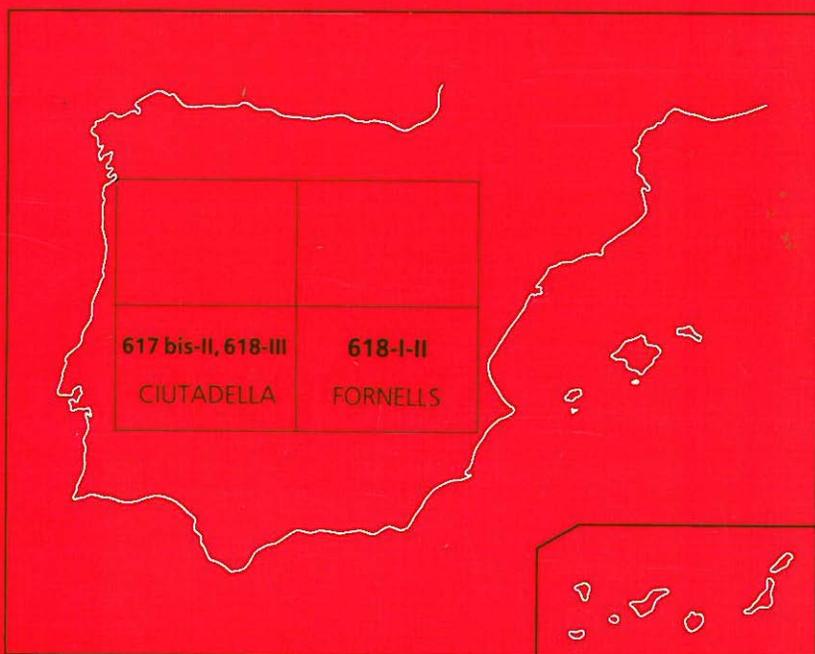




## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie - Primera edición



ISLA DE MENORCA

# CAP MENORCA Y CIUTADELLA

Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

## CAP MENORCA Y CIUTADELLA

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Universidad Autónoma de Barcelona (D de Geología, Area de Estratigrafía) y la División de Geología del I.T.G.E., habiendo intervenido siguientes técnicos superiores.

### **Autores**

- Universidad Autónoma de Barcelona  
Joan Rosell  
David Gómez-Gras
- Instituto Tecnológico y Geominero de España  
Emilio Elízaga

### **Colaboradores**

- José Arribas (Univ. Complutense). Petrografía.
- Jean P. Colins (Exxon). Micropaleontología de ostrácodos.
- Peter Hochuli (Exxon). Palinología.
- Hans Peter Luterbacher (Univ. de Tübingen). Micropaleontología general.
- Carmen Llompart (Univ. Autónoma de Barcelona). Macropaleontología general.
- Sergio Rodríguez (Univ. Complutense). Paleontología de corales del Paleozoico.
- José Trilla (Univ. Autónoma de Barcelona). Geomorfología y Cuaternario.
- M.<sup>a</sup> Luisa Valls (Univ. Autónoma de Barcelona). Geomorfología y Cuaternario.
- Daniel Vachard (Univ. des Sciences et Techniques de Lille). Foraminíferos del Paleozoico y Triás.
- Josep Wiczorek (Sociedad Geológica Polaca). Paleontología de nerineidos.

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del I.T.G.E. existe y su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, album de fotografías y demás información varia.

El I.T.G.E., dadas las características especiales de la isla de Menorca y la división del territorio Mapa Topográfico Nacional, E. 1:50.000, ha optado por realizar la cartografía a escala 1:25.000 el deseo de que ésta pueda ser más adecuada para su utilización.

Fotocomposición: Laxes, S.A.  
Imprime: Gráficas Marte, S.A.  
Depósito legal: M-34.568-1990  
NIPO: 232-89-010-6.

## INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCION .....	5
2. ESTRATIGRAFIA .....	5
2.1. Paleozoico .....	7
2.1.1. Devónico basal .....	7
2.1.2. Turbiditas devónicas de Fornells-Es Mercadal (D) .....	8
2.1.3. Las turbiditas carboníferas de Son Ermità-Santa Rita (C) .....	9
2.1.4. El complejo olistostrómico de Binimel·là Santa Margarida .....	11
2.1.4.1. Colada fangosa (debris flow) (df) .....	11
2.1.4.2. Radiolaritas, calizas y pizarras rojo-violáceas (ra y ca) .....	12
2.1.4.3. Las rocas volcánicas (B) .....	12
2.1.4.4. Los cuarzoqueratófidos ( $\gamma$ ) .....	12
2.1.5. Pérmico (P) .....	13
2.2. Mesozoico .....	15
2.2.1. Triásico .....	15
2.2.1.1. Facies Buntsandstein (B <sub>1</sub> , B <sub>2</sub> ) .....	15
2.2.1.2. Facies Muschelkalk (M <sub>1</sub> , M <sub>2</sub> y M <sub>3</sub> ) .....	18
2.2.1.3. Facies Keuper (K) .....	20
2.2.2. Jurásico (Jm y J) .....	20
2.2.3. Cretácico (Cr) .....	23
2.3. Terciario .....	23
2.3.1. Mioceno .....	23
2.3.1.1. Unidad inferior conglomerática (Mg) .....	24
2.3.1.2. Unidad intermedia calcarenítica (Mc) .....	25
2.3.1.3. Unidad superior arrecifal (Ma) .....	25
2.4. Cuaternario .....	26
2.4.1. Complejo dunar (D <sub>1</sub> , D <sub>2</sub> , D <sub>3</sub> , D <sub>4</sub> y D <sub>5</sub> ) .....	26
2.4.2. Playas (Q, P) .....	28
2.4.3. Aluvial-coluvial (QAL-C) .....	28

	<i>Páginas</i>
3. GEOMORFOLOGIA .....	28
4. TECTONICA .....	30
4.1. Tectónica Herciniana .....	30
4.1.1. Fase Namuriense .....	30
4.1.2. Fase post-Namuriense .....	31
4.2. Tectónica Alpina .....	31
4.2.1. Tectónica finitriásica-Jurásico inferior .....	31
4.2.2. Tectónica eocénica (?) .....	32
4.2.3. Tectónica del Oligoceno (?) - Mioceno .....	32
4.2.4. Neotectónica .....	32
5. GEOLOGIA HISTÓRICA .....	32
5.1. Introducción .....	32
5.2. Paleozoico .....	33
5.3. Mesozoico .....	34
5.4. Cenozoico .....	35
6. GEOLOGIA ECONOMICA .....	36
6.1. Minería .....	36
6.2. Canteras .....	36
6.3. Hidrogeología .....	36
7. BIBLIOGRAFIA .....	38

## 1. INTRODUCCION

La Isla de Menorca, la segunda en extensión en el archipiélago balear, posee 702 km<sup>2</sup> de superficie. A causa de su posición geográfica queda dividida en siete cuadrículas que delimitan las hojas 1:50.000, del Mapa Topográfico Nacional y cuya cartografía es la base del MAGNA (Fig. 1). La Hoja 1:50.000 denominada Cap Menorca y Ciutadella, situada en el extremo noroccidental de la isla que comprende los números 617 bis y 618, abarca dos Hojas del Mapa 1:25.000, la de Ciutadella, la más occidental, y la de Fornells, la oriental. Dentro de las divisiones morfogeológicas que clásicamente se consideran en la isla, región de Tramuntana al N y región de Migjorn al S, esta Hoja abarca parte de estas dos regiones (ver esquema regional).

La región de Tramuntana está formada por un zócalo paleozoico, de facies predominantemente turbidíticas y de edad Devónico y Carbonífero, y una cobertera terrígena y carbonática triásica, jurásica y cretácica discordante. En conjunto, zócalo y cobertera, dan lugar a los relieves más importantes de la isla.

Por el contrario, la región de Migjorn, poco o nada trastornada tectónicamente, está formada por materiales del Mioceno. Entre ellos se ha modelado un relieve ya tabular ya correspondiente a una plataforma con una débil inclinación hacia el S. El zócalo del Mioceno aflorado en la Hoja es triásico y jurásico. Dado que la cobertera miocénica es poco potente, este zócalo relativo aflora en varios puntos a lo largo de la línea de costa (dolomías y calizas jurásicas de Pont d'en Gil, Bajolí y Punta Natí-Punta des Llosar) y es, además, reconocido por la mayor parte de los sondeos realizados para el alumbramiento de aguas subterráneas.

Los materiales cuaternarios están formados por un escalonamiento en el tiempo de distintos sistemas de dunas litorales y, en áreas con un cierto endorreísmo, por depósitos lagunares.

## 2. ESTRATIGRAFIA

Es la Hoja con una mayor representación de niveles de la serie estratigráfica aflorada en Menorca. A excepción de parte del Cretácico inferior, en ella pueden reconocerse: un

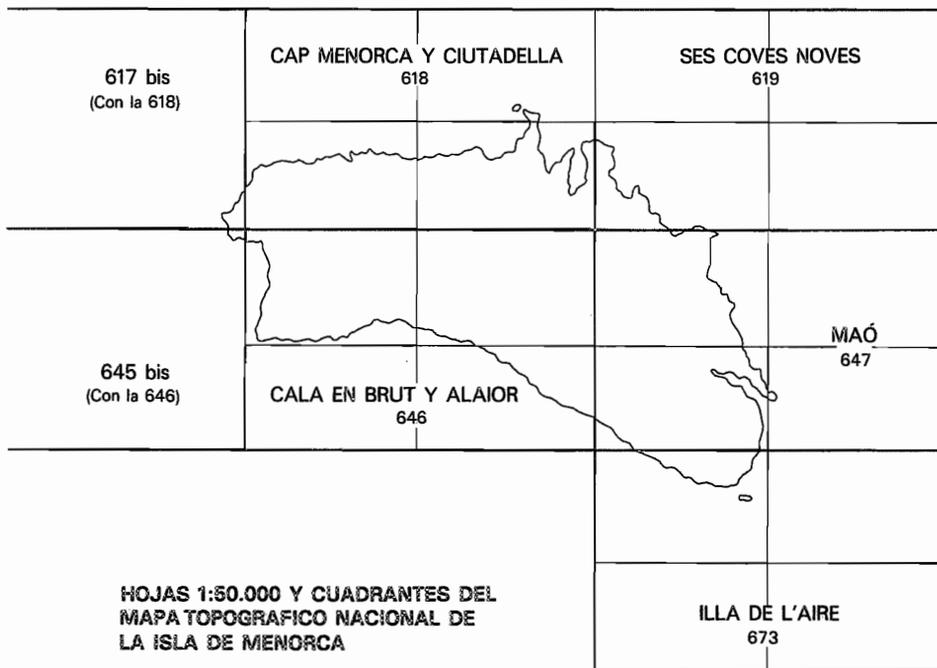


FIGURA 1

posible Silúrico, una potente serie turbidítica devónica, una plataforma distal mixta carbonatada y terrígena del Carbonífero con abundantes capas intercaladas de carbonatos resedimentados, una masa olistostrómica, una serie carbonífera de facies Culm, la serie permicotriásica más completa que puede obtenerse en la isla (Pérmico superior, Anisiense, Ladiniense y Carniense), la serie jurásica (Toarciense y posiblemente algo de infra y supra este piso liásico), la parte inferior de la serie cretácica (Valanginiense/Berriasiense), la serie miocénica (quizá infra Tortoniense (?), Tortoniense y Messiniense) y una representación de cordones de dunas litorales en las que queda registrado buena parte del Cuaternario.

## 2.1. PALEOZOICO

Aflora ampliamente en toda la zona. La monotonía en sus facies (dominantemente turbidíticas) hace difícil la separación de unidades en las series estratigráficas. Dificultad acusada, además, por la presencia de abundantes niveles «eslumpizados» intercalados en las mismas y por el elevado grado de tectonización a que se ven sometidos sus materiales. Todo ello obstaculiza, además, la obtención de buenas series estratigráficas y su precisa datación. Las faunas son, en la mayoría de los casos, resedimentadas. Por lo tanto, al intentar precisar en las dataciones por la presencia de una u otra fauna o flora pueden cometerse errores importantes.

La serie estratigráfica del Paleozoico ha sido motivo de estudio por parte de los autores clásicos HERMITE (1879), FALLOT (1923) y HOLLISTER (1934), pero no fue hasta BOURROUILH (1973), cuando se sentaron las bases correctas de la serie paleozoica. Más tarde en LLOMPART *et al.* (1979-80) y en BOURROUILH *et al.* (1980) en un intento de síntesis, se publica y analiza, por vez primera, una serie completa (Fig. 3).

### 2.1.1. Devónico basal

En el extremo W de Cala Tirant, al N de un grupo de apartamentos, en el paraje denominado Es Macar Petit o de Sa Talsieta afloran unas pelitas negras (ampelíticas) que han proporcionado fauna de graptolitos. Este es el único punto de la isla donde afloran estos materiales. Fue descubierto por BOURROUILH en la elaboración de su tesis (1973).

Los graptolitos lo datan como del Gedinense (Lochkoviense), es decir, de la base del Devónico. Constituye el nivel más bajo de la serie paleozoica.

La posición del afloramiento, entre turbiditas de edad devónica, no obstante, no descarta por completo la posibilidad de que se trate de una masa «eslumpizada» dentro de las turbiditas.

BOURROUILH (1973), quizá con el afán de encontrar en las turbiditas la serie continua, fuerza un tanto sus dataciones para tal fin sin tener en cuenta (concepto surgido mucho más modernamente) que la sedimentación turbidítica es rápida, producto de la destrucción y resedimentación de una plataforma y, por lo tanto, un sistema turbidítico se correlaciona, en plataforma, con una discordancia. Si realmente existen representados los tres pisos del Devónico inferior, se plantean varias hipótesis entre ellas las que parecen más lógicas son: a) que existan tres caídas fuertes del nivel del mar generadoras de erosión en la plataforma

y resedimentación de los materiales dando lugar a tres sistemas turbidíticos; *b*) que alguno de los pisos caracterizados sea tan sólo un nivel de condensación, y *c*) que alguno de ellos se haya caracterizado (?) paleontológicamente con fauna resedimentada; posiblemente las lagunas estratigráficas son más amplias de lo que bibliográficamente es de presumir.

Los materiales paleozoicos aflorados en la Hoja pueden agruparse en tres unidades en base a su edad y por sus características litológicas y sedimentológicas. De la más antigua a la más moderna son: 1) Las turbiditas devónicas de Fornells-Es Mercadal; 2) Las turbiditas carboníferas de Son Ermità-Santa Rita, y 3) El complejo olistostrómico intracarbonífero de Binimel·là Santa Margarida de materiales finidevónicos y del comienzo del Carbonífero.

### 2.1.2. Turbiditas devónicas de Fornells-Es Mercadal (D)

Afloran en una amplia superficie que se extiende desde el S de los cabos de Fornells y Cavallería hasta el S de Es Mercadal fuera del ámbito de la Hoja. El máximo desarrollo lo poseen en Cala Tirant (desde la Bahía de Fornells al Cap de Cavallería).

Estas turbiditas se hallan profundamente plegadas, lo que imposibilita la obtención de una serie de detalle y, ni tan solo, evaluar su espesor total. Este, como mínimo, es de 1.000 m. No se conoce con exactitud cuál es su techo ni, evidentemente, cuál es su yacente.

La serie es predominantemente pelítica con capas de turbiditas diluidas intercaladas. Dominan las capas delgadas (*thin bed turbidities*). Las capas más concentradas son siempre definibles mediante la secuencia de Bouma. Las más abundantes son las del tipo Tc-e, le siguen en frecuencia las Tb-e, siendo muy raras las que presentan una secuencia completa de Bouma. Han sido estudiadas con detalle por ROSELL *et al.* (1969) y por BOURROUILH (1973).

Desde el punto de vista de facies, están organizadas en ciclos que pueden asimilarse a (margen occidental de Cala Tirant) los que presentan los lóbulos en la parte distal y en su margen u orla. A pesar de esta organización cíclica no puede asegurarse que estas turbiditas formen parte de un sistema deposicional, bien desarrollado, es decir, con cañón, canales y lóbulos. Cabe la posibilidad de que, en función de la composición y volumetría de los sedimentos en el área fuente y de su momento eustático, formen parte de una cuña de turbiditas de granulometría fina dominante (diluidas), depositadas en un momento de nivel del mar relativamente alto.

La presencia de capas de calizas hace pensar en la existencia de dos áreas fuente simultáneas de composición litológica distinta. Las capas de calizas poseen las estructuras sedimentarias primarias preservadas y son, asimismo, producto de una resedimentación. BOURROUILH (1973) encuentra en esta serie fauna característica de todo el Devónico inferior. No obstante, dada la concepción genética de las series turbidíticas, como producto de resedimentación de materiales depositados en una plataforma originado por un descenso del nivel del mar, cabe la posibilidad de que su área fuente esté formada por materiales de diferentes edades del Devónico inferior (Gediniense y Siegeniense) y, quizá, del Silúrico terminal (Pridoliense). De esta manera las faunas, resedimentadas, estarían mezcladas.

En la serie paleozoica de Menorca no se han reconocido con seguridad materiales del

Emsiense, Couviniense y Givetiense. Ello, con reservas, puede interpretarse como un prolongado paro sedimentario que origina una laguna estratigráfica de estos pisos.

### 2.1.3. Las turbiditas carboníferas de Son Ermità-San Rita (C)

Es una unidad turbidítica poco conocida en cuanto a facies, que plantea una problemática hoy por hoy difícil de resolver. Se trata de turbiditas mixtas, siliciclásticas y carbonáticas, similares a la serie turbidítica del Eoceno de Donostia en el País Vasco (ROSELL *et al.* 1985).

Han sido datadas por BOURROUILH (1973) como pertenecientes al Carbonífero inferior. Esta datación ha sido constatada por análisis de esporas realizados durante la confección de la Hoja. Posiblemente pertenecen al Viseense y quizá a lo sumo alcanzarían el Namuriense inferior.

Abarcan un área que desde Els Penyals de Son Ermità, al N, se extiende por el conjunto de colinas de Son Sant Josep hasta Santa Rita, en las inmediaciones del km 24,5 de la carretera de Maó a Ciutadella, donde el área aflorada va estrechándose hasta desaparecer, bajo los materiales del Mioceno, en Ses Fonts Redones de Baix, cerca de Es Migjorn.

Esta unidad carbonífera ha sido calificada como de facies Culm y asimilada a la carbonífera del extremo oriental de la isla. La composición litológica y, sobre todo, su grado de tectonización las diferencia.

La serie está compuesta por capas de calizas y areniscas: las calizas, gris negruzcas, dolomitizadas, se presentan en capas de hasta 1 m de espesor. Por su organización interna pueden ser definidas con la secuencia de Bouma. Existen secuencias completas, muy raras, en que el término *a* está formado por una caliza intraclástica y el *d* por una micrita. Son frecuentes las secuencias incompletas del tipo Tb-e y, sobre todo, Tc-e y Td-e, es decir, las capas más frecuentes presentan *ripples* láminas sinusoidales y paralelas (paralela superior). En las capas más delgadas, la estratificación es lenticular, con lentejones de longitud decimétrica y de 1 a 5 cm de altura. En raras ocasiones se observan capas que presentan en la parte alta laminaciones de tipo «*ripples* de oscilación» a gran escala con estratificación megalenticular o *megawavy*, cuya forma de estratificación y estructura sedimentaria hablaría en favor de un retoque producido por tormentas (*hummocky*).

En el conjunto de la serie las calizas representan un porcentaje de alrededor de un 15 %, porcentaje altísimo si se tiene en cuenta que la serie es predominantemente turbidítica.

Las capas de areniscas pueden agruparse, por su granulometría y posiblemente por su geometría, en dos tipos:

#### a) Areniscas de granulometría gruesa

Corresponden a capas de hasta 4 m de espesor, producto de la sedimentación a partir de suspensiones turbulentas concentradas. La mayor parte de estas capas presentan *coarse tail grading*. A veces se adivina una cierta estructura *dish* y en algunas ocasiones, sobre todo en la parte alta de las capas, láminas paralelas. Por lo general, no presentan el intervalo pelítico y en muy raras ocasiones se observan laminaciones de tipo *ripple*.

Son frecuentes las amalgamaciones entre las capas, las estructuras de carga y los seudonódulos.

Alguna capa arenosa es el producto de verdaderos *sandy flows* y en raras ocasiones se hallan «eslumpizadas».

Son rarísimas las granulometrías tipo microconglomerático y conglomerático, así como las facies tractivas (B<sub>2</sub> de MUTTI & RICCI LUCCHI, 1973). Unas y otras son, por el contrario, muy frecuentes en las turbiditas de facies Culm del extremo oriental de la isla.

#### *b) Areniscas de granulometría fina*

Son capas que pueden definirse mediante la secuencia de Bouma: las más abundantes son del tipo Tc-e, le siguen las Tb-e y son muy raras las Ta-e. Domina la estratificación de tipo lenticular. La bioturbación es muy escasa y las facies tractivas del tipo B<sub>2</sub> son rarísimas; estas dos características, por otro lado, son muy frecuentes en el Carbonífero del extremo oriental de la isla.

#### *Asociaciones de facies*

Las capas de granulometría gruesa, por lo general, se presentan asociadas en número indeterminado. Entre ellas son raros los sedimentos pelíticos, así como las capas delgadas producto de suspensiones turbulentas diluidas. Estos cuerpos se han interpretado como canales, canales deposicionales, en los que son raras las estructuras de *by-passing*.

Las facies finas, siliciclásticas, se han interpretado como el producto del desbordamiento de los canales.

En conjunto, este sistema turbidítico se considera como originado por destrucción y re sedimentación de un sistema deltaico.

Las capas de calizas, asimismo resedimentadas, se consideran como el aporte de material de un área fuente (plataforma carbonática) desligada del contexto sedimentológico general. Probablemente la existencia de estas turbiditas está en relación con una estructura tectónica activa que provoca la destrucción de una cobertera carbonática no consolidada y el transporte, mediante suspensiones turbulentas hacia la misma área de sedimentación que las turbiditas siliciclásticas.

#### *Rocas volcánicas asociadas*

En la punta de Binigaufar, al NE de Els Alocs, estos materiales se hallan atravesados por un dique de rocas básicas de, como máximo, 3 m de espesor. El afloramiento es muy irregular y tectonizado. No obstante, puede seguirse en un amplio trecho entre la Punta de Son Ermità, donde queda desplazado hacia el N (bajo las aguas) por una pequeña falla, hasta el N de Els Alocs, donde primero queda cubierto por materiales cuaternarios y luego

se continúa bajo las aguas. Entre los cantos de areniscas y pizarras que forman la playa de la cala de Els Alocs son muy frecuentes los de esta roca volcánica.

Cabe la posibilidad de que este dique sea la continuidad lateral del dique de Alfurinet-Penyal de l'Anticrist, que se continúan por debajo de la aguas, aunque la dirección de afloramiento sea sensiblemente diferente.

Desde el punto de vista petrológico corresponde a una roca volcánica del tipo basalto dolerítico.

#### 2.1.4. El complejo olistostrómico de Binimel-là Santa Margarida (ca, df y ra)

Es una unidad que se extiende asimismo en dirección N-S, quedando desplazada horizontalmente por fallas alpinas.

Esta unidad se halla siempre implicada en el frente de cabalgamiento del Devónico sobre el Carbonífero. El presentar multitud de lagunas estratigráficas, deducidas de su contenido fósil, *hardgrounds* y condensaciones, y su carácter eminentemente olistostrómico, deducido del carácter discontinuo de su cartografía, imposibilita el estudio detallado de su serie estratigráfica.

Este complejo está formado por una serie de tramos todos ellos «eslumpizados» (pliegues sinsedimentarios) cuyo ordenamiento en «origen» es imposible de conocer.

##### 2.1.4.1. Colada fangosa (*debris flow*) (df)

Forma un conglomerado muy poco cementado, desorganizado y con una abundante y variada fauna.

Los cantos son predominantemente de calizas organógenas. Estas calizas presentan una gran abundancia de fauna del Devónico superior, especialmente de corales (es famoso el yacimiento de fósiles de s'Escull des Francés). Alguno de estos corales está rodado, rodamiento que poseía antes de ser incluido en la colada fangosa. La mayoría de cantos de caliza presentan una pátina rojiza, lo cual podría interpretarse como que derivasen de un pavimento residual en una plataforma, donde crecían los corales junto a otra fauna bentónica. La sedimentación debía ser muy lenta dando lugar a una condensación de la serie; hecho ocurrido durante el Devónico superior. Por el contrario, la formación y sedimentación de la colada fangosa es muy posterior, posiblemente ya avanzado el Carbonífero inferior.

Además incluye enormes cantos de radiolaritas, de calizas plegadas y turbiditas siliciclásticas. La matriz es pelítica algo arenosa, gris negruzca. Su espesor, muy irregular, no sobrepasa los 50 m.

Es difícil, con exactitud, dilucidar cuál era el orden inicial de sedimentación, es decir, la serie estratigráfica anterior a la formación del nivel olistostrómico.

#### 2.1.4.2. *Radiolaritas, calizas y pizarras rojo-violáceas (ra y ca)*

Los niveles de radiolaritas y de calizas se hallan siempre separados por pelitas (pizarras ya rojo vinosas, ya negras o verduzcas). Aunque profundamente plegado sinsedimentariamente parece ser, por su posición en los afloramientos estudiados, que estos materiales fueron depositados sucesivamente, dando lugar a una serie única. El espesor de esta serie puede evaluarse, como mínimo, en 30 m.

Esta serie es posiblemente condensada con abundantes paros prolongados de la sedimentación en momentos en que el aporte terrígeno a la cuenca era pequeño. Intercaladas entre la serie silicea, pelítica o carbonática existen turbiditas siliciclásticas. Por lo general, lo constituyen capas delgadas (TBT) en número reducido, intercaladas en las radiolaritas. Muy raramente existen entre estas turbiditas capas intercaladas que sobrepasan el 1,5 m de espesor, de granulometría de mediana a gruesa.

Las pelitas son generalmente rojo vinosas, con escasos restos de crinoideos, astillosas, a veces negruzcas, con abundantes nódulos de marcasita, y en raras ocasiones de coloraciones verdes. Estas pelitas, frecuentemente, constituyen las juntas de estrato, más o menos desarrolladas existentes entre las capas de radiolaritas o de calizas. Asimismo en estos tramos pelíticos se presentan intercaladas delgadas láminas de radiolaritas.

Las radiolaritas, a la escala del afloramiento, siempre se hallan «eslumpizadas». Están formadas por capas de hasta 10 cm de espesor, dominando las de 5 cm, de coloraciones verduzcas, negras y raras veces rojizas.

Las calizas son gris claro (cenizas), con estratificación de mediana a fina, «eslumpizadas», con abundantes superficies de estilización, micríticas y raras veces intraclásticas y con, localmente y en las superficies de estratificación, abundantes restos de crinoideos. Forman niveles que por lo general alcanzan los 1,5 m, aunque pueden presentarse en capas o en un reducido número de capas entre 10 y 15 cm de espesor. Frecuentemente, en la superficie, presentan acumulaciones de óxidos de hierro.

Son frecuentes, como testimonio, además del carácter de condensación que posee la serie, la presencia de niveles con una mayor o menor cantidad de nódulos fosfatados.

#### 2.1.4.3. *Las rocas volcánicas (β)*

En este complejo olistostrómico existen también rocas volcánicas que fueron descubiertas por HERMITE (1879). Los afloramientos de dimensiones mayores son los de Ferragut Vell y Ferragut Nou.

Estas rocas corresponden a lavas básicas (basaltos doleríticos, tipo teschenita) con estructura espelítica. La emisión de estas rocas es anterior a la colocación de la colada y estas masas deben siempre considerarse como olistolitos.

#### 2.1.4.4. *Los cuarzoqueratófidos (γ)*

Son rocas que se confunden con las sedimentarias, formadas por cuarzo y plagioclasa como minerales principales y por epidota, saussurita, clorita, carbonatos y minerales del grupo

de las arcillas y óxidos de hierro como secundarios. Poseen una apariencia de areniscas en capas de origen turbidítico producto de la sedimentación a partir de suspensiones muy concentradas. BOURROUILH (1973) fue quien las interpretó, por su composición mineralógica y textura, como rocas intrusivas del tipo quarzoqueratófido. Se hallan siempre asociadas a olistostromas. Por ello estas masas de rocas blanco amarillentas deben ser consideradas como olistolitos.

### 2.1.5. Pérmico (P)

Los materiales del Pérmico, ampliamente aflorados en la zona abarcada por la Hoja, ocupan las zonas topográficamente bajas, y por su composición predominantemente pelítica en ellos se han implantado gran parte de campos de cultivo. Las series mejor afloradas, como siempre, se hallan a lo largo de la línea de costa. Entre estas series se halla la de Cala Pilar, la más representativa de los sedimentos pérmicos de la zona.

En conjunto poseen una potencia de 465 m que, dado las irregularidades impuestas por el fondo de la cuenca en que se sedimentó, varían considerablemente en el espacio.

El sustrato está formado indistintamente por los materiales carboníferos o los devónicos. En Cala Pilar lo constituyen las turbiditas carboníferas afectadas, en el contacto, por una intensa rubefacción. Este contacto corresponde a una discordancia angular.

El límite superior, asimismo discordante, viene marcado, a la escala del afloramiento, por un cambio brusco de facies al mismo tiempo que aparece, mediante un contacto fuertemente erosivo, un nivel más o menos desarrollado de conglomerados cuarzosos.

Nada tiene, pues, de extrañar que este nivel, acotado entre dos discordancias, varíe considerablemente de potencia en el espacio. Las muestras que de él se han obtenido para el estudio palinológico han dado una edad Pérmico superior, constatando la publicada por BOURROUILH (1973).

Petrográficamente corresponden a areniscas del tipo cuarzoarenitas y sublitoarenitas. Se caracterizan por presentar cuarzo y fragmentos de rocas entre los que dominan los de esquistos micáceos, pizarras silicificadas y radiolaritas. Como minerales pesados hay circón, rutilo, turmalita y anatasa. El cemento es, por lo general, silíceo y carbonático. La matriz es de illita y caolinita. Este tipo de areniscas, por sus características petrográficas, han sufrido más de un proceso de sedimentación.

La serie en Cala Pilar puede dividirse en:

Unidad inferior (a) constituida por:

— *Conglomerados basales y tramo pelítico*

Los conglomerados basales tienen 2,5 m, como máximo, de espesor, sin organización alguna en la base, poco rodados y derivados, en su mayoría, de su yacente Carbonífero. En la parte alta presentan pequeños contactos erosivos y los conglomerados y microconglomerados se hallan organizados en pequeños ciclos positivos.

Sobre ellos existen 2,5 m en los que alternan las areniscas groseras con niveles pelíticos. En las areniscas son frecuentes las rizoacreciones carbonáticas que distorsionan la laminación —siempre en forma de dunas— y en las pelitas existen abundantes formaciones de caliche.

Este complejo basal, sobre todo el nivel conglomerático, no presenta una continuidad lateral a lo largo de todos los afloramientos. Su acumulación, impuesta por las irregularidades de la superficie de discordancia, se realizó tan sólo en las partes bajas o deprimidas existentes en el momento de depositarse.

El tramo pelítico corresponde a un nivel en el cual dominan los materiales pelíticos. En Cala Pilar alcanza los 115 m de espesor.

En estos sedimentos pelíticos son muy frecuentes los niveles de caliche. Se les intercalan capas de areniscas de granulometría fina con *climbing ripples*.

Tanto las areniscas, como las pelitas, se interpretan como depósitos de desbordamiento de canales fluviales (de abanicos aluviales de clima húmedo). La existencia de materiales con este tipo de facies implicará que las demás series presenten, además, cuerpos canalizados (las series del N de Monte Toro). Estos cuerpos canalizados están formados por areniscas de grano medio. Pueden interpretarse como canales en ríos meandriiformes. Se hallan intercalados en los depósitos pelíticos y areniscosos de grano fino producto del desbordamiento de los canales cuando éstos eran activos.

Unidad superior (*b* y *c*) constituida por:

— *Alternancia de areniscas y pelitas*

En todas las series pérmicas de la isla este tramo alto del Pérmico se caracteriza por la presencia de abundantes cuerpos canalizados areniscosos (areniscas de tamaño de grano medio) intercalados en sedimentos pelíticos. Estos cuerpos areniscosos pueden llegar a alcanzar hasta 10 m de espesor. Cada uno de estos cuerpos está deformado por una amalgama de paleocanales que se cortan unos a otros, de areniscas de granulometría media, entre los que, a veces, se encuentran capas que incluso sobrepasan el metro de espesor, de areniscas finas a muy finas con *climbing ripples* (desbordamiento). Los cuerpos canalizados se han interpretado como el producto de sedimentación de barras de meandro y los de granulometría fina con *ripples* como producto del desbordamiento de los canales. El hecho de que estos canales se presenten amalgamados y no aislados en las pelitas como en el tramo inferior, se ha interpretado como producto de un cambio importante en el ritmo de la subsidencia (subsidencia débil que origina una rápida avulsión de los canales).

Este tramo presenta rápidas variaciones en el espacio del porcentaje de niveles de arenisca con respecto a los de pelita. Es de notar, en el área abarcada por la Hoja, que al N de Monte Toro (extremo oriental), las areniscas son mucho más abundantes que las pelitas y que hacia Cala Pilar (parte central) van aumentando las pelitas. En la cartografía se han diferenciado dos niveles, uno inferior (*b*) con dominio de areniscas y otro superior (*c*) con dominio de pelitas.

En Cala Pilar este cuerpo alcanza un espesor de 345 m. Sus variaciones de espesor en el espacio son debidas principalmente al vacío erosional implicado en el contacto discordante con su suprayacente Buntsandstein.

## 2.2. MESOZOICO

Los terrenos mesozoicos abarcados por la Hoja pertenecen al Triásico y al Jurásico. Tanto unos como otros se hallan bien representados y las series que de ellos pueden obtenerse (siempre a lo largo de la costa) son de las mejores que pueden realizarse en la isla. Prácticamente no afloran materiales mesozoicos de edad post-jurásica.

### 2.2.1. Triásico

El Triásico se presenta en facies germánica caracterizada por tres de sus niveles: facies Buntsandstein, facies Muschelkalk y facies Keuper. Estos materiales presentan edades que van desde el Anisiense en los más inferiores al Carniense en los más superiores.

#### 2.2.1.1. *Facies Buntsandstein* (B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>)

Sobre ellas se han modelado las formas de relieve más importantes de la zona. Los cerros de S'Enclusa (274 m), Santa Agueda (264 m), Es Milocar de Binidalfar (220 m) y los abruptos acantilados de Sa Muntanya Mala (205 m) también denominado Es Penyal de l'Anticrist.

La base del Triásico viene marcada por la existencia de un conglomerado de cantos de cuarzo blanco y en menor proporción negro (líditas). Este conglomerado fosiliza, en clara discordancia, una superficie de erosión modelada sobre los terrenos pérmicos. Al W de Alfurinet, en la base de Sa Muntanya Mala, alcanzan un espesor de hasta 25 m, que por otro lado, es la potencia máxima observada en la isla.

El límite superior de las facies Buntsandstein se establece cuando aparecen (en contacto siempre muy neto) los materiales carbonatados que caracterizan la facies Muschelkalk. No obstante, la zona abarcada por la Hoja presenta la peculiaridad de que, al igual que en Los Catalánides, aparece intercalada en la parte alta de la facies Buntsandstein, una cuña carbonatada que va desarrollándose de E a W.

La edad de estos materiales, en base a su contenido en esporas y polen, abarca desde el Anisiense, en la base, hasta el Ladiniense inferior, en la parte alta. Hay que tener en cuenta que no se ha podido datar la barra inferior del Muschelkalk, muy dolomítica, la cual hasta el momento se presenta como azoica.

El espesor total puede evaluarse en unos 250 m. Están distribuidos en dos niveles: uno inferior predominantemente arenoso (175 m) y uno superior pelítico-arenoso (75 m). La serie mejor aflorada en la zona es la de Sa Punta Rotja de Algaiarens, que corresponde a la más occidental. Las variaciones litológicas y de espesor entre ésta y las más orientales

situadas al N de El Toro son muy pequeñas, notándose, de E a W, un ligero aumento en el espesor de la serie triásica en general.

### *Serie de Sa Punta Rotja de Algaiarens*

Se ha realizado siguiendo la línea de costa entre Sa Punta Rotja de Algaiarens y las inmediaciones de Sa Platja des Bot.

Está compuesta por un tramo inferior predominantemente arenoso ( $B_1$ ) y uno superior pelítico con intercalaciones de areniscas ( $B_2$ ).

*Tramo inferior.*—Afloran, accesiblemente, 70 m de serie. Corresponde a un tramo masivo de areniscas de grano medio (0,25-0,125 mm de diámetro). Son raros los materiales de granulometría mayor, aunque hacia la base, presentan esporádicos cantos de cuarzo blanco a lo largo de la superficie de los *foresets*. A veces, siguiendo las superficies erosivas, se encuentran cantos de pelita y muy raramente verdaderos niveles pelíticos. Estas areniscas están organizadas en barras y canales.

Las areniscas, desde el punto de vista petrográfico, corresponden a cuarzoarenitas. Caracterizadas por cuarzo y algunos fragmentos de rocas (*chert*, esquistos, etc.). Como minerales pesados presentan turmalina y circón. El cemento es por lo general silíceo y ferruginoso. La matriz es fundamentalmente de caolinita.

De su composición petrológica se deduce que estas areniscas han sufrido más de un proceso de sedimentación.

Este nivel está formado fundamentalmente por dos tipos de cuerpos arenosos: unos, canalizados, netamente erosivos en la base, con, a veces, cantos de pelita marcando la superficie de erosión, y otros limitados por planos paralelos a la escala del afloramiento. Los primeros, de hasta 4 m de espesor. Corresponden a canales con una granulometría que raras veces alcanza la arena media y con estratificación cruzada en surco.

Los segundos, de hasta 2 m, aunque lo más frecuente es de alrededor de 1 m, están formados por arenisca de granulometría media y corresponden a la superposición de barras, cada una de las cuales, con un solo grupo de láminas cruzadas planares y asintóticas en la base, cuya inclinación varía de unas a otras debido a la tendencia que las suprayacentes poseen de compensar el relieve formado por las inferiores.

Este conjunto arenoso se ha interpretado como perteneciente a un sistema de abanicos aluviales que desarrollan llanuras arenosas en un medio trenzado. La presencia de abundante arena, así como de una granulometría casi constante, apoya la idea, deducida de su petrografía, de que han sufrido más de un ciclo de sedimentación. El área fuente de donde proceden estos materiales debía ser fundamentalmente arenosa y el tipo de medio sedimentario en el cual se encuentran depositadas es el causante de la gran selección que presentan.

A unos 35 m de la base, en el muro de una capa, existen abundantes *load cast* que podrían corresponder a huellas de vertebrados.

*Tramo superior.*—Se considera el límite entre el tramo inferior y el superior el momento en que aparecen en la serie los niveles pelíticos y van haciéndose dominantes al mismo tiempo que los de areniscas disminuyen considerablemente. El techo, muy neto, se corresponde con el contacto con los carbonatos de facies Muschelkalk.

Está formado por unos 60 m de pelitas y areniscas. Las pelitas presentan abundantes formaciones de paleosuelos con niveles de calcificación muy bien desarrollados (FREEMAN & OBRADOR, 1979).

Los niveles de areniscas, por su granulometría y organización interna, pueden agruparse en dos tipos de cuerpos:

Los cuerpos de arena de grano medio corresponden a canales con una cierta acreción lateral y organizados en ciclos estrato y granodecrecientes, lo que conduce a considerarlos como barras de meandro. Los segundos, de granulometría fina a muy fina, corresponden a capas limitadas por planos paralelos a la escala del afloramiento, con *ripples* ascendentes (*climbing*) y abundantes estructuras de tipo *flaser*. Asociadas a estas capas de granulometría fina se encuentran aunque no frecuentemente, dunas que por su morfología y dimensiones pueden asimilarse a *sand waves* de granulometría gruesa a microconglomerática compuestas casi exclusivamente por granos carbonáticos producto de la erosión de caliches. Tanto unos como otros tipos de capas se han interpretado como originadas por el desbordamiento de los canales.

En conjunto ambientalmente se considera esta parte de la serie como sedimentada en un medio de abanicos aluviales de clima húmedo.

Petrográficamente estas areniscas corresponden a subarcosas. Se caracterizan por presentar cuarzo y feldespato potásico. Como minerales pesados presentan turmalina, circón, apatito y anatasa. El cemento es por lo general silíceo y la matriz es de illita. De sus características petrográficas y sedimentológicas se desprende que estas areniscas han sufrido más de un ciclo de sedimentación.

### *Rocas volcánicas asociadas a los materiales de facies Buntsandstein*

En Sa Muntanya Mala y en Sa Punta Rotja de Algaiarens existen dos espectaculares afloramientos de materiales de facies Buntsandstein atravesados por un dique de roca volcánica.

El dique de Alfurinet, orientado N 320, es vertical y hacia la parte alta ramificado y «cortado» por estratos del Buntsandstein inferior. Tiene un espesor de unos 2,20 m. Posee una coloración verde clara por alteración y muy oscura en fractura fresca. Presenta una zonación hacia las paredes del dique: a ambos lados de la parte central existen entre 50 (en el hastial S) y 65 cm (en el hastial N) de una masa con cristales mucho más pequeños que en el núcleo del dique y mucho más alterada. En el contacto con la roca encajante presenta costras de limonita de entre 5 y 10 cm de espesor.

Las areniscas encajantes presentan bandas a uno y otro lado del dique con un cierto metamorfismo de contacto, afectando entre 50 y 60 cm a partir de los cuales disminuye rápidamente y el metamorfismo térmico se hace imperceptible.

El dique de Algaiarens posee un espesor de 3,30 m. Buza al N. Atraviesa el Buntsandstein superior y es fosilizado por un sistema de dunas calcareníticas del Cuaternario antiguo. Este dique, de idéntica composición al anterior, ha sido estudiado por BOURROUILH (1973).

Ambos diques están formados por un basalto dolerítico.

#### 2.2.1.2. *Facies Muschelkalk* (M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub> y M<sub>3</sub>)

##### *Barra carbonatada de facies Muschelkalk inferior* (M<sub>1</sub>)

De forma similar a como ocurre en Los Catalánides los materiales de facies Muschelkalk, carbonatados, quedan divididos en dos por un tramo terrígeno rojizo intermedio.

Este tramo se inicia al N de El Toro y va desarrollándose hacia el W (Punta Rotja de Algaiarens, afloramiento más occidental del Triásico de la isla). En Algaiarens está formado por unos 5 m de dolomías de grano fino, finamente estratificadas, «eslumpizadas», algo brechoides, en las que son claramente visibles abundantes laminaciones que pueden atribuirse a algas.

##### *Nivel terrígeno intra-Muschelkalk* (M<sub>2</sub>)

Se halla muy cubierto, ya por derrubios, ya por vegetación. Está formado predominantemente por pelitas. En Algaiarens este tramo rojo detrítico es el que «yace» sobre la barra carbonatada del Muschelkalk inferior, aunque cabe la posibilidad de que la parte alta del Buntsandstein esté repetida tectónicamente. Aquí la serie es predominantemente pelítica, presenta intercalaciones de areniscas e incluye masas irregulares de rocas volcánicas.

##### *Barra de calizas del Muschelkalk superior* (M<sub>3</sub>)

Tres de los mejores afloramientos de la isla quedan englobados en esta Hoja: Cala Fontanilles, Punta des Vernís y la isla Sargantana dentro de la bahía de Fornells.

Posee una potencia media de 125 m. Las pequeñas variaciones en los espesores medidos deben atribuirse más a un error de medida que a un diferente desarrollo de sus niveles.

Un estudio detallado de sus facies, así como de su contenido faunístico (macrofósiles) como base a la bio y cronoestratigrafía puede hallarse en LLOMPART *et al.* (1987).

El contacto inferior es neto pasando bruscamente de la serie terrígena rojiza de facies Buntsandstein, en sentido amplio, a las dolomías y calizas dolomíticas de facies Muschelkalk. Por el contrario, el contacto superior es transicional, pasando gradualmente a las facies Keuper.

La serie puede considerarse dividida, de abajo a arriba, en los siguientes niveles:

a) El nivel basal, de unos 20 m de espesor, está formado por calizas dolomíticas con estratificación de mediana a gruesa, micríticas, con laminaciones algales, ya paralelas ya

formando verdaderas pero pequeñas morfologías estromatolíticas. En la parte media presentan una intercalación algo margosa, muy constante, con estratificación lenticular. En la parte alta son frecuentes las capas completamente bioturbadas y restos de moldes de pequeños gasterópodos. El límite superior de este nivel se establece en el techo de una capa con abundantes nódulos beige de sílex (*chert*) con pátina blanca. Estos nódulos de sílex son constantes en todas las series de la isla y, por lo tanto, constituyen un buen nivel de correlación.

b) 11 m de calizas micríticas grises con estratificación de mediana a fina, abundante bioturbación y juntas de estratificación margosas. Poseen dos intercalaciones con estratificación lenticular (*wavy*). En esta facies *wavy* son frecuentes las acumulaciones de Posidonias. Presenta dos niveles con *Daonella lommelli* (WISSMANN). Asimismo son frecuentes las superficies con inicio de ferrificación, con grietas de desecación y con pequeñas erosiones, todo lo cual hace pensar en una sedimentación marcada, por más o menos prolongados, paros sedimentarios.

Las muestras obtenidas para microfauna con restos característicos (*Trocholina procera*, *Lamelliconus biconvexus* y *Nodosaria* sp.) atestiguan una edad Ladiniense superior-Carniense inferior.

Son frecuentes los niveles con fauna de cefalópodos entre los que se han reconocido: *Israelites* cf. *ramonensis* (PARNES) en la parte inferior, y *Eoprotrachyceras* del grupo *E. curionii* (MOJSISOVICS) en la parte alta, que lo datan como del Ladiniense.

c) Unos 45 m de calizas micríticas grises completamente bioturbadas con estratificación lenticular y juntas de estrato arcillosas. Presentan capas de calizas con estratificación gruesa, a veces dolomíticas, intercaladas. Estas capas poseen la superficie más o menos mineralizada con óxidos de hierro que marcan un paro sedimentario de difícil evaluación.

La macrofauna que presenta es rara y poco significativa. Una muestra que ha proporcionado esporas y polen ha permitido su datación como del Ladiniense-Carniense. Se han reconocido las siguientes formas: *Inaperturopollenites* sp., *Infernopollenites rieberi*, *Lunatisporites rhaeticus*, *Ovalipollis* sp., *Succinetisporites grandior* y *Triadispora* sp.

d) Unos 7 m de margas (esta potencia varía fuertemente de un corte a otro) grises con pátina amarillenta. En la parte alta y baja del nivel son más calcáreas, muy bioturbadas y presentan abundante fauna de lamelibranquios [*Cassianella decussata* (MUNSTER) y *Costatoria goldfussi* (ALBERTI)]. En el techo del nivel de la serie de Cala Fontanilles se ha encontrado un ejemplar de *Trachyceras* del grupo *T. aon* que podría caracterizar el Carniense inferior.

e) 25 m de calizas micríticas grises, bioturbadas, con estratificación lenticular, con intercalaciones de capas de calizas con abundantes oolitos silicificados y con una marcada laminación cruzada a pequeña y mediana escala. No se ha encontrado fauna.

f) Termina en la serie de facies Muschelkalk con un tramo de una veintena de metros de dolomías con estratificación de mediana a fina con, localmente, nódulos ferruginosos y/o nódulos de calcita y/o grandes nódulos blanquecinos de sílex (serie de la Punta des Vernís).

Las capas que hacen transición a las de facies Keuper se hallan muy cubiertas por materiales cuaternarios.

### 2.2.1.3. *Facies Keuper (K)*

Aflora muy mal en todas las series; afloramientos muy reducidos por la cobertera cuaternaria y, al mismo tiempo, muy tectonizados.

En la Punta des Vernís el límite, muy claro, entre las facies Muschelkalk y las Keuper viene marcado sobre las dolomías brechificadas por un *hardground*, por una costra ferrolítica con a veces acumulaciones de grandes nódulos de óxidos de hierro y de calcita.

En las inmediaciones de la Punta de S'Aprés en Cala Fontanilles el contacto se halla cubierto y el primer afloramiento corresponde a margas versicolores que han proporcionado esporas y polen característicos del Carniense inferior *Brachisaccus* sp., *Camerosporites secatus*, *Duplicisporites granulatus*, *Haberkornia* sp., *Infernopollenites rieberis*, *Kuglerina meieri*, *Lunatisporites rhaeticus*, *Ovalipollis cultus*, *O. lepidus*, *Paracirculina scurrilis*, *Patinasporites densus*, *Striatoabicitis balmei*, *Triadispora epigona* y *Triadispora* sp.).

### 2.2.2. *Jurásico (Jm y J)*

La característica general de los terrenos jurásicos es el estar formados fundamentalmente por dolomías y el presentar muy escasos niveles de fauna que sirvan para su datación.

Se presentan en tres afloramientos importantes que han permitido la obtención de tres series estratigráficas: La Mola de Fornells-S'Atalaia de la Torre de Fornells, el de Sa Nitja-Cavallería y el de Curniola, que constituyen las mejores series que pueden realizarse en la isla.

No obstante, el Jurásico, predominantemente dolomítico, aflora, además, bajo el Mioceno en el extremo occidental de la isla al N de Ciutadella (Pont d'en Gil, Bajolí y Punta Nati), en el extenso manchón de Son Planes, que se extiende entre Biniatramp, cerca de Cala Morell y la carretera de Maó-Ciutadella (km 35 y 38) y en una pequeña porción del manchón que al E de El Toro se extiende desde Sa Roca hasta Alaïor (extremo sudoriental de la Hoja en el paraje denominado Es Caragol).

El espesor medido es siempre parcial, pues nunca se ha podido observar la base del Cretácico. Se han medido 656 m de la serie de Sa Torre en el Cap de Cavallería; no obstante, esta cifra podría ser errónea por el intenso grado de tectonización de la serie. En la mayoría de series se han medido alrededor de los 300 m, si bien es cierto que los últimos niveles aflorados son siempre estratigráficamente más bajos a los de la parte alta de la serie de Sa Torre.

La serie jurásica puede dividirse, de abajo a arriba, en los siguientes niveles:

a) *Nivel margoso inferior (Jm)*

Constituye la base del Jurásico que descansa discordantemente sobre las facies Keuper. Su estudio detallado es imposible de realizar por hallarse cubierto por una mayor o menor cantidad de materiales cuaternarios sobre los que se han instalado campos de cultivo. Normalmente se encuentren englobadas con la unidad K (Facies Keuper), y sólo se pueden separar en sondeos o en afloramientos puntuales.

b) *Nivel de dolomías masivas (J)*

Este nivel puede observarse en los afloramientos jurásicos del acantilado costero. Está formado por unos 70 m compuestos por dolomías grises de grano medio con estratificación masiva. Las juntas de estratificación de los potentes estratos son algo margosas y amarillentas (en la parte alta se les intercala un verdadero nivel de unos 5 m areniscosos), frecuentemente teñidas de coloraciones rojizas. Estas juntas de estratificación, niveles margosos amarillentos y rojizos, quizá podrían interpretarse como paros en la sedimentación.

Debido a la intensa dolomitización se han borrado casi por completo las estructuras primarias. Localmente se adivinan laminaciones que pueden atribuirse a algas.

En la parte alta, presentan acumulaciones de restos fósiles (gasterópodos) muy recristalizados.

*Nivel de dolomías con estromatolitos*

Este nivel es muy característico a lo largo de todas las series. Posee un distinto desarrollo entre unas y otras, fruto quizá de que el contacto con su yacente corresponde a una superficie discordante erosional. Hacia el W desaparece o bien por acuñamiento o por pasar lateralmente a dolomías con estratificación mediana. El límite superior del nivel es, asimismo, erosional. Por término medio posee un espesor que no sobrepasa los 50 m.

La serie está formada por la sucesión de ciclos de somerización. Un ciclo completo está compuesto por los siguientes términos: Uno inferior de dolomías cristalinas finas a veces con fantasmas de laminaciones cruzadas y uno superior con abundantes laminaciones algas conservando, a veces, la construcción estromatolítica. El techo de los estromatolitos es casi siempre rojizo (ferruginizado) interpretado como consecuencia de una más o menos prolongada emersión y paro sedimentario. Poseen por término medio un espesor de 1,5 m. Se depositaron en una llanura mareal (intramareal con episodios, a techo, de supramareal).

*Nivel de calizas y calizas dolomíticas*

Posee una potencia muy variable, aumentando de E a N desde una treintena a un centenar de metros.

Es un nivel compuesto por calizas micríticas y oolíticas, a veces bioclásticas, que localmente se hallan afectadas por una intensa dolomitización secundaria. Cuando esta dolomitización es total es casi imposible establecer una separación entre este nivel y el infrayacente, asimismo dolomítico (a menos que sean claramente visibles las laminaciones estromatolíticas).

Cuando se han preservado las calizas se observa una clara organización en ciclos. Cada ciclo está compuesto por:

- a) Un término inferior de calizas oolíticas (oosparitas) con estratificación cruzada a mediana escala, generalmente bimodal y en raras ocasiones *hummocky*.
- b) Un término intermedio formado por calizas micríticas.
- c) Y un término superior, mal desarrollado, unas veces con laminaciones algales y otras con una intensa bioturbación (con *burrows* localmente silicificados) o con una simple superficie de erosión rubefactada.

Este nivel, a techo, presenta un *hardground* deducido de la presencia de costras ferrolíticas más o menos desarrolladas.

Estos ciclos pueden interpretarse como intramareales.

#### *Nivel de margas azuladas*

Corresponde a un nivel de unos 12 m de espesor formado por margas limolíticas gris azuladas y amarillentas por alteración. Presentan, localmente, una gran abundancia de fósiles, en especial de braquiópodos.

El límite superior corresponde a un potente *hardground* con una acumulación importante de óxidos de hierro.

Su potencia es variable entre una y otra serie. En muchas ocasiones no aparece por haber sido pinzado tectónicamente.

LLOMPART (1979 y 1980) ha estudiado la fauna procedente de los yacimientos de la Torre de Fornells y de S'Albufera. En su estudio llega a la conclusión que pertenecen al Toarciense inferior y medio (parte terminal de la zona *Tenuicostatum*, la zona *Serpentinus* y parte de la zona *Bifrons*).

En el margen occidental de la cala de Sa Nitja, junto a un poblado romano en curso de excavación, afloran estas margas que presentan una gran abundancia de fósiles. Cabe citar: *Stolmorhynchia bouchardi* (DAV.), *Homoeorhynchia meridionalis* (DELS.), *Pseudogibbirhynchia morei* (DAV.), *Telothyris jauberti* (DESL.), *Lobothyris subpunctata* (DAV.) y crinoideos. Esta fauna confirma la edad Toarciense.

#### *Nivel de calizas dolomíticas y dolomías encriníticas*

La potencia medida es muy variable en las diferentes series. Ello puede ser debido, entre otras cosas, a un error de medida por la tectonización a que están sometidas, o a que la superficie de discordancia (carstificación) que separa este nivel de los materiales cretácicos sea muy irregular. Esta discordancia comportaría una laguna estratigráfica importante que abarcaría posiblemente todo el Dogger, el Malm y una pequeña parte del Cretácico inferior.

Ello corroboraría las ideas clásicas de FALLOT (1923), mientras que BOURROUILH (1973), en base a la microfauna, caracteriza el Jurásico medio y el superior. La potencia medida con exactitud en la serie de Sa Trona en el Cap de Cavallería es de 200 m, aunque probablemente, a juzgar por la serie aflorada y la magnitud de los accidentes tectónicos, ésta alcanza los 450 m.

Mientras en unas series están formadas por calizas algo dolomitizadas, en otras están compuestas por dolomías gris claro microcristalinas en las que raras veces se observan laminaciones atribuibles a algas y más raramente aún se observan laminaciones cruzadas (bimodales). Cuando existen láminas cruzadas la dolomía es bioclástica (encrinítica).

Las muestras estudiadas en las zonas donde la dolomitización no es tan intensa han proporcionado una microfauna como máximo del Jurásico medio, aunque BOURROUILH (1973), cita la presencia del Jurásico superior, en base a faunas poco características.

### 2.2.3. Cretácico (Cr)

El Cretácico prácticamente no aflora en la superficie abarcada por la Hoja. Tan sólo las calizas de la base de la serie cretácica de Menorca (posiblemente Berriasiense), afloran en el extremo centro oriental del cabo de la Mola de Fornells. Afloramiento que se extiende hacia la Hoja de Son Saura (619), donde adquiere un buen desarrollo.

## 2.3. Terciario

En el sector abarcado por la Hoja, así como en el resto de la isla, no afloran materiales del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

### 2.3.1. Mioceno

El Mioceno ocupa el extremo occidental de la Hoja formando suaves relieves que se extienden al E, NE y N de Ciutadella. Además existen dos afloramientos de muy reducidas dimensiones en el Cap de Cavallería (Dins es Guix y Es Bitlo d'en Cent) depositados en pequeñas fosas tectónicas y que, por sus facies, pueden asimilarse a la unidad más alta del Mioceno de la isla.

El basamento de los materiales miocénicos lo constituyen materiales del Mesozoico. A juzgar por los afloramientos que limitan este Mioceno por el extremo oriental y por los pequeños afloramientos de Punta Nati y Bajolí, la mayor parte de este basamento lo constituyen los materiales del Jurásico. No obstante, posiblemente, en la zona inferior de la Hoja, en las inmediaciones de Ciutadella (con el curioso nombre de Sa Canal Salada dada la salubridad del agua de sus pozos), el basamento miocénico lo podrían constituir los materiales triásicos de facies Keuper.

Ha sido estudiado en sus líneas generales por OBRADOR *et al.* (1983) y el sector más occidental de la Hoja, con detalle, por JURADO (1985).

Al igual que en el extremo oriental de la isla la serie miocénica puede dividirse en tres unidades estratigráficas asimilables a secuencias deposicionales (ROSELL y LLOMPART, 1983): Una unidad inferior conglomerática, una unidad intermedia calcarenítica y una unidad superior arrecifal. Estas unidades son discordantes entre sí. Su disposición estratigráfica puede observarse siguiendo el corte E-W, a lo largo de la costa desde Cala Morell a Es Llosar.

### 2.3.1.1. *Unidad inferior conglomerática (Mg)*

Esta unidad ha sido ampliamente estudiada por OBRADOR (1972-73), BOURROUILH (1973) y ROSELL *et al.* (1976).

Aflora en todo el margen limítrofe con los materiales jurásicos de su extremo oriental. Son espectaculares los afloramientos del Codolar de Biniatram y el de Cala Morell. Asimismo forman parte de esta unidad los conglomerados de pequeños cantos de dolomías jurásicas, con matriz triásica, que afloran a lo largo de la carretera de Maó a Ciutadella entre los kilómetros 36 y 38, bordeando los relieves jurásicos.

Sobre los materiales jurásicos, frecuentemente se encuentran pequeñas acumulaciones de conglomerados de poco espesor rellenando las depresiones cársticas. Estos conglomerados, siempre brechoides, deben atribuirse a esta formación, aunque no sean cartografiables. No obstante, la mayor parte de los conglomerados se depositaron al pie del acantilado, ya morfológico, ya por falla (Cala Morell), que limitaba el macizo jurásico. Estos conglomerados son consecuencia del levantamiento general de la isla en la región N o de Tramuntana y del hundimiento de la de Migjorn.

Su composición está en función de la litología del área fuente. La mayor parte son de dolomía jurásica. Desde Cala Codolar de Biniatram hasta Cala Morell estos conglomerados de grandes cantos poseían su área fuente en el Triásico y Jurásico de Algaiarens.

En Cala Codolar de Biniatram llama la atención el tamaño de los bloques de hasta 3,20 m de diámetro en areniscas del Buntsandstein.

En conjunto pueden considerarse como conglomerados transportados al mar donde son, en parte, retrabajados por éste. Forman, pues, una cuña de sedimentos con máximas potencias (de imposible evaluación) al pie de los paleoacantilados y que, hacia el mar, se acuñan rápidamente.

La gran masa de conglomerados de Cala Morell son conglomerados transportados en masa en momentos de grandes avenidas torrenciales (tormentas), quizá tuvieron su inicio en coladas fangosas que al «diluir» el fango poniendo la arcilla en suspensión los cantos quedan como un conglomerado residual o como capas limitadas a planos paralelos producidas por un transporte de arroyadas en manto. La escasez de matriz habla en favor de uno u otro mecanismo. Las facies canalizadas son raras.

El medio sedimentario, en la parte proximal, es el de pequeños pero enérgicos abanicos aluviales y en la distal (zona retrabajada por el mar) verdaderas playas (ROSELL *et al.*, 1976).

Los diferentes autores (*op. cit.*) que han estudiado esta unidad la datan como del Mioceno medio, aunque sin fundamento paleontológico alguno.

#### 2.3.1.2. *Unidad intermedia calcarenítica (Mc)*

Esta unidad está cubierta por la unidad superior arrecifal, quedando sus afloramientos reducidos a la línea de costa y a un sector del canal de Ciutadella donde existen los huertos y campos de cultivo que se extiende a ambos lados de la carretera que conduce a Cala Morell y Algaiarens. No obstante, donde mejor pueden observarse los materiales, su disposición y organización interna es en el corte ofrecido por el acantilado costero entre Cala Morell y Es Llosar.

Esta unidad ha sido estudiada por BOURROUILH (1973), OBRADOR (1973), OBRADOR *et al.* (1983) y por JURADO (1985). Estos autores, por las abundantes faunas que incluyen, la datan como del Mioceno superior (Tortonense).

Descansa discordantemente sobre la unidad conglomerática inferior solapándola.

Fundamentalmente la componen calcarenitas aunque de forma local se les intercalan niveles de areniscas y, más raramente, de limolitas.

Están organizadas en barras con un solo grupo de láminas cruzadas a muy gran escala y planar. A la escala del afloramiento los contactos son planos, paralelos, aunque toda la estratificación es en forma de grandes cuñas. En raras ocasiones se observan contactos fuertemente erosivos. Asimismo estas capas pueden hallarse afectadas por una bioturbación que ha borrado por completo las estructuras sedimentarias primarias.

En Es Llosar, entre Cala Morell y Punta Nati, existe un afloramiento espectacular de una de estas barras. Solapa las dolomías jurásicas por medio de una brecha basal derivada de la erosión del Jurásico que lo tapiza. Esta barra corresponde a una verdadera playa de arena fina y media formada por granos predominantemente de dolomía, láminas paralelas (cruzadas a muy bajo ángulo), formando grupos de láminas planares que se cortan entre sí a muy bajo ángulo (pendiente deposicional modificada por los temporales). Asimismo existen láminas distorsionadas por la huida de agua o aire y por la bioturbación.

#### 2.3.1.3. *Unidad superior arrecifal (Ma)*

Esta unidad, que descansa discordantemente sobre la anterior, forma un casquete que desde Cala Morell se extiende hasta Punta Nati (relieves de Son Bernardí-Son Escudero y vértice de triangulación 112) y el cerro donde se encuentra el observatorio de Bajolí.

Ha sido ampliamente estudiada, aparte de los trabajos clásicos, por JURADO (1985).

Es una unidad fundamentalmente bioconstruida donde juegan un papel importantísimo las algas rodofíceas, los briozoos y, sobre todo, los corales. En las áreas marginales, limítrofes con el sustrato miocénico, pasan a conglomerados derivados de la erosión del mismo. Este hecho, que se repite en las tres unidades miocénicas, cuando no se observa la relación lateral de un afloramiento conglomerático, puede dar origen a confusiones.

Todos los autores que la han estudiado coinciden en que la edad de esta formación arrecifal es Messiniense.

## 2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Cap de Menorca y Ciutadella a escala 1:50.000 (Ciutadella y Fornells, a 1:25.000) se agrupan según un complejo dunar muy repartido en afloramientos de entidad superficial muy variada y unas amplias pero poco potentes formaciones aluviales-coluviales, junto con unas pocas representaciones de acumulaciones de playa actual.

### 2.4.1. Complejo dunar (D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub> y D<sub>5</sub>)

Como se ha dicho, constituye un complejo muy disperso y a veces de difícil diferenciación, que según una cronología relativa comprende las siguientes formaciones:

D<sub>5</sub>. Se considera que constituye los materiales cuaternarios más antiguos. Aflora en las cimas de Cap de Cavallería, de la Atalaia de Fornells y en el borde del acantilado del Racó de s'Agulla y del Codolar d'en Bou.

Los depósitos de estos materiales están constituidos por calcarenitas masivas cuyos granos son mayoritariamente bioclastos de diámetro cercano al milímetro. Presentan estratificación cruzada a gran escala en general e incluyen intercalaciones limosas rojas que contienen gasterópodos terrestres, así como algunos cantos, sobre todo en su base.

Su edad puede situarse entre el Plioceno superior o, en todo caso, en un Cuaternario antiguo según BOURROUILH (1973) y correspondería a materiales depositados en un ambiente marino litoral. Según MERCADAL *et al.* (1970), la edad puede que sea finí Mindel y correspondería a un ambiente deposicional eólico, por el cual nos inclinamos, pero no exentos de dudas en lo que se refiere a la totalidad de los materiales.

En el área del afloramiento de Cap de Cavallería, en Es Bitlo d'en Cent, se han podido observar siete niveles limosos rojizos, probables paleosuelos, decimétricos, intercalados entre los paquetes de calcarenitas en un total de unos 28,4 m de potencia. Los diez metros basales están afectados por una fractura, por tanto, de tectónica cuaternaria.

D<sub>4</sub>. Los materiales comprendidos en esta denominación corresponden a calcarenitas duras, bastante masivas, recubiertas de calcita de recristalización en la parte superficial de muchos de sus afloramientos, pero que en corte vertical no expuesto a la lluvia ofrecen un aspecto mucho más arenoso y de colores ocre. Su potencia es muy variable: desde alguna decena de metros cuando se encuentra cercana al mar, hasta sólo algún metro tierra adentro. Sus granos son igualmente bioclásticos de tamaño medio a grueso.

Los afloramientos de esta formación se pueden encontrar en altitudes muy diversas, desde pocos metros por encima del nivel del mar hasta el centenar de metros y en vertientes orientadas hacia el S; es decir, hacia tierra.

D<sub>3</sub>. Esta formación, entre ocre y marrón claro, aparece con cierta abundancia en los rebordes costeros de la Hoja de Fornells. Se opina que es también de origen eólico, aunque puede que sin exclusividad. Está formada por bioclastos cementados, con abundancia de estratificaciones oblicuas muy regulares y prácticamente conformes con la pendiente topográfica del afloramiento. Presenta muy a menudo inclusión de cantos sueltos e incluso lentejones de paleocanales, como puede observarse en la zona que va desde la margen derecha de la Playa Tirant, donde la costa y el afloramiento se orientan al W, hasta el área de Es Xiprer y el Clot des Guix, donde las orientaciones son hacia el N.

La edad de esta formación, por su situación respecto al nivel del mar bajo el cual se hunde, podría estar en relación con la última oscilación o descenso marino correspondiente a la glaciación Würm, según la denominación alpina.

D<sub>2</sub>. Constituye un complejo eólico de extensión considerable y que penetra notablemente hacia el interior de la isla, como puede apreciarse en la Hoja de Ciutadella, donde penetra unos 5,3 km desde la línea de costa y sigue todavía hacia el S.

Estos sedimentos, compuestos por bioclastos de grano medio a grueso, pueden presentarse sin cementar o bien presentar una cementación incipiente que afecta, sobre todo, a los niveles más exteriores. Su color es ocre a ocre pálido y en diferentes puntos se observa que descansa sobre un paleosuelo rojizo de algún decímetro de espesor.

Muchas veces sus afloramientos se presentan muy erosionados y en áreas concretas, como en Curniola, o hacia el interior de Cala Algaiarens y Cala Tirant, están muy degradados y prácticamente desapareciendo por la intensa extracción de arena que están soportando.

En relación con su edad puede decirse que en la zona de Cala Algaiarens esta formación parece relacionarse con un nivel de conglomerados con señales de litófagos, elevados del orden de un metro y medio por encima del nivel del mar, que soportan a su vez unos treinta centímetros de materiales con *root cast*, más medio metro de arenas con pequeños cantos y encima empezaría el material eólico, aunque no es evidente la continuidad entre estos materiales y la formación D<sub>2</sub>. Caso de que esta continuidad fuera tal, la edad de D<sub>2</sub> podría relacionarse —cuestiones de levantamiento tectónico aparte— con un máximo ascenso del nivel marino postglacial.

D<sub>1</sub>. Esta formación se refiere a materiales eólicos actuales, no cementados, formados por bioclastos y de color claro en general. Se presentan en forma de dunas que llegan a penetrar del orden de un kilómetro, sobre todo en la Hoja de Fornells. En algunos puntos se observa como fosiliza la formación D<sub>2</sub> y en las zonas de extracción de arenas, la remoción y amontonamiento artificiales enmascaran sus límites.

#### 2.4.2. Playas (Q, P.)

Se refieren a las acumulaciones arenosas actuales depositadas por el oleaje, que en las Hojas que nos ocupan se sitúan al fondo de pequeñas calas. La anchura de estas playas es más bien modesta y medible en algunas decenas —pocas— de metros. Algunas veces y sólo con anchuras métricas, pueden representarse gravas y cantos en vez de arena.

#### 2.4.3. Aluvial-coluvial (QAI-C)

Esta formación está compuesta, en general, por limos con abundancia de materia orgánica, sobre todo en áreas próximas a la costa. Cuando se superpone a terrenos miocénicos, está formada por acumulación local de *terra rossa*.

En el resto, esta formación se ofrece considerablemente extensa, pero con potencia muy modesta: desde una fracción de metro a poco más de un metro. Rellena fondos de valle, planos por otro lado, sin que existan propiamente terrazas ni niveles diferenciados en altura dentro de los cauces. Estos cauces, prácticamente en su totalidad, no son propiamente lechos fluviales, sino canales artificiales de desagüe y éste no sólo en las proximidades de la costa, sino igualmente varios kilómetros tierra adentro, donde no es raro que se produzcan encharcamientos semiendorreicos.

Este hecho general seguramente está en relación con un cierto levantamiento tectónico de la costa N, ayudado, en lo que a la dificultad de desagüe se refiere, por la elevación postglaciar del nivel del mar.

### 3. GEOMORFOLOGIA

En el espacio comprendido por las Hojas de Ciutadella y de Fornells se distingue, por un lado, el conjunto geomorfológico correspondiente a los materiales pre-miocénicos, y por otro, el conjunto miocénico.

Los materiales pre-miocénicos, que topográficamente son los que alcanzan cotas más elevadas, están compartimentados según relieves que constituyen cuencas hidrográficas. El conjunto miocénico, con relieve muy poco acusado, en general, está muy mal compartimentado hidrográficamente y con amplias zonas sin red de drenaje propiamente dicha.

Como rasgos fundamentales de la evolución geomorfológica parece que se pueden destacar, en primer lugar, la existencia de una fase de erosión que soportaron los materiales pre-miocénicos emergidos durante finales del Mioceno o al menos durante un Mioceno avanzado y que dio lugar a la acumulación de los materiales detríticos miocénicos hoy en día aflorantes alrededor de la terminación occidental de los materiales pre-miocénicos, adosándose de esta forma allí al Jurásico con exclusividad.

Por otra parte, y posteriormente, cuando ya se había depositado el Mioceno, es probable que hubiera tenido lugar otra fase erosiva compleja: por un lado, una erosión subaérea que habría afectado al Mioceno emergido, así como parte del pre-Mioceno hoy día aflorante en la parte más septentrional de la Hoja de Fornells: Cap de Cavalleria, Cap de Fornells y Atalaia de Fornells. Fruto de esta erosión subaérea serían los restos de paleosuelos que se conservan todavía entre las concavidades del *carst* superficial de estos parajes.

Por otro lado, una abrasión submarina posterior que informaría la morfología de los lugares antes citados, que hoy día se presenta según retazos de plataforma inclinada hacia el S. Esta abrasión habría afectado también a los materiales miocénicos occidentales, al menos en su gran parte.

En relación con esta abrasión marina y en su fase terminal, se situarían entonces los depósitos de la formación D<sub>5</sub>.

Una vez todo el complejo emergido seguiría la evolución morfológica de la que resulta un levantamiento general de la costa N o con movimientos diferenciales más acusados hacia el extremo E.

Este levantamiento general motiva las condiciones precarias de desagüe de las cuencas hidrográficas entalladas en los materiales pre-miocénicos y vertientes hacia el N. Por este motivo se crean las condiciones de semiendorreísmo todavía actuantes, con la colmatación del fondo de valle, cuya morfología plana y considerablemente llana contrasta con la pendiente de las vertientes y sus surcos y torrentes de drenaje.

En la parte miocénica, la emersión dio lugar a una carstificación de los materiales miocénicos de distinta índole. Así, hacia la parte NW, en el Mioceno arrecifal, se ha formado un lapiaz considerablemente bien desarrollado (denominado *rascler*, localmente) con aristas de una profundidad media de unos 40 cm en relación con un diaclasamiento perpendicular a la estratificación, con proliferación de perforaciones cilindroides de unos 15 cm de profundidad y en las litologías de grano más fino se presentan formas reticulares en cerebro y plumosas.

Esas formas a su vez se ven drenadas por alguna depresión métrica con sentido de escorrentía hacia el S, a modo de colector difuso que van a parar a otras depresiones transversales hectométricas, E-W, a modo de valles ciegos siempre muy poco profundizados.

En dirección hacia el S y SW el lapiaz va desapareciendo y aparecen formas de carstificación mayores, con cauces difusos y valles ciegos kilométricos. Existe recubrimiento de *terra rossa* no continuo de 1 dm aproximadamente. Finalmente, hacia la parte más oriental del Mioceno se ubican dolinas sin escarpe y el espesor de la *terra rossa* puede alcanzar los 25 cm.

La carstificación afecta también a los afloramientos jurásicos y cretácicos, sobre todo los que sufrieron la erosión compleja antes comentada.

## 4. TECTONICA

Efectuar un análisis de la tectónica de toda la isla es difícil dada sus reducidas dimensiones y dado que sus materiales han sufrido la acción de deformaciones sucesivas difícilmente individualizadas en el tiempo. El Paleozoico, muy trastornado, ha sido afectado por una o dos fases tectónicas hercinianas y por tres o cuatro alpinas. Todo ello dificulta grandemente el análisis estructural. No obstante, gracias a la observación de discordancias con carácter «regional» dentro de las limitaciones impuestas por lo reducido de los afloramientos, se puede, con cierta aproximación, efectuar un análisis cronológico de las deformaciones.

### 4.1. TECTONICA HERCINIANA

Las deformaciones hercinianas han tenido lugar durante el Carbonífero en dos fases diferentes: una, posiblemente, Viseense o de comienzos del Namuriense, y otra, post-Namuriense.

#### 4.1.1. Fase Namuriense

Esta fase tectónica, muy importante, tiene la particularidad de que se producía una intensa sedimentación al mismo tiempo que se deformaban los materiales.

Esta fase tectónica es la causante del cabalgamiento del Devónico sobre el Carbonífero inferior. Durante la sedimentación de la serie turbidítica depositada al final del Tournaisiense y comienzos del Viseense, sin duda alguna, se origina un movimiento de carácter regional, que es el causante de que las turbiditas procedan de dos áreas fuente litológicamente distintas. Las turbiditas siliciclásticas de facies Culm, originadas por destrucción de sistemas deltaicos como consecuencia de una fuerte bajada del nivel del mar, presentan intercaladas abundantes capas y niveles, asimismo resedimentados, de calizas, producto de la destrucción de una plataforma carbonática.

Estas turbiditas mixtas se hallan, además, afectadas por frecuentísimos procesos de *slumping* testimonio de la inestabilidad de la cuenca.

Durante el «corrimiento» de los materiales devónicos sobre los carboníferos tiene lugar, en el frente del manto, la «eslumpización» de parte de la cobertera alóctona dentro de la cuenca (ROSELL & ELIZAGA, 1988). Esta cobertera, de materiales del Devónico superior desliza, en forma de una gran masa olistostrómica, dentro de la cuenca y, al mismo tiempo, es asimismo cabalgada por el Devónico inferior. Todos los materiales implicados en esta estructura, especialmente los alóctonos, se hallan profundamente replegados.

Este manto posee una dirección aproximadamente N-S. La *mise en place* del mismo es de edad intra-Namuriense, aunque, posiblemente, su movimiento ha tenido sus inicios al final del Tournaisiense o principios del Viseense. Esta estructura está desplazada por desgarres de dirección E-W y de edad Alpina.

#### 4.1.2. Fase post-Namuriense

Los materiales depositados durante el Namuriense, que fosilizan las estructuras anteriores, aunque no se observe sobre el terreno, han sido levemente deformados, posiblemente en una fase distensiva sinsedimentaria causante de la morfología de la cuenca turbidítica y de la distribución de facies de las turbiditas del extremo oriental de la isla. Los materiales carboníferos de la parte oriental de la isla presentan una deformación muy débil en comparación con los carboníferos de la parte occidental. Esta fase se ha originado con anterioridad a la sedimentación del Pérmico superior.

### 4.2. TECTONICA ALPINA

Las deformaciones alpinas han tenido lugar en repetidas fases marcadas por discordancias angulares netas: la más antigua corresponde a la fase tectónica finitriásica-Jurásico inferior, la intermedia posiblemente tenga una edad eocénica y las más modernas corresponden a una sucesión de movimientos que se inician en el Mioceno inferior y que alcanzan el Cuaternario.

#### 4.2.1. Tectónica finitriásica-Jurásico inferior

Esta fase es muy visible en la parte oriental de la isla. Cabe la posibilidad de que en el área abarcada por la Hoja sea la causante del cabalgamiento de orientación NE-SW de las turbiditas del Carbonífero inferior de Son Ermità-Sant Josep-Santa Rita, sobre la serie permotriásica de Santa Elisabet-Santa Agueda-Sant Bruc. Este cabalgamiento se extiende desde el mar (inmediaciones de Cala Pilar) hasta quedar cubierto por el Mioceno de la región de Migjorn (inmediaciones de Ses Fonts Redones de Baix). Asimismo a ella podría atribuirse el cabalgamiento del Paleozoico sobre el Pérmico del pequeño afloramiento del W de Santa Teresa en el Cap de Cavallería.

Debido a lo reducido de los afloramientos es difícil atribuir estas estructuras a esta fase. Si bien sólo afectan a materiales del Pérmico y del Buntsandstein, podrían haber sido originadas por fases posteriores.

#### 4.2.2. **Tectónica eocénica (?)**

Es la fase que ha plegado los materiales jurásicos, ha originado su despegue sobre el nivel margoso jurásico-triásico (facies Keuper) y, probablemente, es asimismo la causante del despegue de las series triásica y jurásica sobre el nivel margoso de la parte alta del Buntsandstein.

Posiblemente a esta fase pueden atribuirse todos los desarres que desplazan en dirección E-W las unidades paleozoicas y en los cuales se hallan también implicados materiales triásicos. Estos movimientos son, por lo tanto, responsables de los desplazamientos en dirección de los frentes de los cabalgamientos del Paleozoico sobre el Triásico.

#### 4.2.3. **Tectónica del Oligoceno (?) - Mioceno**

Es la causante de las fracturas que han condicionado la sedimentación del Mioceno. Estas fracturas poseen una dirección entre NW y WNW-SE y ESE.

El mayor de estos accidentes es el que limita las penínsulas de Fornells y Cavallería, donde separan los materiales jurásico-cretácicos que forman las penínsulas de los del Trías y Paleozoico.

Asimismo estas fracturas, en pequeñas fosas tectónicas, han preservado la sedimentación de materiales miocénicos tanto en el Cap de Cavalleria como en la Mola de Fornells.

#### 4.2.4. **Neotectónica**

La deformación que ha tenido lugar durante el Cuaternario es importante, puesto que ha afectado los materiales eólicos del Cuaternario antiguo del Cap de Cavalleria (Es Bitlo d'en Cent). Corresponde a la removilización de fracturas anteriores causantes en realidad de gran parte de la evolución geomorfológica de la isla.

### 5. **GEOLOGIA HISTORICA**

#### 5.1. **INTRODUCCION**

La historia geológica de Menorca es muy fragmentaria por dos razones.

La primera y más importante deriva de su pequeña extensión (la isla posee 702 km<sup>2</sup>) y condiciona el carácter fragmentario de las series (por no aflorar materiales). La isla está dividida en dos partes: la N o de Tramuntana (267 km<sup>2</sup>) está formada por materiales del Paleozoico (Devónico, Carbonífero y Pérmico) y Mesozoico (Triásico, Jurásico y Cretácico) y la S o de Migjorn (435 km<sup>2</sup>) enteramente constituida por materiales del Mioceno superior.

La segunda razón es la posición marginal dentro de la unidad tectosedimentaria de la que forma parte la isla y que justificaría, asimismo, el que las series estratigráficas fueran

incompletas (por lagunas estratigráficas). Constituye el extremo oriental del denominado promontorio balear que finaliza con la plataforma perinsular de Menorca. Este promontorio es la continuación de las cordilleras Béticas hacia el Mediterráneo.

Así pues, la historia geológica de Menorca tendrá largos períodos de tiempo del que no existirá representación estratigráfica, lo cual dificultará la datación precisa y, por tanto, la individualización de las fases de deformación tectónica que la han afectado.

## 5.2. PALEOZOICO

Los materiales más antiguos aflorados en la isla de Menorca pertenecen al Silúrico más superior de tránsito al Devónico (BOURROUILH, 1973). Presenta facies de plataforma externa claramente dominada por acción de las tormentas.

La serie del Paleozoico menorquín, con un espesor que sobrepasa los 5.000 m, está dividida en tres tramos de facies turbidíticas. La sedimentación, durante el Paleozoico, en el área de Menorca, es muy rápida y, por tanto, su serie estratigráfica, aunque potente, abarca muy poco tiempo. Los sedimentos proceden de la destrucción de plataformas carbonatadas poco o mal desarrolladas, originados por sendos descensos del nivel del mar que conllevaban erosión subáerea y submarina. Estos tres tramos y las lagunas estratigráficas son las siguientes:

a) *El tramo más inferior* lo forma una monótona serie de turbiditas siliciclásticas de facies, por la granulometría de la fracción arena y por la proporción arena/pelita, distales y, además, por el acusado paralelismo entre las capas, de franja de lóbulo o de cuenca. La edad de estas turbiditas es Devónico inferior y probablemente, a juzgar por su contenido palinológico, Gediniense.

b) En esta área, a partir de este momento, existe una prolongada laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico y el Carbonífero más inferior.

c) *El tramo intermedio* es de facies similar al anterior. Procede de la resedimentación de una plataforma deltaica y, en parte, o esporádicamente, de otra carbonática. Corresponde a las partes canalizadas de un complejo turbidítico. Su edad es Viseense. La característica más importante es la de poseer intercalada una gran masa olistostrómica sinsedimentaria con elementos diferentes (turbiditas, calizas, pizarras rojas y negras y calizas tournaisienses, calizas coralinas del Frasnense y fauna de braquiópodos, trilobites y goniatites de edad Givetiense), masas de rocas volcánicas ácidas (cuarzoqueratófidos) y masas de rocas volcánicas básicas (basaltos espelíticos).

d) Probablemente la fase tectónica causante del emplazamiento del olistostroma ha deformado, además, el resto de la serie originando el cabalgamiento de la serie devónica sobre la carbonífera.

e) En discordancia con la serie infrayacente, descansa el *tercer tramo*, y más potente, de turbiditas. Posee una edad namuriense. Está formado por facies canalizadas y depósitos de desbordamiento en un monótono espesor de unos 4.000 m. Correspondería a las facies

Culm (?) del Carbonífero menorquín. Sus facies son similares a las del tramo superior, pero sin apenas capas de turbiditas carbonatadas.

f) Una segunda fase de deformación, distensiva, afecta a estos materiales compartimentando el área estudiada en multitud de pequeños horts y fosas. En estas últimas se depositan los materiales del Pérmico superior, terrígenos, rojos y ligados al ciclo alpino. Así pues, a partir del Namuriense inferior hasta el Pérmico superior existe una prolongada laguna estratigráfica.

### 5.3. MESOZOICO

El inicio del ciclo alpino viene caracterizado por la sedimentación de facies terrígeno-rojizas, continuación de la serie pérmica, y que se han calificado de «Permotriásica».

La base del Triásico se sitúa en un grueso nivel conglomerático y arenoso de facies aluviales, que contrasta fuertemente con las facies fluviales de régimen meandriforme característico de la sedimentación pérmica:

a) El Triásico es típicamente germánico y, hasta cierto punto, análogo al Trías de Los Catalánides. Un nivel inferior, fluvial, de facies Buntsandstein de edad Anisiense. Una barra carbonatada inferior, que se inicia incipientemente al W de la isla, de facies Muschelkalk. Una segunda barra carbonatada de edad Ladiniense y Carniense en la parte alta. Y, finalmente, un nivel de facies Keuper margoso y evaporítico cuya edad, por lo menos en la parte alta, es probablemente jurásica.

Al final del Triásico o comienzo del Jurásico tuvo lugar una fase de plegamiento que dió lugar a una discordancia cartográfica entre las series triásica y jurásica.

b) El Jurásico está caracterizado por series de carbonatos. Una parte importante de estos carbonatos están dolomitizados. La espesa cobertera vegetal que cubre casi por completo sus reducidos afloramientos y la dolomitización impiden obtener series detalladas que permitan buenas correlaciones con la península. No obstante, en él se hallan representadas las unidades inferiores del Jurásico mallorquín y de la Cordillera Ibérica (Formación Imón Formación Cuevas Labradas = Formación Es Barraca de Mallorca). Los tramos superiores de la serie son mucho más difíciles de caracterizar y, por tanto, de correlacionar.

Cabe la posibilidad de que la intrusión de rocas volcánicas tipo basalto dolerítico en el Paleozoico (Els Alocs) y en el Permobuntsandstein (Penyal de l'Anticrist y Punta Rotja de Algaiarens) se haya producido en este período. Aunque, teniendo en cuenta la forma de yacer, tan sólo puede asegurarse que la intrusión es post-Trías inferior.

La mayor parte del Jurásico se halla dolomitizado. Por ello es difícil localizar y evaluar las lagunas estratigráficas que presenta la columna.

c) El contacto con la serie cretácica es paraconforme, fosilizando un nivel de carstificación precretácico. Corresponde a una serie carbonatada que abarca hasta el Aptiense (Neocomiense, Barremiense y parte del Aptiense) representado en una serie condensada con fauna

de ammonites. A este último nivel se le superponen margas y margocalizas de edad probablemente Albiense.

#### 5.4. CENOZOICO

A partir del Albiense no existen sedimentos en Menorca hasta avanzado el Cenozoico. Posiblemente la deformación alpina mayor que presenta se ha producido durante el Eoceno.

En Es Macar de sa Llosa existe una pequeñísima fosa tectónica limitada por fallas, que afecta los materiales cretácicos por el N y a los jurásicos por el S, rellena de conglomerados aluviales. En ellos se ha caracterizado, por el contenido en carofitas, el Oligoceno. No obstante, a falta de otros datos, y por la posición tectónica rellenando pequeñas fosas en la zona N de Menorca, es mucho más lógico asignarlos al Mioceno.

Así pues, como consecuencia de esta fase distensiva, de edad Mioceno inferior, se diferencian las zonas Tramuntana y Migjorn. La primera levantada respecto de la segunda y limitadas por un escalonamiento de fallas normales. Al pie de las mismas se deposita un cordón conglomerático transportado por un sistema de torrentes que procedían de la zona de Tramuntana.

En momentos de nivel de mar alto, durante el Mioceno superior, se desarrollan dos sistemas de plataformas arrecifales diferentes y separadas por una superficie de discordancia. La primera, discordante sobre el cordón de conglomerados del Mioceno inferior y/o medio, es Tortoniense. Corresponde a un sistema arrecifal que limita un *lagoon* entre el macizo de Tramuntana y la parte bioconstruida (cuerpo arrecifal), y, a partir de ésta, hacia el mar, se desarrolla un talud arrecifal. Esta aflora en toda la isla, dado que el cordón de conglomerados de la base del Mioceno se extiende poco hacia el S, la progradación de este sistema arrecifal es la causante de que se apoye en la mayoría de su extensión sobre un zócalo de naturaleza paleozoica en la parte oriental de la isla y mesozoica en la occidental.

Tanto en el extremo oriental como en el occidental de la isla, áreas de St. Lluís y Ciutadella, respectivamente, aflora un nuevo sistema arrecifal de edad Messiniense. Este sistema arrecifal posee un *lagoon* poco o nada desarrollado y, por el contrario, con taludes arrecifales con marcadas líneas de progradación hacia el S. Es probable que las unidades más superiores de progradación pertenezcan ya al Plioceno.

El Cuaternario de Menorca se caracteriza, sobre todo, por la presencia de abundantes cordones de dunas costeras, de composición predominantemente carbonatada bioclástica. En ellas han quedado registrados, aunque parcialmente, los ascensos y descensos del nivel del mar a causa de los movimientos glacioeustáticos.

Estos depósitos y sus coetáneas o sucesivas fases erosivas han dado los últimos retoques que han conducido a la actual Menorca.

## 6. GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1. MINERIA

En el área estudiada existen antiguas labores mineras para la explotación de minerales de cobre en Alfurinet (costa Norte). Estas labores intentaban explotar minerales de cobre (calcosina) originados en la base de paleocanales del Pérmico donde son fijados por la materia orgánica. La presencia de abundantes eflorescencias de carbonatos, especialmente de malaquita, dan la falsa idea de las acumulaciones de mineral. En realidad la calcosina se limita a pequeñas lenticulas que corresponden a antiguos fragmentos de restos de vegetales.

A lo largo de pequeñas diaclasas, en estos canales fluviales pérmicos, es frecuente encontrar pequeñas acumulaciones de baritina.

### 6.2. CANTERAS

Las canteras actualmente en explotación en el área estudiada son de dos tipos: explotación de las dolomías jurásicas para la fabricación de áridos de granulometría mayor y la explotación de arenas eólicas transportadas subactuales.

Las segundas se ubican en las dunas finicuaternarias aún no consolidadas del área de Tirant y de Algaiarens-Ses Arenetes.

A parte de estas dos explotaciones actualmente activas, en el área abarcada por la Hoja existieron explotaciones de marés tanto en materiales miocénicos (cerca de Ciutadella) como en las dunas cuaternarias.

### 6.3. HIDROGEOLOGIA

Los acuíferos del área estudiada son tres: el subálveo ubicado en sedimentos cuaternarios, el acuífero miocénico y el acuífero jurásico. El resto de materiales pueden considerarse prácticamente impermeables.

#### **El acuífero subálveo**

Se ubica en materiales del Cuaternario en el fondo de los valles. Está profundamente afectado por el estiaje.

La poca pendiente de los torrentes es la causa de que el nivel piezométrico de este acuífero sobresalga a la superficie del terreno, inundando zonas bajas durante el invierno. Durante el verano todos los materiales quedan drenados y seca casi por completo, a excepción de las zonas de Tirant, donde el Cuaternario alcanza un gran desarrollo en extensión y relativa potencia y este acuífero es motivo de explotación con fines agrícolas y turísticos y de Binimel.là, muchísimo menor, donde su explotación es con fines agrícolas y aún muy limitada.

Su salinización se realiza por lavado del suelo en el que se acumula la sal en épocas de tramontanas fuertes y su impotabilidad viene acusada por una acumulación de sales procedentes del abonado de los campos de cultivo.

### **Acuífero miocénico**

Es el acuífero ubicado en las calcarenitas del Mioceno en la zona situada al E de Ciutadella.

Allí su intensa explotación, tanto con fines agrícolas como para suministro urbano, son la causa de la fuerte salinización de sus aguas. Es el que suministra el agua a Ciutadella y a las urbanizaciones situadas en las inmediaciones de la ciudad.

### **Acuífero jurásico**

Es el menos explotado de los tres. Se ubica en las calizas y dolomías jurásicas del E de Ciutadella. Posiblemente este macizo jurásico alimenta al acuífero del Mioceno.

Su comportamiento es similar al del acuífero miocénico con su nivel piezométrico asimismo al nivel del mar. No obstante, el encontrarse el macizo a cotas más altas que el Mioceno y el poseer un elevado grado de permeabilidad hacen que el tránsito de las aguas por las dolomías jurásicas sea rápido y se drene con facilidad, acumulándose tan sólo en áreas donde el nivel impermeable se halla por debajo del nivel del mar.

## 7. BIBLIOGRAFIA

- ARMSTRONG, J. (1752): «Historia de la Isla de Menorca», M. Casanovas, Ciudadela. Ediciones Nura (1978), págs. 7-249.
- ASHAUER, H.; HOLLISTER, J. S. (1934): «Ostpyrenäen und Balearen». Abh. Ges. Göttingen Klasse. Vol. 3, pág. 3.
- BARÓN, A.; BAYÓ, A. & FAYAS, J. A. (1979): «Relación modelo Geológico-modelo Hidrogeológico». Ejemplo: El acuífero mioceno de la Isla de Menorca. II Simp. Nacional de Hidrogeología. Pamplona, 19, págs.
- BARÓN, A.; BAYÓ, A.; FAYAS, J. A. (1984): «Valor Acuífero del Modelo Sedimentario de Plataforma Carbonatada del Mioceno de la Isla de Menorca». Universidad Autónoma de Barcelona. Publicaciones de Geología, 20 libro homenaje Luis Sánchez de la Torre, págs. 189-207.
- BATALLER, J. R. (1933): «Els fòssils del Burdigalià menorquí existents al museu del Seminari de Barcelona». Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. 33, núms. 6-7, págs. 302-305.
- BATE, D. (1909): «Preliminary note on a new Artiodactyle from Majorca. *Myotragus balearicus* Gen. et sp. nov.». Geol. Magazine N.S., V., Vol. VI, págs. 385-388.
- BATE, D. (1914): «The Pleistocene Ossiferous Deposits of the Balearic Islands». Geol. Magazine N.S. VI, Vol. I, págs. 337-345.
- BAULIES, J. (1916): «Menorca. Notas Geográficas». Imp. Allés, Ciudadela, 120 págs.
- BAULIES, J. (1964): «L'illa de Menorca». Enciclopèdia Catalunya. Vol. 33, t. I, cap. II, págs. 27-47. Ed. Barcino.
- BAUZA, J. (1944): «Nota sobre la Paleontología de las Baleares». Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. XLII, págs. 627-630.
- BAUZA, J. (1947a): «Nuevas aportaciones al conocimiento de la Ictiología del Neógeno catalano-balear». Bol. Real. Soc. Esp. Hist., t. XLV, págs. 523-538.
- BAUZA, J. (1947b): «Nuevas aportaciones al conocimiento de la Ictiología del Neógeno catalano-balear». Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XLV, págs. 619-646.
- BAUZA, J. (1966): «Hallazgo de un fragmento rostral de *Pristis* en el Mioceno de Torrauba Vey (Menorca)». Bol. Soc. Hist. Bal., t. XII, págs. 133-137.
- BAUZA, J., & MERCADAL, B. (1961): «Nuevas contribuciones al conocimiento de la fauna Ictiológica fósil de Menorca». Bol. Soc. Hist. Nat. Bal., t. VII, págs. 45-48.
- BAUZA, J., & MERCADAL, B. (1962): «Contribución al conocimiento de la fauna Ictiológica de Menorca». Rev. Menorca, 7.ª ép., t. II, págs. 153-163.
- BEAUMONT, E. DE (1872): «Note sur la constitution géologique des îles Baléares». Amm. Soc. Nat. 1 ser., t. X., págs. 423-439.
- BIZÓN, G.; BIZÓN, J. J. & MAUFFRET, A. (1975): «Présence de Miocène Inférieur au large de Minorque (Baléares, Espagne)». Rev. Inst. Fr. Pétrole. V. 30 (5), págs. 713-726.
- BONIFAY, E. (1959): «Le Tyrrhenien dans le cadre de la cronologie quaternaire méditerranéenne». Bull. Soc. Géol. France. 7.º ser., págs. 62-78.

- BOUCART, J. (1960): «Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. Notice et Carte de la Méditerranée occidentale au 1.000.000<sup>e</sup>». Bull. Inst. Océanogr. Monaco, numéro 1.163.
- BOURGOIS, J.; BOURROUILH, R.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCAULT, A.; PAQUET, T.; PEYRE, Y., & RANGHEARD, Y. (1970): «Données nouvelles sur la géologie des Cordillères Bétiques». Ann. Soc. Géol. Nord. T, XC, fasc. 4.
- BOURROUILH, R. (1962): «Note préliminaire sur la tectonique de l'île de Minorque (Baléares, Espagne)». C. R. Somm. Soc. Géol. France., núm. 10, págs. 325-326.
- BOURROUILH, R. (1963a): «Nota preliminar sobre la tectónica de la isla de Menorca (Baleares, España)». Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 71, págs. 261-264.
- BOURROUILH, R. (1963b): «Decouverte de Silurien à Graptolites à Minorque (Baléares, Espagne)». C. R. Somm. Soc. Géol. France., núm. 10, págs. 344-345.
- BOURROUILH, R. (1964): «Données nouvelles sur l'évolution morphologique de l'île de Minorque depuis le Pliocène supérieur». C. R. Acad. Sc., t. 258, págs. 980-983.
- BOURROUILH, R. (1965): «Descubrimiento de Silúrico con Graptolites en Menorca (Baleares, España)». Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 77, págs. 63-66.
- BOURROUILH, R. (1966): «Remarques sur la tectonique anté-Triasique à Minorque (Baléares, Espagne)». C. R. Somm. Soc. Géol. France. Fasc. 10, págs. 391-393.
- BOURROUILH, R. (1967): «Le Dévonien de Minorque (Baléares, Espagne)». Ses limites et sa place en Méditerranée occidentale». Intern. Simp. on the Devonian System (Calgary, Canadá), t. II, págs. 47-60.
- BOURROUILH, R. (1970a): «Découverte d'Oligo-Miocène Inferieur continental à Minorque. Consequences paléogéographiques et tectoniques». C. R. Somm. Soc. Géol. France, numéro 7, págs. 247-248.
- BOURROUILH, R. (1970b): «Carte géologique de Minorque au 1/200.000 avec notice». Inst. Géol. y Min. España.
- BOURROUILH, R. (1970c): «Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque». Ann. Soc. Géol. Nord., t. XC, fasc. 4, págs. 363-380.
- BOURROUILH, R. (1972a): «Le Paléozoïque de Minorque (Baléares)». XXIV<sup>e</sup> Congr. Géol. Intern. Montréal (Canadá), vol. résumés, sect. 6, págs. 181.
- BOURROUILH, R. (1972b): «Coulissages de plus 700 km. en Méditerranée occidentale: une tectonique de type Californien, precedant les serrages miocènes». C. R. Acad. Sci. Paris (D), vol. 286, págs. 1339-1342.
- BOURROUILH, R. (1973a): «Stratigraphie, Sédimentologie et Tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale». Thèse d'Etat, Université de Paris VI, 2 vol., 822 págs.
- BOURROUILH, R. (1973b): «Stratigraphie, Sédimentologie et Tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères

- Bétiques en Méditerranée occidentale». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, t. XVIII, págs. 133-140.
- BOURROUILH, R. (1975): FLYSCH dévonien et Culm de Minorque (Baléares, Espagne): Essai de reconstitution des zones de dépôt et première comparasion avec le Sud-Ouest de la Sardaigne». IX<sup>me</sup> Congr. Intern. Sédiment. Nice. Extr. Public., págs. 97-110.
- BOURROUILH, R. (1976): «On the initial fit of continental blocs of Western Mediterranean Area». 25 Int. Geol. Congr., Sidney, vol. I, págs. 77.
- BOURROUILH, R. (1983): «Estratigrafía, Sedimentología y Tectónica de la Isla de Menorca y del Noreste de Mallorca (Baléares). La terminación nororiental de las Cordilleras béticas en el Mediterráneo occidental». Mem. Inst. Geol. y Min. de España, T. 99, 2 vol., 672 págs.
- BOURROUILH, R., & MAGNÉ, J. (1963): «A propos de dépôts du Pliocène supérieur et du Quaternaire sur la côte Nord de l'île de Minorque (Baléares)». Bull. Soc. Géol. France (7), V, págs. 298-302.
- BOURROUILH, R., & MOULADE, M. (1963): «Etude stratigraphique et micropaléontologique d'une série Jurassique de l'île de Minorque (Baléares, Espagne)». Bull. Soc. Géol. France, 7 sér., T. V., págs. 375-382.
- BOURROUILH, R., & COLOM, G. (1968): «Sur l'âge du Miocène du Sud de Minorque». C. R. Somm. Soc. Géol. France, fasc. 5, págs. 150-152.
- BOURROUILH, R., & BOURROUILH, B. (1972): «Analyse spectrale et filtrage en éventail des cartes structurales de l'île de Minorque et de l'Est de Majorque (Baléares). Conséquences tectoniques». C. R. Acad. Sc. Paris, t. 275, págs. 1335-1338.
- BOURROUILH, R.; CHEVALIER, J. P., & MONGIN, P. (1972): «Données sédimentologiques et paléontologiques sur le Vindobonien du Nord de Minorque (Baléares)». C. R. Acad. Sc. Paris, t. 275, págs. 1955-1958.
- BOURROUILH, R., & TERMIER, G. (1973): «*Balearocrinus breimeri*, Crinoïde nouveau du Viséen supérieur de Minorque (Baléares)». Ann. Soc. Géol. Nord., XCIII, 3, págs. 225-232.
- BOURROUILH, R., & MAUFFRET, A. (1975): «Le socle immergé des Baléares (Espagne): données nouvelles apportées par des prélèvements sous-marins». Bol. Soc. Géol. France (7), XVII, núm. 6, págs. 1126-1130.
- BOURROUILH, R., & LYS, M. (1976): «Sédimentologie et micropaléontologie d'olistostromes et coulées boueuses du Carbonifère des zones internes Bético-Kabylo-rifaines (Méditerranée occidentale)». Ann. Soc. Géol. du Nord., t. XCVII, págs. 87-94.
- BOURROUILH, R., & GORSLINE, E. (1979): «Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental Blocks in the Western Mediterranean». Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 90, págs. 1074-1083.
- BOURROUILH, R.; COCCOZZA, T.; DEMANGE, M.; DURAND-DELGA, M.; GUEIRARD, S.; GUITARD, G.; JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F. J.; MASSA, D.; MIROUSE, R., & ORSINI, J. B. (1980): «Essai sur l'évolution paléogéographique, structural et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée». 26 Congr. Geol. Intern. Paris. Coll. C. Géologie de l'Europe, págs. 159-188.

- BOUVY, P. (1867): «Ensayo de una descripción geológica de la isla de Mallorca comparada con las Islas y el litoral de la Cuenca Occidental del Mediterráneo». Imp. Felipe Guasp. y Vicens. Palma de Mallorca, 67 págs.
- BOCHROITHNER, M. F.; FLÜGEL, E.; FLÜGEL, H. W., & STATTEGGER, K. (1980): «Die Devongerölle des Paläozoischen Flysch von Menorca und ihre Paläogeographische Bedeutung». N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159/2, págs. 172-224.
- BUCHROITHNER, M. F.; FLÜGEL, E.; FLÜGEL, H. W., & STATTEGGER, K. (1980): «Mikrofazies Fossilien und Herkunft der Kalk-Gerölle im Karbon-“Flysch“ der Betischen Kordillären, Spanien». Facies, 2, págs. 1-54.
- CASTANY, G., & OTTMANN, F. (1957): «Le Quaternaire marin de la Méditerranée occidentale». Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. (2), 1, 2, págs. 46-55.
- CASTAÑOS, E. (1923): «Nota relativa a los estudios de M. Paul Fallot en las islas Baleares». Rev. Menorca, XVIII, págs. 331-333.
- CLAUSS, K. (1956): «Ueber Oberdevon Korallen Von Menorca». N. Jb. Geol. Pa. Abh., T. 103, núms. 1-2, págs. 5-27.
- COHEN, C. R. (1980): «Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean». Tectonophysics, 68, págs. 283-311.
- COLOM, G. (1934): «Contribución al conocimiento de las facies litopaleontológicas del Cretácico de las Baleares y del SE de España». Géol. Médit. Occid., vol. 3, págs. 1-11.
- COLOM, G. (1947): «Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares desde el Lías superior al Cenomanense-Turonense». Inst. Lucas Mallada C.S.I.C., 147 págs.
- COLOM, G. (1957): «El medio y la vida en las Baleares». Publ. Inst. Biol. Aplicada, vol. 27, págs. 115-128.
- COLOM, G. (1960): «Sobre la existencia de tierras emergidas al N y NE de Mallorca al final del Burdigaliense». Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 58, págs. 299-304.
- COLOM, G. (1961): «Sur l'existence d'un massif tyrrhénien à l'est de Minorque pendant le Tertiaire et les possibilités d'un peuplement oriental de Minorque-Majorque». Coll. Intern. C. Nat. Rech. Scient., t. XIX, págs. 29-34.
- COLOM, G. (1964a): «El medio y la vida en las Baleares». Gráficas Miramar. Palma de Mallorca, 292 págs.
- COLOM, G. (1964b): «La connaissance du Pléistocène balear et l'origine de certaines endemismes insulaires». C. R. Soc. Biogéogr., págs. 62-67.
- COLOM, G. (1964c): «Estudios sobre la sedimentación costera balear (Mallorca y Menorca)». Mem. Real. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, vol. XXXIV, núm. 15, págs. 495-550.
- COLOM, G. (1974): «Sobre la extensión del Vindoboniense marino en Menorca y los sondeos de la Deep sea Drilling Project (USA). Sugerencias respecto a una nueva interpretación de la biogeografía balear». Bol. Geol. y Min., t. LXXXV-VI, págs. 664-677.
- COLOM, G. (1984): «Los Foraminíferos bentónicos del Cretáceo de las Baleares; su Paleontología, Estratigrafía y Ecología». Ed. Consell Insular de Mallorca, 139 págs.

- COLOM, G., & ESCANDELL, B. (1960-62): «L'évolution du Géosynclinal Balear». Mém. h-Sér. Soc. Géol. Fr. «Livre à la Memoire de Paul Fallot», t. I, págs. 125-136.
- COMPANÍA DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA, S. A. (1960): «Prospección geológico-geofísica de aguas subterráneas realizada en la Isla de Menorca para el Instituto Nacional de Colonización», 13 págs.
- CUERDA, J. (1955): «Notas paleontológicas sobre el Cuaternario de Baleares». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, t. 1-4, págs. 59-70.
- CUERDA, J. (1959): «Presencia de *Mastus pupa*, Bruguière, en el Tirreniense de las Baleares orientales». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, t. V, fasc. 1-4, págs. 45-50.
- CUERDA, J.; SACARES, J., & MERCADAL, B. (1966): «Nuevos yacimientos marinos del Pleistoceno superior de Cala Santa Galdana (Menorca)». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, t. XII, fasc. 1-4, págs. 102-105.
- DARDER, B. (1928): «La Paleogeografía de la Mediterrània occidental segons les idees de Emile Argand». Ciència, T. III, núm. 21, págs. 3-13.
- DARDER, B. (1932a): «Introducción a la Geología de Mallorca con carta geológica y bibliografía geológica de las Islas Baleares». Geol. Medit. Occid., vol. II, 5.ª partie, págs. 1-12.
- DARDER, B. (1932b): «La Paleogeografía de la Mediterrània occidental segons les idees de Emile Argand». Geologia de la Med. Occ., vol. II, núm. 38, págs. 1-8.
- ELÍAS, J. (1922): «Relaciones tectónicas entre Cataluña y las Baleares». Publ. Sec. Excur. y de Turismo del Centro Social de Terrasa, págs. 3-11.
- ESTRADA, R. (1977): «Model de sedimentació de conoides submarins: aplicació a un sector del Paleozoico de Menorca». Inédito. Tesi de Licenciatura. U.A.B. Dept. Estratigrafía, págs. 1-116.
- FALLOT, P. (1922): «Etude géologique de la Sierra de Majorque». Ed. Béranger. Paris, pág. 480.
- FALLOT, P. (1923a): «Le problème de l'île de Minorque». Bull. Soc. Géol. France, 4.ª ser., t. XXIII, págs. 3-44.
- FALLOT, P. (1923b): «Reseña morfológica de la isla de Menorca». Rev. Menorca, t. XVIII, págs. 333-339.
- FALLOT, P. (1925): «Au sujet de la tectonique des Baléares». C. R. Soc. Géol. France, 4.ª ser., t. XXV, núm. 6, págs. 78-80.
- FALLOT, P. (1926): «Au sujet de la tectonique des Baléares et de la Chaîne Ibérique». C. R. Soc. Géol. France, 4.ª ser., t. XXVI, núm. 10, págs. 105-107.
- FALLOT, P. (1932a): «Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale». Bull. Soc. Géol. France, 5.ª ser., t. 1, págs. 533-552.
- FALLOT, P. (1932b): «La question de Minorque. Rapports stratigraphiques entre les îles Baléares et la zone Subbétique». Géol. Médit. Occid., t. II, part. V, núm. 39-40, págs. 1-2.

- FALLOT, P. (1933): «L'enllaç de Menorca amb les Cadenes Alpines». Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. XXXIII, págs. 316-321.
- FALLOT, P. (1945): «Le Problème de Minorque». C. R. Acad. Scien., T. 220, págs. 563-565.
- FALLOT, P. (1948): «Les Cordillères Bétiques». Est. Geol., núm. 8, págs. 83-172.
- FALLOT, P., & TERMIER, H. (1923): «Esquisse morphologique des îles Baléares». Rev. Geogr. Alpine, t. XI, fasc. IV, págs. 421-448.
- FALLOT, P., & TERMIER, H. (1923): «Ammonites nouvelles des îles Baléares». Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Sec. Geol.), núm. 32, 85 págs.
- FERRER, J. (1907a): «Relación entre las Islas Baleares y las tierras que las rodean». Rev. Menorca, págs. 1-5.
- FERRER, J. (1907b): «Notas Geológicas. Relación entre las Islas Baleares y las tierras que las rodean». Rev. Menorca, 5.<sup>a</sup> ép., t. II, págs. 193-197.
- FLÜGEL, E., & FLÜGEL, H. W. (1979): «Tabulata, Sclerospongia und Stromatopora aus dem Devon von Menorca». Mitt. Osterr. Geol. Ges., 70 (1977), págs. 49-73.
- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHABRIE, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A. & RANGHEARD, Y. (1977): «Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les Zones Externes Bétiques Baléares Corso-sardes et Alpines». Rev. de Géographie Phys. et de Géologie Dynam (2), vol. XIX, fasc. 4, págs. 377-388.
- FREEMAN, T., & OBRADOR, A. (1974): «Paleosuelos y carbón en la zona distal del Buntsandstein español». VII Congr. Grupo Esp. de Sedimentología, Bellaterra, Tremp, pág. 56.
- FREEMAN, T., & OBRADOR, A. (1979): «Paleosoils and coal in the distal part of Spanish Buntsandstein (Menorca and Mallorca, Balearic Island)». Bol. Soc. Hist. Nat. Bal., T. 23, págs. 47-50.
- FREEMAN, T.; ROTHBARD, D., & OBRADOR, A. (1983): «Terrigenous dolomite in the Miocene of Menorca (Spain). Provenance and diagenesis». Jour. Sed. Petr., 53, págs. 543-548.
- GARCÍA, J. M. (1986): «Estudio geomorfológico del Karst del migjorn menorquin». Tesis de Licenciatura. Inédito. U.A.B. Dpto. Geodinámica Externa e Hidrogeología, 51 págs.
- GASULL, L. (1963a): «Descripción de unas nuevas formas del género *Helicella* (*Xeroplexa*) de Baleares». Bol. Soc. Hist. Nat. Balears, T. IX, fasc. 1-4, págs. 83-92.
- GASULL, L. (1963b): «Algunos moluscos terrestres y de agua dulce de las Baleares». Bol. Soc. Hist. Nat. Balears, T. IX, fasc. 1-4, págs. 3-80.
- GASULL, L. (1964): «Las *Helicella* (*Xeroplexa*) de Baleares. Gasterópoda Pulmonata». Bol. Soc. Hist. Nat. Balears, T. X, fasc. 1-4, págs. 3-67.
- GASULL, L. (1965): «Algunos moluscos terrestres y de agua dulce de Baleares». Bol. Soc. Hist. Nat. Balears, T. XI, fasc. 1-4, págs. 7-161.
- GASULL, L. (1966): «La insularidad de las Islas Baleares desde el punto de vista de la malacología terrestre». Bol. Soc. Hist. Nat. Balears, T. XII, fasc. 1-4, págs. 149-156.

- GLANGEAUD, L. (1966): «Les grandes ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I». C. R. Acad. Sc., t. 262, ser. D, págs. 2405-2408.
- GÓMEZ, D. (1987): «Estratigrafía física y petrología sedimentaria del Pérmico y Buntsandstein de la isla de Menorca». Tesis de Licenciatura. Inédito. U.A.B. Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica. 117 págs.
- GUILLARD, A. (1902): «Las Baleares». Rev. Menorca, vol. I, 4.<sup>a</sup> ép., págs. 7-25.
- GUIMERA, J. (1985): «Estratigrafía de les fàcies carbonatades miocèniques d'una zona del Migjorn de l'Illa de Menorca». Tesi Llicenciatura. Inédito. U.A.B. Depart. Estratigrafía, 104 págs.
- HENNINGSEN, D. (1982): «Zusammensetzung und Herkunft der sandigen Gesteine des Devons und Karbons von Menorca (Balearn, Mittelmeer)». N. Jb. Geol. Palaönt. Mh., 12, págs. 736-746.
- HENNINGSEN, D. (1984): «The Upper Devonian conglomerates of Menorca (Balearic Islands, Mediterranean)». N. Jb. Geol. Paläontol, Mh., vol. 9, págs. 539-548.
- HERBIG, H. G. (1985): «An Upper Devonian limestone slide block near Marbella (Betic Cordillera, Southern Spain) and the palaeogeographic relations between Malaquides and Menorca». Acta Geológica Hispánica, vol. 20, núm. 2, págs. 155-178.
- HERMITE, H. (1878): «Observations géologiques sur les îles Majorque et Minorque». C. R. Acad. Sc., t. 88, pág. 1097.
- HERMITE, H. (1879a): «Description de quelques fossiles nouveaux del îles Baléares». C. R. Somm. Soc. Géol. France, pág. 40.
- HERMITE, H. (1879b): «Etudes géologiques sur les îles Baléares. Première partie Majorque et Minorque». Ed. F. Savy. Paris, 362 págs.
- HERMITE, H. (1888): «Etudes Géologiques sur les îles Baléares. Première Partie Majorque et Minorque». Bol. Com. Mapa Geol. España, t. XV, 233 págs.
- HIRSCH, F. (1977): «Essai de corrélation biostratigraphique des niveaux meso et neotriasiques de facies "Muschelkalk" du Domaine Sepharade». Cuadernos Geol. Iber., vol. 4, págs. 511-526.
- HÖERNES, R. (1905): «Untersuchungen der Jürgeren Tertiargebilde des Westlichen Mittelmeergebietes II, Sitzb.». Kaiserl. Akad. Wiss. In Wien, t. CXIV, núm. I, págs. 637-660.
- HOLLISTER, J. S. (1934): «Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen». Abh. Ges. Wiss. Gottingen, T. III, vol. 10, págs. 122-154.
- HOLLISTER, J. S. (1942): «La posición de las Baleares en las orogenias variscas y alpinas». Publ. alem. Geol. Esp., T. I, págs. 71-102.
- INSTITUCIO CATALANA HISTORIA NATURAL (1933): «Reunió extraordinària a l'illa de Menorca. Abril 1933». Inst. d'Estudis Catalans, págs. 3-57.
- JURADO, M. J. (1984a): «Estudi sedimentològic del Neògen de l'àrea de Ciutadella». Ed. Consell Insular de Menorca, 144 págs.

- JURADO, M.<sup>a</sup> J. (1984b): «Aspectes paleoecològics de l'escull miocènic del Cap Negre (Menorca). Revista de Menorca, 2.<sup>o</sup> trimestre de 1984, Año LXXV, 7.<sup>a</sup> època, págs. 236-265.
- KLEMMER, H. D. (1958a): «Regional Geology of Circum Mediterranean Region». Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. vol. XLII, núm. 3, págs. 477-512.
- KLEMMER, H. D. (1958b): «Geología Regional del país Circum Mediterraneo». Notas y Comen. del Inst. Geol. y Min. España, núm. 51, págs. 65-127.
- KOBER, L. (1928): «Der Bau der Erde. Einföhrung in die Geotektonik. Zweite Verbesserte und Vervollständigste Ausgabe». Gebrüder Borntraeger, IV, 499 págs.
- KOBER, L. (1931): «Das Alpine Europa. Ein geologisches Gestaltungsbild». Gebrüder Borntraeger, IV, 310 págs.
- LAMBERT, J. (1906): «Description des Echinides fossiles de la Province de Barcelona». Mém. Soc. Geol. Fr., t. XIV, fasc. 2-3, núm. 24, págs. 59-128.
- LAMBERT, J. (1928): «Revision des Echinides fossiles de la Catalogne». Mem. Mus. Cienc. Nat. de Barcelona, vol. I, núm. 2, págs. 39-42.
- LERICHE, M. (1910): «Note sur les poissons néogènes de la Catalogne». Butll. Soc. Géol. France, 4.<sup>a</sup> ser., t. X, págs. 471-174.
- LLABRES, A.; ESCANDELL, G.; ESCANDELL, R.; ESCANDELL, A., & FERNÁNDEZ, M. (1980): «Contribución al conocimiento de la fauna fósil del Carbonífero de Menorca». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 24; págs. 93-96.
- LLOMPART, C. (1979): «Aportaciones a la Paleontología del Lías de Menorca». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 23; págs. 87-116.
- LLOMPART, C. (1980): «Nuevo afloramiento del Lías fosilífero menorquín». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 24; págs. 85-88.
- LLOMPART, C. (1982): «Los nódulos algales (rodolitos) del Neógeno de la Cala Binidalf (Menorca)». Inst. D'Estudis Baleàrics, V, II, núm. 5, págs. 31-41.
- LLOMPART, C. (1983): «*Amphiope bioculata* (Desm.) del Mioceno del Port de Maó (Menorca)». Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 81 (1-2), págs. 67-79.
- LLOMPART, C. (1983): «Braquiópodos actuales de la Plataforma Sudoriental de Menorca y su relación con las formas miocénicas de la Isla». Boll. Soc. Hist. Nat. de Balears, T. 27, págs. 201-207.
- LLOMPART, C.; OBRADOR, A., & ROSELL, J. (1979-80): «Geología de Menorca». Enciclopèdia de Menorca, T. 1, págs. 1-83.
- LLOMPART, C., & CALZADA, S. (1982): «Braquiópodos messinienses de la Isla de Menorca». Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), T. 80, págs. 185-206.
- LLOMPART, C.; ROSELL, J.; MÁRQUEZ-ALIAGA, A. & GOY, A. (1987): «El Muschelkalk de la Isla de Menorca». Cuadernos de Geología Ibérica, vol. 11, págs. 323-335.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1935): «La microfauna de Braquiópodos del Triásico de Monte Toro (Menorca)». Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., T. 35, págs. 217-226.

- LOZANO, R. (1884): «Anotaciones físicas y geológicas de la Isla de Menorca. Criaderos sedimentarios de cobre en Menorca y Granada». Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. VI, págs. 233-234.
- MANERA, J. (1930): «Breve estudio geológico de la isla de Menorca». Publ. de la Rev. Científico-Militar, 178 págs.
- MARCEY, J. (1945): «La evolución paleogeográfica del nordeste de España y de las Baleares». Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona, vol. 27, núm. 9, págs. 227-345.
- MARMORA, A. DE LA (1835): «Observations géologiques sur les deux îles Baléares». Mem. R. Acad. Scienc. di Torino, t. 38, pág. 58.
- MAUFFRET, A.; FAIL, J. P.; MONTADERT, L.; SANCHO, J., & WINNOCK, E. (1973): «Northwestern Mediterranean Sedimentary Basin from Seismic Reflection Profile». The Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bulletin, V. 57, núm. 11, págs. 2245-2262.
- MERCADAL, B. (1959): «Noticia sobre la existencia de restos de terrazas tyrrhenienses en la costa sur de Menorca». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, V. 5, págs. 39-48.
- MERCADAL, B. (1959): «Breve noticia sobre el hallazgo de un incisivo de *Myotragus* en una cueva menorquina junto a cerámica neolítica». Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares, t. 5, páginas 57-59.
- MERCADAL, B. (1960): «El Tyrreniense en la costa norte de Menorca». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, t. 6, págs. 73-74.
- MERCADAL, B. (1962): «El *Strombus bubonius* Lamarck y los restos de terrazas tyrrhenienses de Menorca». Rev. Menorca, págs. 412-419.
- MERCADAL, B. (1966): «Nuevas aportaciones al conocimiento del Cuaternario menorquín». Acta Geol. Hisp., t. 5, núm. 4, págs. 89-93.
- MERCADAL, B. (1966): «Nuevas aportaciones al conocimiento del Cuaternario de Menorca». Rev. Menorca, págs. 147-161.
- MERCADAL, B. (1967): «Nuevos yacimientos de *Myotragus* en Menorca y su cronología». Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares, t. XII, págs. 63-74.
- MERCADAL, B.; VILLALTA, J. F.; OBRADOR, A., & ROSELL, J. (1970): «Nueva aportación al conocimiento del Cuaternario menorquín». Acta Geol. Hisp., t. 5, núm. 4, págs. 89-93.
- MERCADAL, B.; OBRADOR, A., & ROSELL, J. (1972): «Fauna malacológica del Cuaternario marino de la Isla del Aire (Menorca)». Acta Geol. Hisp. T. 7, núm. 6, págs. 178-179.
- MERCADAL, B., & PETRUS, J. L. (1980): «Nuevo yacimiento de *Testudo gymnesicus* Bate, 1914 en la Isla de Menorca». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, t. 24, págs. 15-21.
- MERCADAL, B.; PILLERI, G., & CASINOS, A. (1985): «A Tooth of *Scaldicetus grandis* (Du Bus, 1872) (Physeteridae) from Aire Island (Menorca, Spain)». Investigations on Cetacea, volumen 17, págs. 31-34.
- MOJSISOVICS, E. (1887): «Uber Ammoniten führende Kalke unternorischen Alters Auf den Balearischen Inseln». Verh. Der K. K. Geol. Reichsanstalt, págs. 327-329.

- MUNIER-CHALMAS (1879): «Fossiles recueillis aux Baleares par H. Hermite». Bull. Soc. Geol. France (7), III, págs. 497.
- MUNTANER, A. (1959): «Nota preliminar sobre las formaciones tirrenienses de la Isla de Menorca (Baleares)». Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 5, págs. 34-36.
- NOLAN, H. (1886): «Trías de Menorca y Mallorca». Bol. Com. Mapa Geol. España, t. 15, págs. 234-241.
- NOLAN, H. (1887): «Note sur le Trías de Minorque et de Majorque». Bull. Soc. Geol. France, 3 sér., XV, págs. 593-599.
- NOLAN, H. (1893): «Sur les terrains triassiques et jurassiques des îles Baleares». C. R. Soc. Géol. France, T. CXVII, núm. 23, págs. 821-823.
- NOLAN, H. (1895): «Structure géologique d'ensemble de l'Archipel Baléare». Bull. Soc. Géol. France, 3 sér., T. 23, págs. 76-91.
- NOLAN, H. (1897): «Rasgos generales de la estructura geológica del archipiélago balear». Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. 22, págs. 101-120.
- NOLAN, H. (1914): «Notes sur certaines points de la géologie des Baléares: île de Minorque». Manuscrito Inédito. Biblioteca del Ateneo de Mahón, 60 págs.
- NOLAN, H. (1927): «Le Muschelkalk de Minorque». Manuscrito. Inédito Ateneo de Mahón.
- NOLAN, H. (1933): «Notas sobre diversos puntos de la geología menorquina para dilucidar y comprobar». Rev. Menorca, t. 28, págs. 152-159.
- NOLAN, H. (1933): «Comparación entre el Pérmico y el Trías de los Alpes Marítimos y el del Archipiélago Balear». Rev. Menorca, t. 28, págs. 119-121.
- OBRADOR, A. (1968): «Interpretación tectónica del puerto de Mahón». Fondo Cultural Caja Pens. Dip. Prov. Barcelona, págs. 303-310.
- OBRADOR, A. (1970): «Estudio Estratigráfico y Sedimentológico de los materiales miocénicos de la Isla de Menorca». Acta Geol. Hisp., T. 5, núm. 1, págs. 19-23.
- OBRADOR, A. (1972): «Significado de unos potholes modelados en el Mioceno menorquín». Acta Geol. Hisp., T. 7, págs. 161-163.
- OBRADOR, A. (1972): «Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la Isla de Menorca». Rev. Menorca, 2.º se., págs. 137-197.
- OBRADOR, A. (1973a): «Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la Isla de Menorca». Rev. Menorca, 1.º sem., págs. 35-97.
- OBRADOR, A. (1973b): «Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la Isla de Menorca». Rev. Menorca, 2.º sem., págs. 125-189.
- OBRADOR, A. (1977): «Bibliografía del Permo-Trías de las islas Baleares». Cuad. Geol. Ibérica, número 4, págs. 669-672.
- OBRADOR, A. (1979): «Introducción geológica a la historia de Menorca». Geografía e Historia de Menorca, T. I, págs. 1-76.

- OBRADOR, A. (1983a): «IX. el Carbonífero de Menorca». X Congr. Intern. Estrat. y Geol. del Carbonífero. El Carbonífero y Pérmico de España, págs. 337-342.
- OBRADOR, A. (1983b): «7. El Pérmico de las Baleares». X Congr. Intern. Estrat. y Geol. del Carbonífero. El Carbonífero y Pérmico de España, págs. 463-470.
- OBRADOR, A., & MERCADAL, B. (1969): «Presencia de depósitos travertínicos lacustres de edad cuaternaria en la Isla de Menorca (Baleares)». Rev. de Menorca, año LX, 7.<sup>a</sup> ép., págs. 77-82.
- OBRADOR, A., & MERCADAL, B. (1969): «Sobre la presencia de depósitos cuaternarios continentales en el puerto de Mahón». Rev. Menorca, cuad. III, págs. 171-173.
- OBRADOR, A.; MERCADAL, B., & ROSELL, J. (1971): «Geology of Menorca». Geol. Soc. Am. Tenth International Field Institute. Guidebook, págs. 139-148.
- OBRADOR, A., & MERCADAL, B. (1972): «Nuevas localidades con fauna ictiológica para el Neógeno menorquín». Acta Geol. Hisp., t. 8, núm. 4, págs. 115-119.
- OBRADOR, A., & FREEMAN, T. (1975): «Erosional features and multiple generations of dolomite in the Miocene of Cala St. Esteve (Menorca, Baleares)». IX. Intern. Congr. Sed., T. VII, págs. 159-164.
- OBRADOR, A.; ESTRADA, R., & ROSELL, J. (1978): «Facies de abanico submarino en el Paleozoico de la Isla de Menorca». Est. Geológicos, 34, págs. 133-138.
- OBRADOR, A.; POMAR, L.; RODRÍGUEZ, A., & JURADO, M. J. (1983a): «Unidades deposicionales del Neógeno menorquín». Acta Geol. Hisp., t. 18, núm. 2, págs. 87-97.
- OBRADOR, A.; POMAR, L.; RODRÍGUEZ-PEREA, A., & JURADO, M. J. (1983b) «El Neógeno de Menorca». El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de Excursiones. Inst. Est. Balearics y Universidad de Palma de Mallorca, págs. 59-71.
- OBRADOR, A.; POMAR, L.; RODRÍGUEZ-PEREA, A., & FORNOS, J. J. (1983): «El Neógeno del sector de Maó». El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las excursiones. Inst. d'Est. Balears y Univ. Palma de Mallorca, págs. 207-232.
- PIVETEAU, J. (1961): «Quelques mamifères singuliers de Corse et des îles Baleares et leur signification paleogeographique». Coll. Intern. du Centre Nat. de la Recherche Scient., T. 19, págs. 49-54.
- POMAR, L. (1979): «La Evolución tectosedimentaria de las Baleares: análisis crítico». Acta Geol. Hisp., t. 14, págs. 193-210.
- POMAR, L. (1980): «Ensayo de un nuevo modelo para la evolución tectosedimentaria de las Baleares». Acta Geol. Hisp., núm. 14, págs. 293-310.
- POMAR, L. (1981): «Hacia una nueva concepción geológica de las Islas Baleares». Estudis Balearics, t. 1, núm. 1, págs. 29-35.
- PONSETI, J. (1909): «Expedición a los terrenos volcánicos de Ferragut». Rev. Menorca, págs. 1-2.
- PREASENT, H. (1910): «Die Balearischen Inseln. Beobachtungen auf einer Studienreise». Mitt. Verh. Erdk. Leipzig, págs. 27.

- PRAESSENT, H. (1911): «Bau und Boden der Balearischen Inseln». Jahresber. Geogr. Gesell. Greifswald, t. 13, págs. 19-106.
- PRAESSENT, H. (1912): «Neue Klimatische Werke für Menorca und Ibiza». Meteorologische Zeitschrift, págs. 28.
- RAMIS y RAMIS, J. (1948a): «Aportación del Dr. J. Ramis y Ramis a la obra "Descripciones de las Islas Pithusias y Baleares" del Dr. J. Vargas Ponce». Rev. Menorca, 6.<sup>a</sup> ép., págs. 48-65.
- RAMIS y RAMIS, J. (1948b): «Aportación del Dr. J. Ramis y Ramis a la obra "Descripciones de las Islas Pithusias y Baleares" del Dr. J. Vargas Ponce». Rev. Menorca, 6.<sup>a</sup> ép., págs. 123-145.
- RIBA, O. (1978): «Menorca». Muntanya, págs. 66-68.
- RODRÍGUEZ FEMENÍAS, J. J. (1865-1868): «Catálogo razonado de las plantas vasculares de Menorca». Imprenta Fábregas Hnos., 116 págs. Mahón.
- RODRÍGUEZ-PÉREZ, A., RAMOS-GUERRERO, E., POMAR, L., PANIELLO, X., OBRADOR, A. & MARTÍ, J. (1987): «El Triásico de las Baleares». Cuadernos de Geología Ibérica, vol. 11, págs. 295-321.
- ROSELL, J., y OBRADOR, A. (1968): «Génesis del Puerto de Mahón». But. Casa de Menorca, págs. 6-10.
- ROSELL, J.; OBRADOR, A.; MERCADAL, B. (1969): «Estudio sedimentológico y estratigráfico de la Isla del Aire (Menorca)». Bol. Geológico y Minero, T. 80, VI, págs. 538-544.
- ROSELL, J.; OBRADOR, A.; MERCADAL, B. (1969): «Sobre la presencia de flysch en los sedimentos paleozoicos de la Isla de Menorca». Acta Geol. Hisp., t. 4, núm. 1, págs. 1-4.
- ROSELL, J.; OBRADOR, A.; MERCADAL, B. (1976): «Las facies conglomeráticas del Mioceno de la Isla de Menorca». Bol. Soc. Hist. Nat. de Baleares, t. 21, págs. 76-93.
- ROSELL, J., y LLOMPART, C. (1983): «Aportaciones al estudio del Mioceno del extremo oriental de Menorca». Acta Geol. Hisp., t. 18, núm. 2, págs. 99-104.
- ROSELL, J.; ARRIBAS, P., ELIZAGA, E. & GÓMEZ, D. (1988): «Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja permo-triásica de la isla de Menorca». Bol. Geol. y Minero. T. XCIX-I, págs. 71-82.
- ROSELL, ELIZAGA, E. (1989): «Evolución tectosedimentaria del Paleozoico de la isla de Menorca». Bol. Geol. y Minero, vol. 100-2, págs. 193-204.
- ROSELL, J.; ARRIBAS, J. (1989): «Características petrológicas de las areniscas del Carbonífero de facies Culm de la isla de Menorca. Bol. Geol. y Minero. Vol. 100-5, págs. 853-864.
- RULLÁN, J. B. (1967): «Contribuciones al conocimiento de la ictología actual y fósil de Menorca». Rev. de Menorca, págs. 197-210.
- SALORD BARCELÓ, R. (1955): «Breve resumen de geología menorquina». Monografías menorquinas, núm. 10, 19 págs.
- SÁNCHEZ, J. (1977): «Macrofauna cretácica de la Isla de Menorca». Publ. Geología U.A.B., 9, 159 págs.

- SCHINDEWOLF, O. H. (1934): «Über zwei jungpalaozoische cephalopoden faunen von Menorca». Ann. Ges. Wiss. Gottingen Math-Phys. Kl, t. 10, págs. 155-192.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1951): «Glaziale Erscheinungen im Oberdevon von Menorca». Akad. Wissen. Lit. Abh. Math. Nat. Kl., núm. 13, 21 págs.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1956): «Fenómenos Glaciares en el Devónico superior de Menorca». Publ. Extr. Geol. Esp., t. IX, págs. 3-24.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1958): «Über eine Namur-Fauna von Menorca». N. Ib. F. Geol. Math., t. I, págs. 1-8.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1960): «Fenómenos Glaciares en el Devónico Superior de Menorca». Monografías Menorquinas (Separata del «Iris»), núm. 49.
- SCHMIDT, M. (1931): «Weitere Studien in der Iberichbalearischen Trias». Sitz. Preuss. Akad. Wiss. Phys. Math. Kl, t. 32, págs. 3-21.
- SCHMIDT, M. (1935): «Fossilien der spanischen Trias». Abh. Heidelberg. Akad. Wiss. Math. Natur. Kl, t. 22, 140 págs.
- SCHWARZBACH, M. (1958): «Die "Tillite" von Menorca und pas Problem devonischer Vereisungen». Sonder Veröffentlich. Geol. Inst. Univ. Köln, 3, 19 págs.
- SEIDLITZ, W. VON (1926): «Der Geologische Aufbau Spaniens und Westlichen Mittelmeergebietes». Jenaische Zeits. für Natur. Jena, 3, págs. 1-9.
- SEIDLITZ, W. VON (1933): «Beitrag zur Geologie des Westlichen Mittelmeergebietes». Géol. Méd. Occ., vol. 2, núm. 45-47, págs. 1-16.
- SOLÉ SABARIS, L. (1942): «Estado actual de nuestros conocimientos sobre las Alpides Españolas». Bol. Univ. Granada, t. 14, núm. 71, págs. 425-465.
- SOLÉ SABARIS, L. (1959): «Succession des faunes marines du Pliocène au Quaternaire sur les côtes méditerranéennes d'Espagne et aux Baléares». Centre Nat. Rech. Scient. Paris (LXXXIII ème Colloq. Intern.), págs. 283-293.
- SOLÉ SABARIS, L. (1962): «Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes Méditerranées de la Peninsule Ibérique». Quaternaria, t. 6, págs. 309-342.
- STATTEGGER, K. (1979): «Schwermineraluntersuchungen im Devon und Karbon von Menorca (Spain)». Mitt. Österr. Geol. Ges., V. 70, págs. 43-48.
- STAUB, R. (1926): «Gedanken zu Tektonik Spaniens: zur Kenntnis der Alpenen Leitlinien und Westlichen Mittelmeer». Viert. der Naturf. Gesell. Zürich, t. 71, págs. 196-261.
- STAUB, R. (1927): «Ideas sobre la tectónica de España». R. Acad. Cienc. Bellas Letras y Nobles Artes (Córdoba), págs. 3-83.
- STAUB, R. (1933): «Gedanken zu Tektonik Spaniens: zur Kenntnis der Alpenen Leitlinien und Westlichen Mittelmeer». Géol. Médit. Occ., vol. 2, núm. 46, págs. 1-10.
- STILLE, H. (1927a): «Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge». Abh. Gess. Wiss. Gottinger. Kl, T. 12, V. 3, págs. 1-62.

- STILLE, H. (1927b): «Zum Balearischen Problem». Abh. Gess. Wiss. Gottingen. Math-Phys. Kl, V. 12, núm. 3.
- STILLE, H. (1932): «Über westmediterrane Gebirgszusammenhaage». Geol. Medit. Occ., T. 2, núm. 17, 20 págs.
- STILLE, H. (1933a): «Über westmediterrane Gebirgszusammenhaage». Geol. Medit. Occid., T. 2, núm. 47, págs. 1-6.
- STILLE, H. (1933b): «Zum Balearischem Problem». Geol. Medi. Occid., T. 2, núm. 47, págs. 1-6.
- STILLE, H. (1934): «Bemerkungen zur perimesetischen Faltung in ihrem Subpyrenäisch-balea-  
rischen Auteile». Abh. Gessell. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl, t. 3, núm. 10, págs. 193-208.
- STILLE, H. (1942a): «Nota sobre los plegamientos perimeséticos y su parte sudpirenaica y  
baleárica». Publ. alem. sobre Geol. España, t. 1, págs. 15-24.
- STILLE, H. (1942b): «Sobre los enlaces de las cadenas de montañas del Mediterráneo Occi-  
dental». Publ. Alem. Geol. Esp., T. 1, págs. 26-70.
- THOMAS, J. M., & MONTORIOL, J. (1951): «Los fenómenos cársticos de Parelleta (Ciudadela,  
Menorca)». Rev. «Speleón», T. 2, núm. 4, págs. 191-215.
- TORNQUIST, A. (1909): «Über die ausseralpine Trias auf den Balearen in Katalonien». Stiltz.  
Kön Preuss Akad. Des Wiss, t. 36, págs. 902-918.
- VARGAS PONCE, H. (1787): «Descripciones de las Islas Pithiusas y Baleares de orden superior».  
Imp. Vda. Ibarra y Cía., págs. 1-158.
- VIRGILI, C. (1958): «El Triásico de los Catalánides». Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., t. 69, págs.  
1-856.
- WURM, A. (1960): «Propección geológico-geofísica de aguas subterráneas realizadas en la  
Isla de Menorca para el Instituto Nacional de Colonización». Geoprosc, 33.



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID