la tectónica de plegamiento e imbricación y el contraste litológico. Las formas con expresión morfológica mejor representadas son los escarpes, las crestas y las cuestas y hog-backs, en cuyos reversos se originan modelados estructurales de tipo chevron. Las calcarenitas miocenas condicionan la morfología de la mesa de Randa, característica de esta zona de la isla. En ocasiones las fallas tienen clara expresión morfológica dando lugar a escarpes que separan distintas litologías.

Las estructuras alpinas aparecen arrasadas dando lugar a un relieve de tipo apalachiano. El encajamiento de la red fluvial cuaternaria ha originado valles que muestran incisión lineal en las zonas con pendientes fuertes, y fondos planos cuando se sitúan sobre los materiales blandos. En las laderas son frecuentes las formas de acumulación de tipo coluvial, y en la desembocadura de algunos torrentes suelen desarrollarse conos de deyección. Algunas laderas constituidas por materiales blandos presentan un modelado antrópico por aterrazamiento para labores agrícolas. Localmente en las calizas y conglomerados calcáreos paleógenos se desarrolla un lapiaz estructural.

Esta subunidad constituye un bloque elevado con respecto a los llanos circundantes, y su límite frecuentemente está jalonado por depósitos coluviales y conos de deyección. Hacia el NE limita con la subunidad de Bon Any mediante un sistema de fallas NO-SE a ONO-ESE con clara expresión morfológica. A partir de ellos se desarrolló un glacis con depósito de gravas y limos encostrados que ha sido posteriormente incidido por la red fluvial.

La subunidad de Bon Any presenta unas características geomorfológicas bastante diferentes. En su constitución predominan los terrenos blandos y su estructura tectónica está peor definida, por lo que el modelado estructural es menos potente, limitándose a algunos escarpes, crestas y cuevas y hog-backs, así como algunas fallas con expresión morfológica. El elemento geomorfológico más característico es el desarrollo de amplios valles ocupados por depósitos de arcillas y limos. La red fluvial actual está mal definida, disponiéndose según una trama centrífuga hacia la periferia de la isla. En las zonas con relieve se han formado barrancos con incisión lineal que se pierden al desembocar en los valles mayores, aunque en algunas ocasiones se incorporan a un curso mayor que discurre por él incidiendo en los depósitos aluviales.

La unidad morfoestructural del Llano Central se caracteriza por estar constituida principalmente por materiales calcáreos neógenos en disposición subhorizontal. Estos materiales aparecen arrasados por una superficie de erosión que posteriormente ha sido basculada y desnivelada, y que frecuentemente aparece recubierta por depósitos de "terra rossa".

La red fluvial cuaternaria aparece profundamente encajada en los materiales neógenos. En el borde occidental de la hoja la red fluvial desciende hacia la depresión de Palma, originando un conjunto de cañones y hoces en cuyas laderas suele haber depósitos coluviales. En la parte central la red discurre hacia la depresión del Inca, y la incisión ha profundizado alcanzando los materiales margosos situados bajo las calizas neógenas, originando valles amplios con depósitos aluviales en el fondo y escarpes en su parte superior.

En la esquina NO del mapa está representada la depresión cuaternaria de Inca, separada de las calizas neógenas por un escarpe condicionado por una falla NE-SO, a cuyo favor discurre también el torrente de Beniali.

La depresión de Inca es una llanura suavemente inclinada hacia el SE. Su superficie tiene una historia compleja, con procesos de erosión y depósito. Es característico el desarrollo de costras calcáreas y la acumulación de depósitos de "terra rossa". El torrente de Sollerich incide en esta superficie, y desemboca en el de Biniali girando 90°.

Las depresiones de Inca y Palma están separadas por el Puig de ses Coves, correspondiente a un umbral condicionado por fallas profundas que deforman a los materiales calcáreos neógenos, que presentan entonces un modelado estructural de cuevas y hog-backs, con barrancos profundos y conos de deyección en la periferia.

En los otros sectores periféricos de la hoja ocupada también por la unidad morfoestructural del Llano Central (esquinas SO, SE y NE) los materiales calcáreos originan zonas llanas con extensos recubrimientos de "terra-rossa", excepto en el límite con la hoja de Manacor, al Este de Petra y Villafranca, donde la incisión de la red fluvial es más profunda, alcanzando los materiales margosos serravalienses en los que se desarrollan amplios valles denominados por relieves y masas de calizas neógenas.

El modelado kárstico en los materiales calcáreos del Mioceno superior se manifiesta, además de por los cañones y hoces, por dolinas a veces de gran tamaño, y que suelen estar ocupadas por depósitos de "terra rossa".

Las diferentes formas encontradas en la hoja de Porreres son el resultado de una evolución geomorfológica compleja, que se remonta al Terciario, momento en que los Relieves Centrales y las Sierras de Mallorca ya eran relieves emergidos. 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 son prácticamente inexistentes en el ámbito de la hoja de Porreres. Únicamente cabe la posibilidad de alguna caída de bloques en escarpes, así como inestabilidades de ladera y erosión del suelo en terrenos blandos con fuerte pendiente, como las laderas de Randa, por ejemplo.

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. Para la redacción de este capítulo se han tenido en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos en el resto de la Isla de Mallorca.

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 ofrece una visión de conjunto de la evolución paleogeográfica del sector abarcado por las seis hojas antes citadas, con las limitaciones impuestas por el hecho de que los sedimentos se encuentran dispuestos en unidades tectónicas apiladas.

Los sedimentos más antiguos de la Isla de Mallorca corresponden al Buntsandstein y al Muschelkalk, y no están representados en el sector de la Sierra de Levante. En esta zona los sedimentos más antiguos pertenecen al Triásico superior, en facies Keuper. Son depósitos correspondientes a un ambiente continental en el que se desarrolló además actividad volcánica en condiciones predominantemente subaéreas (coladas y materiales piroclásticos). El desarrollo de lagos efímeros de tipo "Sebkha", en las que se depositaron evaporitas, podría estar relacionado con la proximidad de una llanura litoral que sufriría invasiones del mar esporádicamente.

La intensa dolomitización secundaria que afecta a la base de la serie jurásica, que puede alcanzar el Dogger, dificulta la reconstrucción de las condiciones originales de depósito y el establecimiento de la Historia Geológica. Ello debe realizarse en base a los datos obtenidos donde existen retazos de la serie estratigráfica que conserven su carácter original y a la comparación con otros sectores de la Isla, como la Sierra Norte.

En la Sierra de Levante las condiciones marinas se establecen definitivamente a partir del Rethiense, con una plataforma carbonática somera, con predominio de ambientes de llanura de mareas. En el tránsito Rethiense-Hettangiense regionalmente existe una discontinuidad sedimentaria. Las brechas que constituyen la base del Lías, y que en la Cordillera Ibérica se han interpretado como brechas de colapso por disolución de evaporitas correspondientes a un ambiente de *lagoon* hipersalino, deben estar representadas en la Sierra de Levante por niveles de brechas dolomíticas existentes en la base del Lías.

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

Durante el Pliensbachiense a esta llanura de mareas ya perfectamente establecida llegó un importante aporte de terrígenos procedente del continente, que son redistribuidos por corrientes de marea.

En el ámbito de la sierra de Levante no se han caracterizado sedimentos del Toarciense, existiendo un *hard-ground* sobre los niveles Pliensbachienses. En la Sierra Norte el Toarciense

está representado por un nivel de condensación. En cualquier caso en el Lías superior tiene lugar un cambio paleogeográfico importante, pasándose de unas condiciones de plataforma carbonatada subsidente al establecimiento de un dominio oceánico caracterizado por depósitos pelágicos y una tasa de sedimentación más reducida.

Durante el Dogger y el Malm la sedimentación tiene lugar en un ambiente de cuenca y talud carbonático entre dicha cuenca y una plataforma somera. La presencia ocasional de niveles de facies "Ammonito rosso" indica que hubo momentos de ralentización de la sedimentación.

Durante la sedimentación del Cretácico inferior persisten las mismas condiciones paleogeográficas del Jurásico superior, con depósitos marinos de cierta profundidad durante todo el Neocomiense. Las facies pelágicas durante este período corresponden a una zona de talud submarino, con evidencias de inestabilidad especialmente acusadas en el sector septentrional de la Sierra de Levante, mientras que hacia el Sur parecen dominar las facies de cuenca profunda: calizas con *Nannoconus*, *Radiolarios* y *Tintínidos*, faltando las *Globigerináceas*, lo que COLOM (1975) explica suponiendo que 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.

En este sector de Mallorca no se han conservado registro estratigráfico del Cretácico medio y superior. El registro de la Sierra Norte indica que durante este período persisten las condiciones de sedimentación pelágica, con un episodio de sedimentación anóxica durante el Aptense-Albense.

Los primeros sedimentos del Eoceno medio-superior aparecen discordantes sobre el Mesozoico y evidencian la existencia de una fase de plegamiento entre el Cretácico superior y el Eoceno medio. Mientras en la Sierra Norte la sedimentación del Eoceno medio es lacustre, con depósitos de lignitos en su base, en la Sierra de Levante tiene lugar un episodio marino transgresivo, con deposición de sedimentos litorales, episodio que no se refleja en la Sierra Norte hasta el Eoceno superior-Oligoceno inferior.

En la Sierra Norte de Mallorca los depósitos del Oligoceno superior-Aquitaniense son continentales y se sitúan discordantemente sobre el resto del Terciario o sobre el Mesozoico, indicando posiblemente una nueva fase de deformación. En conjunto se han interpretado como depósitos de relleno de fosas subsidentes ligadas a una etapa distensiva en relación con el inicio de la apertura de la Cuenca Norbaleár.

En la Sierra de Levante no existen depósitos equivalentes a las brechas de la Sierra Norte, y la sedimentación marina que atestigua el hundimiento generalizado de toda el área mallorquina al progresar la actividad distensiva se inicia en el Aquitaniense y Burdigaliense, con sedimentos de carácter litoral.

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. En el sector central de la Isla culminan con una secuencia regresiva de plataforma carbonática progradante hacia el Norte. 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 Mallorca, 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, marinos en la base, y fluviales y lacustres después, 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 franjeaba los relieves emergidos, con facies de talud hacia las zonas de mar abierto. Esta unidad deposicional del Complejo arrecifal se inicia con una facies extensiva y de distribución irregular, la "capa de Heterosteginas" (Tortoniense superior). A continuación se instala en los márgenes de la Isla un sistema arrecifal progradante que origina secuencias *shallowing-upwards*, y presenta morfologías franjeantes, en barrera y en rampa en función de las condiciones fisiográficas locales. Las "capas de Heterosteginas" se asignan al Tortoniense superior y se correlacionan con la zona N. 16 de BLOW, mientras que el Complejo arrecifal pertenece al Mioceno superior (Messiniense), careciendo de Foraminíferos planctónicos.

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

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

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

Las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno han quedado 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 único indicio minero existente en la hoja de Porreres, los constituyen las explotaciones a cielo abierto existentes entre las localidades de Sineu y María de la Salud. En dichas explotaciones se extraen los limos y margas carbonosas del Paleógeno, con muy bajo contenido en carbón.

- Los materiales del Jurásico inferior, son explotados en canteras en distintos puntos. En estas canteras, debido a la intensa tectonización que los materiales presentan, no es necesario el empleo de explosivos para la extracción de áridos para las obras públicas.
- Los materiales del Dogger son explotados en cantera al Norte de Porreres, en donde se extraen margas y calizas para la fabricación de cementos.
- Los materiales del Cretácico inferior son extraídos para la obtención de margas con las que los agricultores benefician los terrenos arcillosos de la Terra Rossa en otros puntos de la Isla.
- Las areniscas cementadas del Pleistoceno ("Mares") son utilizadas en la extracción de bloques de sillería para la construcción.

5.2. HIDROGEOLOGIA

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

Por esta razón durante los últimos años se han venido realizando, y continúan en la actualidad, numerosos estudios sobre ello, patrocinados por el Instituto Tecnológico 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 recifales 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. y 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. y 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 y RAMIREZ DEL POZO, J. (1981).— Características geológicas de Mallorca. Síntesis preliminar. *Informe interno* (Inédito). IGME.
- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P., RAMIREZ DEL POZO, J. y SIMO, A. (1983).— El Neógeno de Mallorca: caracterización sedimentológica y estratigráfica. *Bol. Inst. Geol. y Minero de España* (en prensa).
- ALVARO, M.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J. y NAVIDAD, M. (1983).— Facies vulcanosedimentaria en el Triás superior de la Sierra Norte de Mallorca. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador. Edit. p. 627-28, Mahón, 1983.
- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P. y SIMO, A. (1983).— Depósito de talud carbonático en el Dogger de la Sierra de Artá, Mallorca. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador Edit. p. 410-12. Mahón, 1983.
- BARON, A. (1976).— Estudio sedimentológico y estratigráfico del Mioceno medio y superior, postorogénico, de la Isla de Mallorca. *Premio ciudad de Palma*. Inédito.
- BARON, A. (1980).— El Complejo Terminal messiniense de la Isla de Mallorca. *Bol. Inst. Geol. Min. España* (en prensa).
- BARON, A. y GONZALEZ, C. (1983).— Esquema litoestratigráfico del Mioceno medio superior de las Baleares. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador Edit. p. 746-48. Mahón, 1983.
- BATALLER, J.R. (1930).— Excursión científica por Mallorca. *Ibérica*. Vol. XXXVIII, nº 945. Barcelona.

- 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 Poliensa). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* t. LV, pp. 117-130.
- BATLLE, A. (1971).— Estudio estructural del Extremo Occidental de la Sierra de Mallorca. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Barcelona. Septiembre. 1971, 53 pp. Inédito.
- BATLLE, A. y GARGALLO, A. (1981).— Presencia d'olistolits a la sedimentació burdigaliana de la Serra Nord de Mallorca. *Acta Geol. Hispánica*. 14 (1879), pp. 311-317.
- 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.
- BIZON, G.; BIZON, J.J. y COLOM, G. (1967).— Note préliminaire sur les microfaunes planctoniques du Miocene de l'île de Majorque (Balears). *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 (Balears). La terminaison nord-occidentale des Cordilleres Bétiques en Méditerranée occidentale. *These*, Paris, 2 tomos, 822 pp., 196 fasc. p5 pl., 6 cortes lito.
- BOURROUILH, R. y GEYSSANT, J. (1968).— Présence de *Simosphinctes* (*Ceratosphinctes*) *rachistrophus* (GEMM.) (*Perisphinctestidae*, *Idoceratinas*) dans le Jurassique supérieur de l'Est de Majorque (Baléares). *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* n° 3, p. 77-79.
- BOUVY, P. (1967).— 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 SANDERS, A.C. (1977).— On a new species of *Pseudolitinomys* (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, n° 4.
- COLOM, G. (1945).— Los Foraminíferos de "concha arenácea" de las margas Burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca). *Estud. Geol.* n° 2, pp. 5-33.
- COLOM, G. (1946).— Los sedimentos burdigalienses de las Baleares. *Estud. Geol.*, n° 3, pp. 21-112.
- COLOM, G. (1946).— Los foraminíferos de las margas Vindobonienses de Mallorca. *Estud. Geol.* n° 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 láms.
- COLOM, G. (1961).— La paléogéographie des lacs en Ludien-Stampien inférieur de l'île de Majorque. *Rev. de Micropal.* Vol. 4, nº °, 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 varves. *Bull. Soc. Geol. France*, 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. nº 2.
- COLOM, G. (1971).— Sobre la presencia del Senoniense en los lechos finales de la serie geosinclinal, calizo-margosa de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 15, pp. 135-159.
- COLOM, G. (1973).— Primer esbozo del Aquitaniense mallorquín. Caracteres litológicos y micropaleontológicos de sus depósitos. *Mem. de la R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 3ª época, nº 762, vol. 41, nº 12.
- COLOM, G. (1973).— Esbozo de las principales litofacies de los depósitos Jurásico-Cretácicos de las Baleares y su evolución preorogénica. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid, Ser. Cienc. Nat.* t. 25, pp. 116.

- COLOM, G. (1975).— Las diferentes fases de contracciones alpinas en Mallorca. *Estud. Geol.* vol. 31, pp. 601-608.
- COLOM, G. (1975).— Geología de Mallorca. *Gráficas Miramar, Palma de Mallorca*. Diput. Prov. de Baleares, 2 tomos, 522 pp. 209 fgs.
- COLOM, G. (1976).— Los depósitos continentales, aquitanienses de Mallorca y Menorca (Baleares). *Revista R. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. r. 70, cuaderno 2º.
- COLOM, G. (1979).— Estudio geológico y sistemático de una asociación de organismos pertenecientes a un yacimiento del Pleistoceno superior en la Albufera de Alcudia (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, t. 23, pp. 25-33. Palma.
- COLOM, G. (1980).— Nota preliminar sobre la existencia del Plioceno inferior, marino, en Mallorca (Baleares). *Acta Geol. Hisp.* t. XV, nº 2, pp. 45-49.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-62).— L'évolution du geosynclinal baléaire. *Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot Paris*, vol. 4, nº 1, pp. 125-136.
- COLOM, G.; FREYTET, P. y RANGUEARD, Y. (1973).— Sur des sédiments lacustre et fluviaux stampiens de la Sierra Nord de Majorque (Baleares). *Ann. Sc. Univ. de Besançon (Geol)*, 3ª 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.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1976).— Estudios sobre la Geología de la Región de Randa-Lluchmayor-Porreras. *Rev. Balear.* nº 44/45: 21-71.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1976).— Estudio geológico de la región de Randa-Lluchmayor (SE de Mallorca). *Rev. Balear*, 11:22-71.
- COLOM, G., SACARES, J. y CUERDA, J. (1968).— Las formaciones marinas y dunares Pliocénicas de la Región de Lluchmayor (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*. 14: 46-60.
- CUERDA, J. (1975).— Los tiempos cuaternarios en Baleares. *Dip. Prov. Baleares. Inst. Estud. Baleáricos*. C.S.I.C. pp. 304, 20 láms.
- CHAUVE, P., MATAILLET, R., PECHOUX, J. y RANGHEARD, Y. (1976).— Phenomenes tectosedimentaires dans la partie occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baleares, Espagne). *Ann. Sc. Univ. de Besançon, Geo.* fasc. 26, 3^{eme} serie.

- DARDER, B. (1913).— Los fenómenos de corrimiento en Felanatix (Mallorca). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid*. Ser. Geol. nº 6.
- DARDER, B. (1914).— "El Triásico de Mallorca". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* nº 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. nº 10, pp. 1-41.
- DARDER, B. (1921).— Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca). *Id.* vol. 21, pp. 204-223.
- DARDER, B. (1924, a).— Sur la tectonique desenvirons de Siranen et du Puig de San Onofre (Majorque). *C.R. Acad. Scienc. Paris*, vol. 177.
- DARDER, B. (1924, b).— Sur l'age des phenomenes de charriage de l'île de Majorque, *C.R. Acad. Cienc. Paris*. Vol. 83.
- DARDER, B. (1925).— La tectonique de la region orientale de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France*, t. 25, pp. 245-278.
- DARDER, B. (1928).— Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca). *Bol. Real. Soc. Espa. Hist. Nat.* 21: 204-203.
- DARDER, B. (1929).— Le relief et la tectonique de Majorque *Geol. Medite. Occid.* Barcelona.
- DARDER, B. (1933, a).— Duas notes sobre la geologie de la Serra de Llevant de Mallorca. *Butll. Inst. Catalana. Hist. Nat.* Barcelona. vol. 33, nº 12, pp. 154-158.
- DARDER, B. (1933, b).— L'existencia del Burdigaliá a la Serra de Farrutz (Artá). *Id.* vol. 33, nº 13. Barcelona.
- EGUIZABAL, F.J. (1983).— Unidades estrato-sedimentarias del Macizo de Ronda. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador. Edit. p 4, 25-29. Mahón, 1983.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960, a).— Sobre la existencia de una fase de contracciones tangenciales en Mallorca durante el Burdigaliense. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 61:395-407.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960, b).— Sur l'existence de diverses phases de plissements Alpains dans l'île de Majorque (Balears). *Bull. Soc. Geol. France*. Ser. 7,2: 267-272.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1961-62).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 644 (Pollensa). *Inst. Geol. y Min. de España*.

- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Una revisión del Nummulítico mallorquín. *Notas y Comunic. IGME*, nº 66, pp. 73-142.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 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. (1962).— Mapa geológico de España. Hoja nº 673 (Artá). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 700 (Manacor). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 725 (Felanitx). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).— Estudio geológico de la zona de Ronda. *Not. y Com. I.G.M.E.* 65: 23-48.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 698 (Palma). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 643 (La Calobra). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1963).— Mapa Geológico de España. Hoja nº 670 (Sóller). *Inst. Geol. y Min. de España*.
- ESTEBAN, M.; BARON, A.; CALVET, F. y POMER, L. (1977).— The Messinian Reefs of Mallorca. (In "The Messinian Reefs of Spain", por M. Esteban).
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. y PERMANYER, A. (1977, a).— Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain Morphology, composition and depositional environment. *Com. Third Int. Coral Reef Symp.* Miami, Florida May. 23-27.
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. y PERMANYER, A. (1977, b).— Aberrant features of the Messinian coral reefs. Spain. *Com. Seminario nº 3 sobre el Messiniense*, 26-27, Sep. 1977. Málaga. IGCP Project nº 96.
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. y PERMANYER, A. (1978, c).— Aberrant features of the Messinian coral reefs. Spain. *Acta Geol. Hisp.* 13: 20-22.

- FALLOT, P., Ed. (1914).— Sur la tectonique de la Sierra de Majorque. *C.R. Sc. Paris*, t. 168, pp. 645-649.
- FALLOT, P. (1914).— Sur la stratigraphie de la Sierra Majorque. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 158, 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.
- FORNOS, J.V. (1983).— Estudi sedimentologic del Miocé terminal de la illa de Mallorca. *Tesis Lic. Univ. Barcelona*, 228 pp.
- FORNOS, J.J.; POMAR, L. y RODRIGUEZ, A. (1983).— Depósitos marinos litorales y de abanico aluvial del Mioceno de la Isla de Cabrera (Baleares). *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*. A. Obrador Edit. p. 732-35. Mahón, 1983.
- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHAURLER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. y RANGGHEARD, Y. (1977).— Liaisons paleogeographique su 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 Publ./Min. Ind./Min. Agric.* Comité de Coordinación. 2 tomos
- HAIME, J. (1955).— Notice sur la geologie de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. France Ser 2*, vol. 12, pp. 734-752.
- HERMITE, H. (1979).— Etudes geologiques sur les îles Baleares, 1^{me} 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.
- HOLLISTER, J.S. (1934).— La posición de las Baleares en las orogenias Varisca y Alpina. *C.S.I.C. Inst. José Acosta. Publ. Alem. Geol. Esp.* Madrid. 1942, pp. 71-102.
- 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. (1935).— Observations geologiques sur les deux îles Baleares. *Mem. R. Acad. Sc. Torino*, V. 38, nº 51.
- MARZO, M.; POMAR, L.; RAMOS, E. y RODRIGUEZ, A. (1983).— Itinerario A. en: El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca, 26-30 de Septiembre, 1983.

- MATAILLET, R. y PECHOUX, J. (1978).— "Etude Geologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Balears, Espagne)". *These Doct. de la Fac. Sciences et des Techniques de l'Université de Franche-Comté*, 161 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 Baléares. *C.R. Ac. So. 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.
- PASCUAL, J.M. (1982).— Estudi micropaleontologic del Miocé margós del Massís de Randa (Mallorca). *Tesis Lic. Univ. Palma de Mallorca*. 197 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.
- POMAR, L.; ARON, A. y MARZO, H. (1983).— El Terciario de Mallorca en: El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones de *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca, 26-30 de Septiembre. 1983.
- POMAR, L.; RIBA, O., RODRIGUEZ, A. y SANTANACH, P. (1980).— Estructuras de escape de agua sintectónicas en el Mioceno inferior de Mallorca. *Comunicación IX Congr. Nac. Sedimentología*. Salamanca.
- POMAR, L.; RIBA, O.; RODRIGUEZ, A. y SANTANACH, P. (1983).— Estructuras de deformación en el Mioceno inferior de Es Port d'es Canonge y del Macizo de Randa (Mallorca). en: El

- Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, 26-30 de Septiembre, 1983.
- RIBA, O. (1981).— Aspecto de la Geología marina de la Conca Mediterránea Balear durant el Neògen. Me. Real Acad. Cienc. Artes Barcelona. nº 805, vol. 45, nº 1.
- RIBA, O. (1983).— Las islas Baleares en el Marco Geológico de la Cuenca Mediterránea Occidental de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca. 26-30 de Septiembre 1983.
- RODRIGUEZ-PEREA, A. (1981).— Estudio sedimentológico del Mioceno basal Transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca. *Tesis Lic. Univ. Barcelona*.
- SIMO, A. (1982).— El Mioceno terminal de Ibiza y Formentera. *Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona*. Inédita.
- VIDAL, L.M. (1985).— Note sur l'Oligocène de Majorque. *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 4, vol. 5, pp. 651-644.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA