



Sistemas lacustres paleógenos de Mallorca (Mediterráneo Occidental)

E. RAMOS-GUERRERO, L. CABRERA y M. MARZO

Dpto. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona.

RESUMEN

Dos importantes sistemas lacustres-palustres se desarrollaron durante el Paleógeno en las Baleares.

En el primero de ellos, de edad Bartonense (Eoceno medio), se formó una importante acumulación de sedimentos carbonatados biogénicos y organógenos (lignitos). La organización megasecuencial de las sucesiones lacustres registra la siguiente evolución del sistema: 1) implantación de los medios lacustres, 2) expansión y relativa profundización, 3) colmatación por progradación de los depósitos de las zonas marginales del sistema sobre las internas y 4) etapa final, predominantemente agradante, con un pronunciado equilibrio entre las tasas de sedimentación y subsidencia.

El segundo sistema, de edad oligocena (Estampiese superior-Chattense), está constituido por una asociación de depósitos lacustres y palustres relacionados con facies distales de un sistema aluvial. Por ello, el aporte de materiales detríticos finos al sistema lacustre jugó un papel primordial; aunque en las zonas más protegidas de las cubetas lacustres, la acumulación de carbonatos biogénicos y la de materia orgánica fue también importante. Su evolución megasecuencial sugiere las siguientes fases: 1) implantación en zonas terminales-distales del sistema aluvial, 2) expansión e implantación de depocentros carbonatados, y 3) colmatación final relacionada con la progradación de las zonas terminales del sistema aluvial.

Ambos sistemas lacustres indican el desarrollo de etapas de estratificación permanente u ocasional de la columna de agua. Ello permitió la preservación de materia orgánica derivada de macrófitos superiores y de organismos algales y bacterias.

Palabras clave: Mallorca. Paleógeno. Lacustre. Querógeno.

ABSTRACT

Two major lacustrine-palustrine sequences have been recognized in the Balearic islands. Both of them were formed on the foreland

platform developed ahead of the NE part of the Betic orogen. The bartonian Peguera system gave rise to thick lacustrine carbonate and lignite accumulations. Terrigenous influence on the lacustrine zones was scarce or at least spatially restricted to the marginal lacustrine zones. The megasequential arrangement of the lacustrine successions records: 1) development of the lacustrine environments, 2) areal spreading and relative deepening of the lacustrine zones, 3) progradation of the marginal lacustrine environments into the inner lacustrine zones and 4) final aggradational stage.

The oligocene (Late Stampian-Chattian) Cala Blanca alluvial-lacustrine system includes a lacustrine-palustrine facies assemblage which consists of terrigenous deposits, lignites and carbonates. This assemblage developed ahead of a large alluvial system which spread from emerged areas located to the NW of the present Majorca island. Terrigenous contributions into this lacustrine zones had a larger importance than in the Peguera lacustrine system. The hypothetical megasequential arrangement of these lacustrine sequences would record the following stages: 1) development of the lacustrine environments, 2) areal spreading and deepening with development of carbonate depocenters and 3) final infilling as a consequence of the terminal alluvial zones progradation.

Noticeable amounts of poorly matured, gas prone organic matter occur in both, Peguera and Cala Blanca lacustrine assemblages. The sedimentological study of the organic rich facies as well as the organic geochemistry analysis carried on them, point to the development of permanent or occasional water stratification stages which favoured the accumulation of macrophytic, algal and bacterial derived organic matter.

Key words: Majorca. Western Mediterranean. Paleogene. Lacustrine systems. Kerogen.

INTRODUCCIÓN

La existencia de depósitos lacustres paleógenos en Mallorca es conocida desde antiguo (Hayme, 1855;

Bouvy, 1857; Hermite, 1879; Forsyt-Major, 1904 y Vidal, 1905). Posteriormente, Oliveros *et al.*, (1960 a y b) atribuyeron los depósitos lacustres con lignitos de Mallorca al Ludense-Estampiense. Además, Colom (1973 y 1983), estudió los depósitos continentales oligocénicos que, en la Serra de Tramuntana de Mallorca, se superponen a los niveles marinos del Estampiense.

Las últimas aportaciones al conocimiento de las sucesiones lacustres paleógenas de Mallorca (Ramos-Guerrero *et al.*, 1985; Escandell *et al.*, 1986-87; Ramos-Guerrero, 1988 Ramos-Guerrero *et al.*, 1989 a y Ramos-Guerrero y Marzo, 1989), se han centrado sobre los aspectos estratigráficos y sedimentológicos.

En este trabajo se esboza un análisis sedimentológico, geoquímico y secuencial de las sucesiones lacustres bartonienses y oligocénicas de Mallorca. Se intenta además establecer las similitudes y diferencias existentes entre ellas. Los resultados de este estudio son analizados con la finalidad de extraer hipótesis sobre el marco paleotectónico y paleogeográfico en el que se desarrollaron los sistemas lacustres que dieron lugar a esas sucesiones. El hecho de que en algunas asociaciones de facies lacustres paleógenas se hayan registrado elevados contenidos en materia orgánica (Ramos-Guerrero, 1988) les confiere un potencial carácter de rocas madre de hidrocarburos. Ello da un interés especial a la comprensión del citado marco como elemento de valoración del posible interés económico de estos depósitos.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y PALEOGEOGRÁFICO

Las Baleares constituyen un conjunto de islas que emergen del promontorio balear, perteneciente al cinturón de deformación de las Béticas. Durante el Paleógeno y hasta el Mioceno medio, el área estuvo sometida a un régimen tectónico predominantemente compresivo relacionado con la aproximación entre las placas europea y africana (Decourt *et al.*, 1986). Mallorca, la mayor de las islas (fig. 1), está constituida por un conjunto de horsts y grabens que inició su diferenciación con posterioridad al Langhiense (Colom, 1975 a y b). Los grabens están colmatados por materiales postectónicos miocenos medios y superiores, pliocénicos y cuaternarios que pueden llegar a sobrepasar los 1.000 m de espesor (Colom, 1975 a). Los horsts constituyen las Sierras de Tramuntana y Llevant, así como un conjunto de pequeños relieves en la zona central. La estructura interna de estos horsts ha sido estudiada por numerosos autores (Fallot, 1922; Darder, 1925; Anglada *et al.*, 1986; Alvaro, 1987 y Sabat *et al.*, 1988),

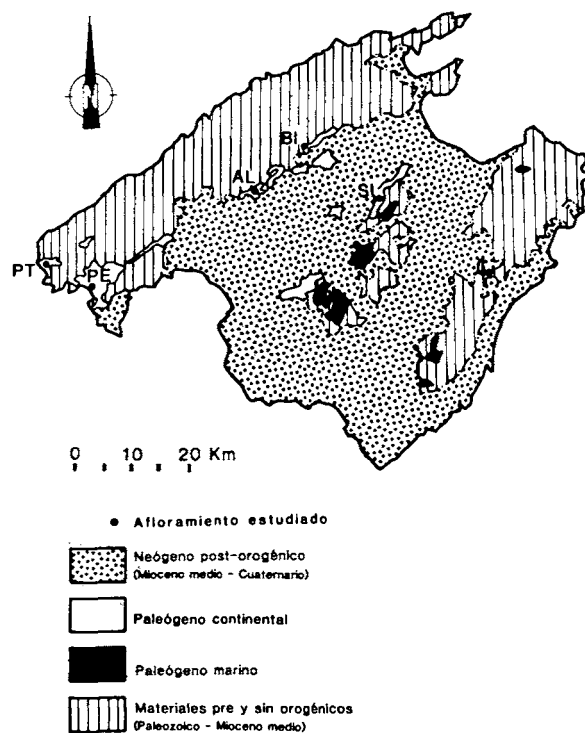


Figura 1.- Localización geográfica de los afloramientos paleógenos de la isla de Mallorca, con la indicación de las sucesiones estudiadas. AL= Alaró, BI= Biniamar, PE= Peguera, PT= Puig d'en Tió y SI= Sineu.

Figure 1.- Paleogene marine and non marine outcrops in Mallorca, with location of the studied sections. AL= Alaró, BI= Biniamar, PE= Peguera, PT= Puig d'en Tió and SI= Sineu.

y consiste en un conjunto de escamas cabalgantes imbricadas que muestran direcciones de transporte hacia el NO. En estos dominios afloran los materiales más antiguos de la isla, que incluyen desde el Paleozoico hasta el Mioceno medio. La edad de los cabalgamientos ha sido establecida por los autores citados como miocénica media.

Durante el Paleógeno, el área balear formaba parte del borde occidental del Tethys (Decourt *et al.*, 1986; Ziegler, 1988), en el que se desarrollaron mares epicontinentales que experimentaron una marcada influencia de las zonas emergidas vecinas. La posición paleolatitudinal de Mallorca era similar a la actual (Ramos-Guerrero *et al.*, 1989 b). Por otra parte, los datos paleobotánicos (Alvarez-Ramis y Ramos-Guerrero, 1986 y Alvarez-Ramis *et al.*, 1987) indican unas condiciones de clima tropical a subtropical húmedo.

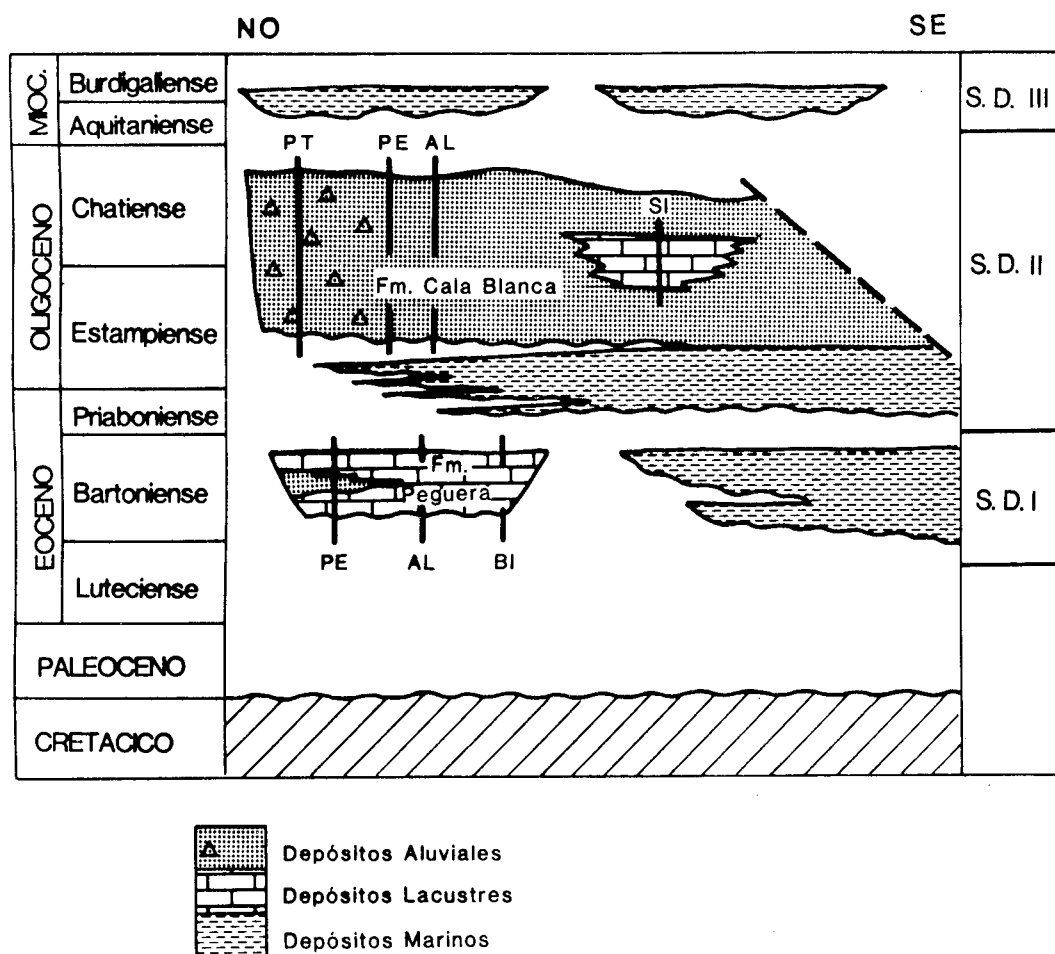


Figura 2.- Esquema estratigráfico propuesto para el Paleógeno de Mallorca. La posición de las sucesiones lacustres estudiadas queda indicada mediante las siglas utilizadas en la figura 1. Basado en Ramos-Guerrero (1988) y Ramos-Guerrero *et al* (1989 b).

Figure 2.- Stratigraphic framework for the Paleogene in Majorca Island. The location of the studied sections is shown by the same captions used in figure 1. After Ramos-Guerrero, 1988 and Ramos-Guerrero *et al.*, 1989 b.

En Mallorca, el Paleógeno se dispone discordantemente sobre un sustrato mesozoico, generalmente Cretácico inferior, y está representado solamente a partir del Luteciense terminal, no habiéndose reconocido sedimentos atribuibles al Paleoceno ni al Eoceno inferior. El registro sedimentario paleógeno ha sido recientemente subdividido en varias unidades litoestratigráficas. Estas pueden incluirse en dos secuencias deposicionales (Ramos-Guerrero *et al.*, 1989 b), separadas entre sí por discontinuidades constituidas por superficies erosivas (S.D. I y S.D. II en fig. 2). Ambas secuencias incluyen, sobre todo en los dominios paleogeográficos meridionales, depósitos marinos de plataforma, mientras que los septentrionales comprenden sucesiones aluviales y lacustres: la Formación de Calizas de

Peguera, de edad bartoniense y perteneciente a la Secuencia Depositional I, y la Formación Detrítica de Cala Blanca, de edad Estampiense-Chattiense, e incluida en la Secuencia Depositional II. Ambas secuencias están separadas mediante una superficie erosiva (fig. 2).

EL SISTEMA LACUSTRE BARTONIENSE (SECUENCIA DEPOSICIONAL INFERIOR: S. D. I):

Encuadre Estratigráfico

La Formación Calizas de Peguera registra el desarrollo de un sistema lacustre dentro de la Secuencia

Deposicional Inferior. La litoestratigrafía y la relación geométrica de las fácies que integran esta unidad (fig. 2) ha sido establecida en trabajos anteriores (Ramos-Guerrero *et al.*, 1985; Escandell *et al.*, 1986-87 y Ramos-Guerrero, 1988).

La Fm. Calizas de Peguera aflora extensamente en el sector meridional de la Serra de Tramuntana, donde han sido estudiados los afloramientos de Peguera, Alaró y Biniamar (figs. 1 a 3). Las sucesiones estrati-

gráficas de estos sectores muestran que la Fm. alcanza 140 m de potencia máxima presentada en el afloramiento de Alaró (fig. 3).

El límite inferior de la formación lo constituye una discordancia desarrollada sobre el sustrato cretácico. La laguna estratigráfica asociada comprende desde el Neocomiense (Cretácico inferior) hasta el Bartoniense. El límite superior viene definido por una superficie erosiva sobre la que se depositan los sedimentos ma-

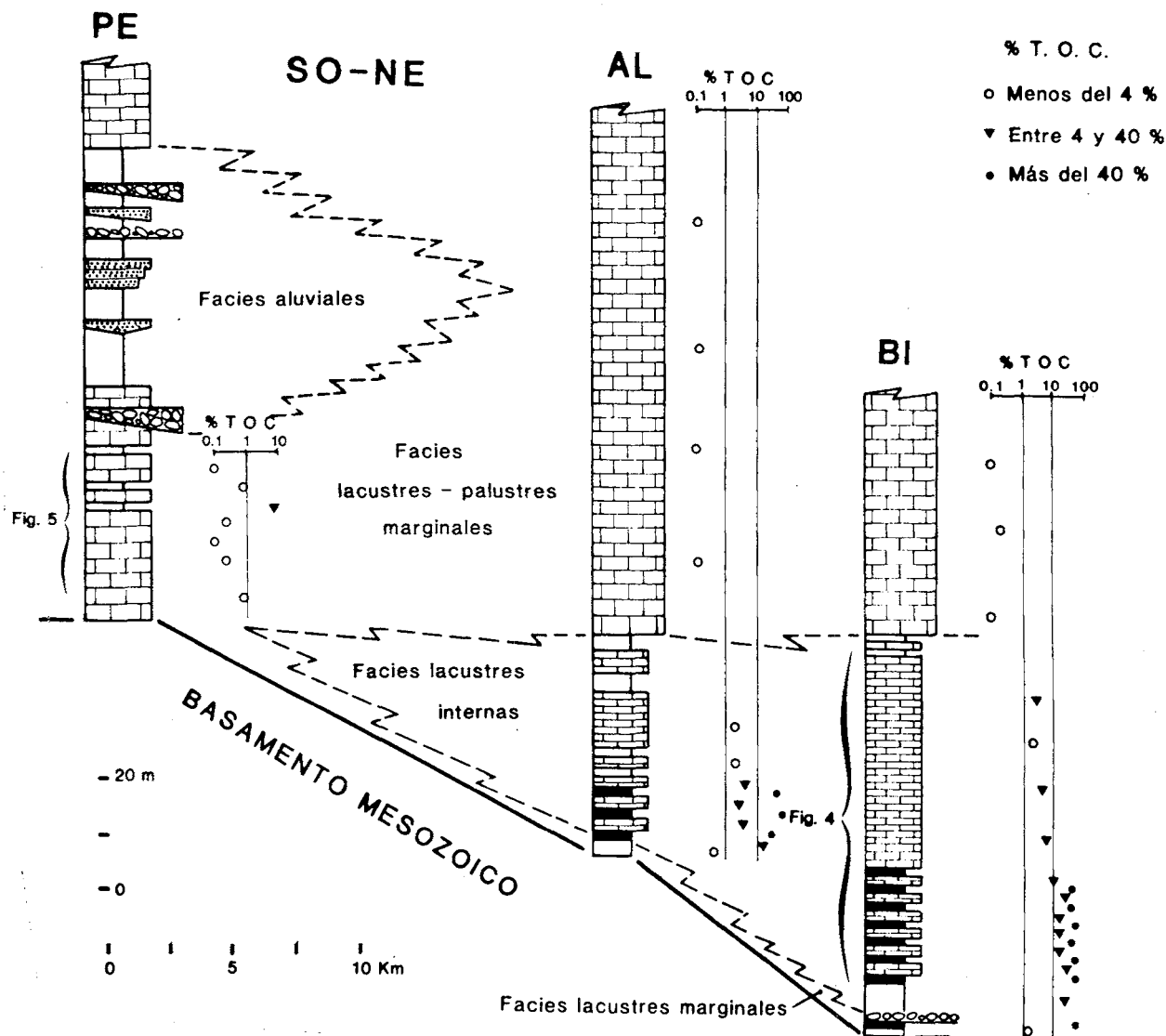


Figura 3.- Relaciones estratigráficas entre las sucesiones del sistema lacustre de Peguera. Obsérvese la desaparición hacia el SO de las facies lacustres marginales inferiores y de las facies lacustres internas, así como la restricción de la influencia terrígena aluvial al sector de Peguera. Se representan también las variaciones de contenido de carbono orgánico a lo largo de las sucesiones. Ver localización de los perfiles en figura 1 y leyenda litológica en figura 4.

Figure 3.- Stratigraphic relationships between three major sections of the Peguera lacustrine system. Note the clastic wedge resulting from the interrelationships between alluvial and lacustrine facies as well as the pinching out against the substratum of the lowermost marginal lacustrine facies and the inner lacustrine facies of the Alaró and Biniamar sections. Changes in the total organic carbon content are also shown. See location of the sections in figure 1. Lithological legend is shown in figure 4.

rinos transicionales de la Fm. Calcarenitas de Alaró (Priaboniense-Estampiense).

La cronoestratigrafía de esta unidad ha sido establecida en base al estudio de las carófitas (Ramos-Guerrero, 1988) y los roedores fósiles (De Bruijn *et al.*, 1978 y Hugueney y Adrover, 1982), lo que ha permitido su atribución al Bartonense (Eoceno medio).

Dentro de la Fm. Calizas de Peguera se integran dos grandes tipos de asociaciones de facies relacionadas entre sí: unas predominantemente terrígenas y de origen aluvial, y otras carbonatadas generadas en medios lacustres. Las asociaciones de facies aluviales se presentan como una unidad detrítica de color rojo de unos 50 m de potencia en el afloramiento occidental (PE en fig. 3). Esta sucesión se acuña lateralmente y no se reconoce en sectores más orientales de la Serra de Tamuntana.

La sucesión registra la sedimentación de materiales terrígenos en zonas distales del sistema aluvial integradas por una llanura de inundación surcada por canales de escasa entidad y en la que se implantaron zonas lacustres-palustres carbonatadas.

Las asociaciones de facies lacustres

Dentro de las sucesiones predominantemente carbonatadas de origen lacustre pueden diferenciarse tres asociaciones de facies:

- 1: Depósitos oncolíticos y margas oscuras (facies lacustres marginales).
- 2: Calizas bioclásticas laminadas y lignitos (facies lacustres internas).
- 3: Calizas micríticas brechificadas (facies lacustres-palustres marginales).

Facies oncolíticas lacustres marginales:

En las dos sucesiones estratigráficas más nororientales (Alaró y Biniamar, fig. 3), el tramo basal de la Fm. de Peguera está formado por una asociación de facies lacustres marginales, constituida por varios metros de margas oscuras con alguna delgada intercalación de niveles de oncolitos, carbonatos y carbón (fig. 4).

Las margas son masivas, de color gris oscuro a negro, ricas en materia orgánica y contienen restos de conchas de gasterópodos.

Los oncolitos forman un nivel poco potente y se disponen de manera dispersa entre las margas. Son en general de pequeño tamaño. El núcleo de los oncolitos

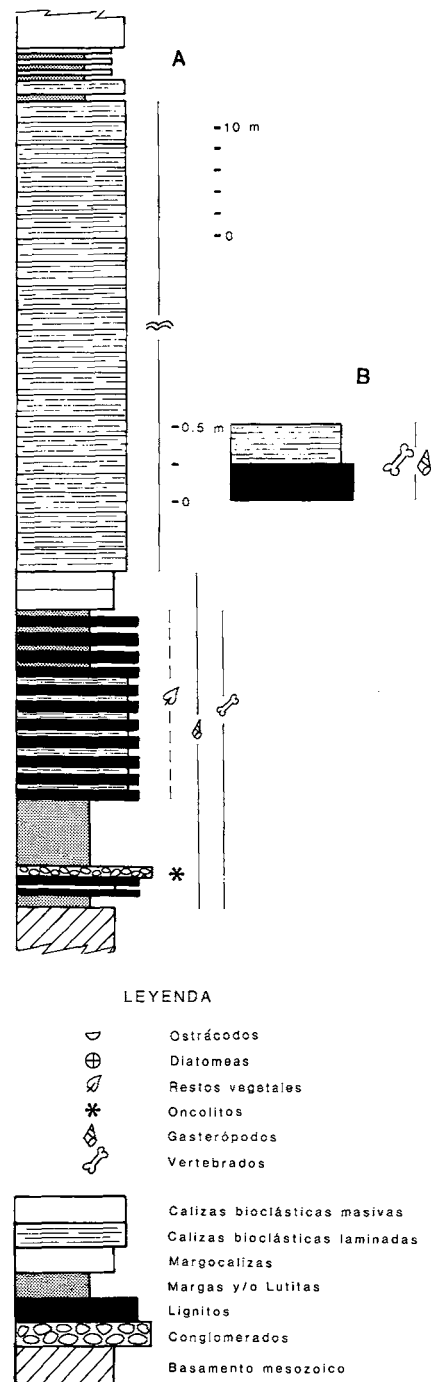


Figura 4.- A) Sucesión vertical de las tres asociaciones de facies lacustres reconocidas en la Formación Peguera en el sector de Biniamar. B) Detalle de las secuencias características de las facies lacustres internas. Ver localización en las figuras 1 a 3.

Figure 4.- A) Vertical succession of the three major lacustrine facies assemblages distinguished in the Peguera Formation. B) Detail of the laminated limestone-lignite sequences which characterize the inner lacustrine assemblage. See location in figures 1 to 3.

tos, que están constituidos por pocas láminas que no sobrepasan los 5 mm de espesor total, lo forman conchas de gasterópodos lacustres. La morfología de estos oncolitos suele estar controlada por la correspondiente al núcleo.

Los niveles carbonatados son margocalizas intercaladas entre las margas, formando niveles masivos poco potentes. Son de colores gris-marronosos y ricas en materia orgánica. Su contenido paleontológico es escaso y se reduce a macrorrestos vegetales y fragmentos de conchas de gasterópodos.

Las facies de esta asociación no muestran una organización secuencial definida. Los términos margosos ricos en restos orgánicos son claramente dominantes y el cambio a los niveles oncolíticos, margocalizos o carbonosos se realiza sin configurar secuencias repetitivas de significación evidente.

En su conjunto, esta asociación de facies caracteriza la sedimentación y retrabajamiento de materia orgánica y materiales detríticos finos y carbonatados en un medio lacustre litoral en el que no existía un gradiente acusado entre sus diversos sectores. Este hecho justificaría la ausencia de una clara organización secuencial. Los cambios litológicos detectados corresponderían a pequeñas variaciones dentro del medio deposicional (cambios menores del nivel del agua, variación de los aportes terrígenos, etc.).

Asociación de calizas y lignitos. Facies lacustres internas:

Esta asociación constituye los tramos inferiores de la Formación Calizas de Peguera en las dos sucesiones más nororientales (fig. 3). En dirección NE este tramo incrementa su potencia hasta los 70 m en Biniamar. En las dos sucesiones donde estas facies han sido reconocidas, se ha observado una asociación secuencial de facies similar, constituida por una alternancia decimétrica de calizas y carbón en el tercio inferior, mientras que en los dos tercios superiores las calizas se hacen dominantes y pasan hacia techo a margocalizas fétidas que marcan el tránsito vertical a las facies lacustres-palustres marginales que recubren la asociación descrita (fig. 4).

Asociada a los niveles lacustres, se ha reconocido una fauna de vertebrados fósiles constituida por cocodrílidos y quelonios (Jiménez *et al.*, 1988 y Ramos-Guerrero, 1988); roedores (Huguency y Adrover, 1982 y De Bruijn *et al.*, 1978) y otros mamíferos (Deperet y Fallot, 1921 y Roman, 1927). También se ha reconocido una abundante fauna de gasterópodos entre los que se han determinado formas subacuáticas (*Hydrobia*; *Melanopsis* y *Planorbarius*) coexistiendo con formas pulmonadas terrestres (*Vidaliella* y *Helix*). Tanto las formas límnicas como las terrestres no se presentan

fragmentadas (Ramos-Guerrero, 1988). También son abundantes los macrorrestos paleobotánicos, cuyo estudio (Bauzá, 1946 y 1961; Alvarez-Ramis y Ramos-Guerrero, 1986; Alvarez-Ramis *et al.*, 1987 y Ramos-Guerrero, 1988) ha permitido determinar que el aporte de la materia orgánica vegetal se producía tanto desde la zona higrofitica litoral y circumpalustre como de la zona mesofítica de las áreas más elevadas, y por lo tanto menos relacionadas directamente con el área de sedimentación.

Las calizas son esencialmente wackstones y packstones bioclásticos. Son de colores oscuros: marrones, grises y negras; ricas en materia orgánica, fétidas, y por lo general se presentan finamente laminadas por la acumulación selectiva de materia orgánica, filamentos algales fragmentados de cianobacterias y conchas de gasterópodos. Estas láminas presentan una geometría lenticular y se cortan entre sí.

Los carbones son de tipo húmico. Su estudio petrográfico muestra que están constituidos por una matriz huminítica que accesoriamente contiene otros macerales, especialmente cutinita, resinita y alginita. Poseen una baja proporción en minerales detríticos, aunque su contenido en cenizas es elevado (15-36 %) debido al gran contenido en carbonatos. La pirita autigénica es muy escasa o puede llegar a estar ausente; sin embargo, el contenido en azufre de estos carbones es elevado (13-15 % recalculado sobre carbón puro), siendo en su mayor parte de origen orgánico. Su poder calorífico superior es de 5.600 a 5.900 Kcal. Las medidas de reflectividad realizadas sobre la huminita arrojan un valor promedio de $R_o = 0,37$. El conjunto de propiedades de estos carbones permite considerarlos como lignitos subbituminosos.

Las bases y techos de los niveles de lignito son netos, no observándose tránsitos graduales a las calizas con las que alternan. No se han observado trazas de raíces ni desarrollo de paleosuelos en relación con los niveles de carbón. Las facies de la asociación lacustre interna se organizan en secuencias como las representadas en la figura 4.B. Estas secuencias registran cambios reiterativos de condiciones que implicaron una alternancia en el predominio de la sedimentación de fango y bioclastos carbonatados y de residuos orgánicos vegetales. Las características sedimentológicas de las calizas laminadas y de los lignitos no sugieren que esos cambios estén ligados a tránsitos repetidos desde zonas de turberas autóctonas marginales a zonas lacustres con sedimentación carbonatada. El carácter hipoautóctono de los carbones y la laminación de los carbonatos sugieren en cambio que su alternancia fue debida a cambios del tipo de material aportado y acumulado en las zonas lacustres internas.

Los motivos de esos cambios son difíciles de determinar y pueden atribuirse a diversas causas. Algunos

autores han sugerido que etapas de elevada productividad de las comunidades límnicas (que resultarían en contribuciones importantes de materia orgánica) son relacionables con estadios climáticos húmedos (Talbot, 1988). Otros en cambio apuntan al hecho de que, en etapas de aridificación, el dismantelamiento de la cobertera vegetal podría dar lugar a un incremento en las aportaciones de restos vegetales a las zonas subacuáticas. Por otro lado, cabe plantearse también la posible influencia ejercida por cambios en la tasa de contribución de sedimento carbonatado a las zonas más internas, quizá relacionados a su vez con variaciones en el nivel de base y en la producción de fango carbonatado y bioclastos en las zonas marginales.

Facies de calizas lacustres-palustres marginales:

Están constituidas por potentes sucesiones de niveles de calizas con interbancos margosos que se reconocen exclusivamente en los términos superiores de la Formación de Calizas de Peguera (fig. 3).

Las calizas son de colores claros, bioclásticas, y se presentan en niveles masivos de potencia decimétrica a métrica (hasta 1,5 m). A escala de afloramiento estos niveles muestran una geometría tabular o lenticular muy laxa. Se presentan frecuentemente brechificadas, y otras veces intensamente bioturbadas por la acción de raíces. Texturalmente son mudstones, wackestones peletoidales y de filamentos algales y, en menor medida, pequeñas bioconstrucciones estromatolíticas de cianofíceas. Ocasionalmente también se observan acumulaciones de bioclastos (ostrácodos, gasterópodos y carófitas) disueltos. Son también abundantes los niveles con *Microcodium* (fig. 5).

Las margas son también de colores claros, y se presentan formando interbancos entre las calizas que no llegan a superar los 50 cm de potencia. Son masivas, y contienen restos de carófitas y dientes de cocodrílidos y de peces usualmente indicativos de agua dulce (Ciprínidos).

Estas facies lacustres-palustres marginales se organizan en secuencias como la representada en la figura 5.B, y registran sucesivas fases menores de ascenso y descenso del nivel del agua en la cuenca lacustre. En este sentido, las facies margosas representan los sedimentos relativamente más profundos, depositados bajo una lámina de agua estable, mientras que las facies de calizas brechificadas y con rizocrecciones representan los depósitos que llegan a colmar las áreas lacustres, pudiendo quedar, frecuentemente, emergidos. Los raros episodios de bioconstrucción algal se habrían desarrollado en etapas intermedias del proceso de somerización descrito.

En su conjunto la asociación de calizas edafizadas y margas registrarían la sedimentación desarrollada en

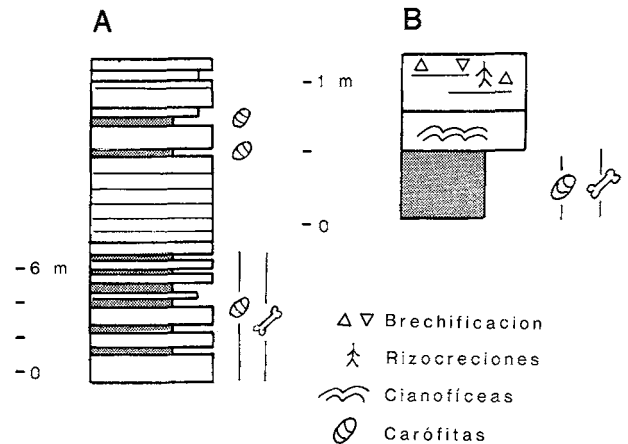


Figura 5.- A) Sucesión estratigráfica de la asociación lacustre-palustre en el perfil de Peguera (PE en figuras 1 a 3). B) Secuencia de somerización idealizada deducible del análisis del perfil. Ver figura 4 para la simbología litológica.

Figure 5.- A) Stratigraphic succession of the lacustrine-palustrine facies assemblage in the Peguera section (PE in figures 1 to 3). B) Idealized lacustrine-palustrine shallowing sequence deduced from the analysis of this section. See figure 4 for lithological legend.

zonas lacustres-palustres someras, correspondientes a zonas marginales durante etapas de máxima profundización y a la práctica totalidad de la cuenca durante las de colmatación final.

La materia orgánica dispersa en las facies lacustres

Aparte de los depósitos de lignito intercalados en las sucesiones de facies lacustres internas, las facies lacustres carbonatadas del sistema muestran un variable contenido en materia orgánica dispersa.

Las facies lacustres internas asociadas a los lignitos muestran mayores porcentajes de T.O.C. que las facies de la asociación de carbonatos lacustres marginales edafizados. El contenido en materia orgánica en las facies carbonatadas internas oscila entre el 2 y el 12 %, con valores medios en torno al 8 % (ver fig. 3). Los resultados del análisis por pirólisis (rock-eval) de esta materia orgánica arroja unos valores de los índices de Hidrógeno (HI) que oscilan entre 243 y 45, mientras que el índice de Oxígeno (OI) varía entre 96 y 23. El mismo tipo de análisis revela valores de T max. comprendidos entre 384 y 471° C (fig. 6), estos

valores son acordes con los de la reflectividad de la huminita (% R_o) obtenidos a partir del estudio de los carbones intercalados en la sucesión carbonatada lacustre. Este conjunto de características permiten atribuir el querógeno contenido en estas facies a los tipos II y III, y sugiere unas condiciones de maduración bajas (fig. 6).

Varios hechos apuntan a sugerir que el origen de la materia orgánica dispersa es diverso. En su mayor parte, esta materia orgánica procede de contribuciones de macrófitos superiores; en favor de este hecho es-

tarían: 1) la composición petrográfica de los carbones asociados; 2) los valores del índice de hidrógeno de la mayor parte de los análisis por pirólisis de la materia orgánica dispersa (fig. 6) que indican que se trata predominantemente de querógenos de tipo III; 3) la frecuente presencia de macrorrestos vegetales en las facies lacustres.

Sin embargo, por otra parte las facies carbonatadas muestran una gran proliferación de restos de cianofíceas y carófitas. Además, el estudio petrográfico de los lignitos muestra un cierto contenido en alginita. Estas observaciones, junto a la existencia de muestras cuyo querógeno puede ser integrado dentro del tipo II, permiten suponer que parte de la materia orgánica preservada es de origen algal.

Algunos autores han señalado la posibilidad de que el querógeno de tipo II sea el resultado de una mezcla de materia orgánica de origen algal con contribuciones de plantas superiores y de otros organismos planctónicos (Talbot, 1988 y Murchison, 1987).

Organización megasecuencial y evolución del sistema lacustre bartoniense

Las tres principales asociaciones de facies lacustres de la Formación Peguera se relacionan entre sí en las sucesiones de Biniamar y Alaró (fig. 3). Allí integran una megasecuencia vertical en la que las facies marginales de margas, lignitos y oncolitos se sitúan en la base de la sucesión y son recubiertas por las facies lacustres internas de calizas laminadas y lignitos. Estas a su vez son recubiertas por potentes espesores de calizas edafizadas de zonas lacustres-palustres marginales. En su conjunto esta megasecuencia (fig. 3) registraría los procesos de implantación, expansión-profundización y posterior colmatación de las áreas lacustres.

El dispositivo sedimentario lacustre se configuró, después de la etapa de implantación y expansión inicial, como un sistema carbonatado que sólo localmente o en sus zonas marginales experimentó influencias apreciables de los sistemas aluviales, tal como las reconocidas en el perfil de Peguera (fig. 3).

El sistema lacustre carbonatado se estructuró en las zonas marginales mediante bancos y plataformas de poco gradiente en las que se originaron las secuencias lacustre-palustres de calizas edafizadas descritas anteriormente. En contraposición, en las zonas lacustres internas se depositaron los materiales bioclásticos laminados y los niveles de acumulación de materia orgánica (lignitos) derivada esencialmente de macrófitos superiores.

No es posible precisar la existencia de un gradiente importante entre las zonas marginales progradantes y

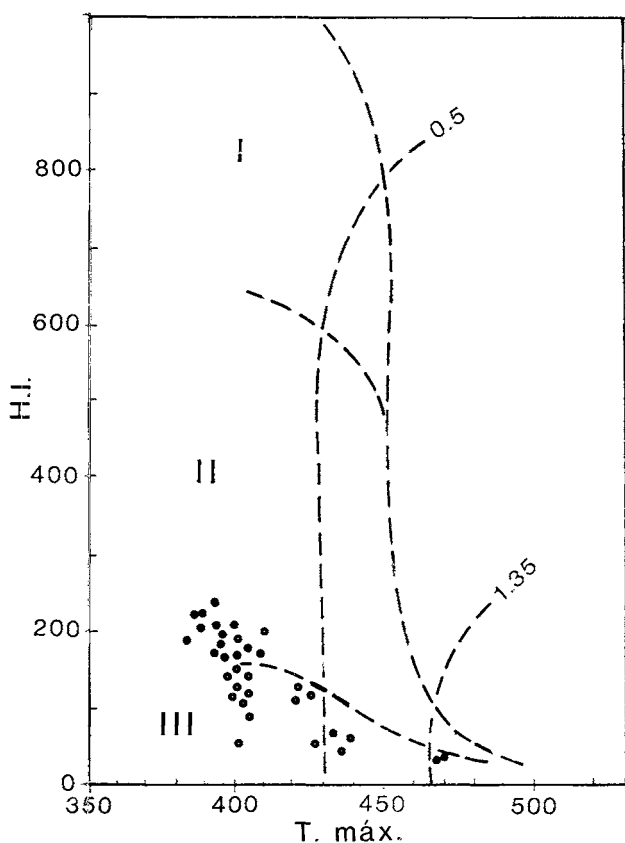


Figura 6.- Diagrama de Van Krevelen (HI-T max) realizado a partir del análisis de las muestras de materia orgánica dispersa en las facies lacustres internas del sistema de Peguera. La distribución de estas muestras se señala en la figura 3. Observar el predominio de los querógenos de tipo II y III así como el bajo grado de maduración de la materia orgánica.

Figure 6.- Van Krevelen diagram (HI-T max) resulting from the analysis of dispersed organic matter samples from inner lacustrine facies of the Peguera Lacustrine system. The sample distribution is shown in figure 3. Note the major development of type II and III kerogens as well as the low organic matter maturation.

las más internas, ni si llegaron a desarrollarse taludes acusados entre las mismas. No se han encontrado indicios (estructuras de deslizamiento gravitacional) ni geometrías deposicionales (clinofomas de progración) que sostengan esta interpretación. Sin embargo, el propio carácter de las facies demuestra que debió de existir algún tipo de diferenciación paleobatimétrica, siquiera mínima, que permitiera la sedimentación de las facies lacustres bioclásticas laminadas y que estas se preservaran y no se vieran afectadas por las oscilaciones del nivel del sistema lacustre, por otra parte evidentes a partir del análisis de las facies de calizas edafizadas marginales.

A pesar de las limitaciones debidas a la poca extensión y a la tectonización entre los afloramientos de esta Formación, puede establecerse que las sucesiones lacustres bartonienses registran el relleno de una cuenca lacustre originada bien a favor de fosas tectónicas de carácter local o bien en ámbitos sedimentarios de amplia extensión areal y no necesariamente relacionados con fallas. En favor de la primera posibilidad, el análisis paleogeográfico regional demuestra la existencia de un dominio elevado situado al SE de las zonas lacustres, que las habría aislado de la plataforma marina bartoniense (Ramos-Guerrero *et al.*, 1989,b).

El sistema debió de alcanzar unas dimensiones areales apreciables. Habida cuenta de la distribución de sus afloramientos y de sus dimensiones, su extensión mínima pudo ser de unos 115 Km².

En cuanto a su profundidad, este sistema lacustre muestra tres estadios evolutivos claramente diferenciados, que se reconocen en la organización secuencial de las asociaciones de facies lacustres descritas. Después de una primera etapa de implantación y expansión de las asociaciones de facies lacustres marginales basales, se estableció, en una segunda etapa, un sistema caracterizado por la diferenciación en zonas internas y marginales, con depósitos característicos. Es difícil precisar cual sería la profundidad máxima en esta situación evolutiva, pero ésta debió de alcanzar al menos una decena de metros.

Tras un período de cierta estabilización, se desarrolló una tercera etapa de colmatación mediante las facies carbonatadas lacustres-palustres marginales. Estas facies progradaron y agradaron sobre las zonas internas de las cuencas lacustres, colmatándolas y dando origen a la creación de zonas palustres o lacustres de uno a pocos metros de profundidad, muy influenciadas por pequeños cambios del nivel freático. En estas zonas los depósitos carbonatados biogénicos de las franjas litorales fueron bioturbados de manera intensa por la acción de raíces, y sometidos a procesos diagenéticos tempranos (disolución, brechificación, etc.) característicos de esos ambientes (Freytet y Plaziat, 1982).

En esta fase de colmatación lacustre, la producción de carbonato se mantuvo generalmente en equilibrio con la tasa de subsidencia de las cubetas.

De todo lo expuesto anteriormente se desprende que la producción de sedimento carbonatado en estas cuencas lacustres tenía lugar esencialmente en las zonas someras litorales, y era debida a la acción de organismos productores de carbonato, especialmente cianofíceas y carófitas, sin descartar el posible papel jugado por la vegetación de macrófitos hidrófilos marginales. El transporte del fango carbonatado y de la materia orgánica desde las zonas litorales hasta el fondo de la cuenca lacustre se producía mediante la acción de corrientes, que dieron lugar así a las facies laminadas bioclásticas y carbonosas internas.

La caracterización hidroquímica del sistema lacustre se resumiría en establecer su carácter carbonatado. La mineralogía de los carbonatos en las sucesiones estudiadas se restringe a calcita normal (LMC) con bajo contenido en magnesio. Las características de los materiales estudiados impiden establecer si los depósitos primarios incluían otras fases minerales (aragonito o calcita magnesiana). La ausencia de depósitos, trazas y moldes o pseudomorfos de evaporitas permiten sugerir que la concentración de solutos nunca alcanzó un nivel adecuado para su precipitación, ni siquiera en las etapas de colmatación final. Estos rasgos, característicos de sistemas lacustres abiertos, sugerirían el carácter abierto y exorreico del sistema bartoniense.

La existencia de materia orgánica abundante y bien preservada en las sucesiones lacustres ha sido atribuida con frecuencia a la implantación de condiciones de meromixis en la columna de agua (Demaison y Moore, 1980 y Boyer, 1982). Sin embargo, una apreciable preservación de la materia orgánica no va necesariamente ligada a unas condiciones rigurosa y permanentemente anóxicas del fondo lacustre (Desborough, 1978; Powell, 1986 y Talbot, 1988). Con todo, la preservación de las laminaciones primarias en las facies carbonatadas internas de la Formación Peguera, la ausencia generalizada de procesos de bioturbación, así como la falta de flora o fauna bentónicas autóctonas, favorecerían la hipótesis del desarrollo de etapas meromícticas. Sin embargo, el reconocimiento de la existencia de una importante comunidad paleoecológica de carácter neotónico que incluía quelonios y cocodrillos ictiófagos (Jiménez *et al.*, 1988) denota que una buena parte de la columna de agua debió poseer niveles de oxigenación normales.

Concluyendo, las sucesiones de facies lacustres internas de la Fm. Peguera pudieron formarse bajo condiciones esencialmente meromícticas, pero no debe descartarse que las condiciones de estratificación de la columna de agua se vieran rotas de forma periódica u ocasional.

EL SISTEMA LACUSTRE OLIGOCENICO (SECUENCIA DEPOSICIONAL SUPERIOR: S.D. II):

Encuadre Estratigráfico

Las sucesiones lacustres oligocénicas de la Secuencia Depositional II se desarrollaron en las partes distales de un complejo aluvial originado por el desmantelamiento de un dominio emergido que se situaría al N y/o NO de la actual isla de Mallorca. El desarrollo de este complejo aluvial-lacustre es registrado por la Formación Detrítica de Cala Blanca, que aflora extensamente tanto en la Serra de Tramuntana como en la zona central de la isla, y ha sido estudiada en los afloramientos de Puig d'en Tió, Peguera, Alaró y Sineu (figs. 1, 2 y 7). El límite inferior de la Formación está constituido por un nivel conglomerático que se superpone a los niveles marinos litorales del Estampienense inferior que constituyen la Fm. de Calcarenitas de Alaró (fig. 7). El límite superior está constituido por una superficie erosiva sobre la que se superpone discordantemente el Mioceno inferior. La atribución cronoestratigráfica de la Fm. de Cala Blanca al Oligoceno se ha basado en la paleoflora de carófitas (Ramos-Guerrero, 1988); los restos paleomastológicos (Forsyth-Major, 1904; Vidal, 1905 y Huguency y Adrover, 1982), y en el contenido palinológico (Alvarez-Ramis *et al.*, 1987).

Dentro de la Formación de Cala Blanca se integran asociaciones de facies aluviales y lacustres relacionadas entre sí.

Las facies aluviales más proximales (Mbro. de Conglomerados de Puig d'en Tió, PT en fig. 7) están representadas por depósitos mal seleccionados de brechas y conglomerados sedimentados en las zonas proximales de un abanico aluvial (Ramos-Guerrero y Marzo, 1989). Lateralmente estas facies pasan progresivamente a un conjunto de lutitas entre las que se intercalan abundantes niveles lenticulares de conglomerados y areniscas, organizados en secuencias positivas de potencia métrica, y que constituyen los depósitos fluviales que forman el grueso de la formación. El conjunto de las direcciones de las paleocorrientes observadas tanto en las facies aluviales proximales como en las fluviales intermedias muestra una dirección bastante constante hacia el SE, dirección en la que la unidad también muestra una rápida variación lateral de sus facies (Ramos-Guerrero y Marzo, 1989), que se relacionan lateral y verticalmente con las asociaciones lacustres.

Las asociaciones de facies lacustres

Dentro de la Formación de Cala Blanca han sido reconocidas asociaciones de facies lacustres origina-

das en diversos contextos, variando desde pequeñas áreas lacustres desarrolladas en medios de llanura de inundación fluvial de las zonas medias y distales-marginales (PE en fig. 7), hasta áreas lacustres de mayor entidad generadas frente a las zonas terminales del sistema aluvial (SI en fig. 7).

Hacia la zona central de la isla se distribuyen las facies aluviales más distales. Estas facies están constituidas por depósitos de llanura lutítica, en las que se formaron importantes intercalaciones de sedimentos palustres y lacustres. Dentro de los depósitos de origen lacustre pueden diferenciarse dos asociaciones de facies (fig. 8):

1: Asociación terrígeno-organógena originada en áreas palustres y lacustres marginales.

2: Asociación de calizas laminadas de áreas lacustres internas.

Ambas asociaciones están básicamente representadas por los Mbros. de Margas de Sineu y de Calizas de Deflà respectivamente (Ramos-Guerrero, 1988). Las relaciones geométricas entre ambas asociaciones de facies permanecen imprecisas debido a la naturaleza de los afloramientos.

Asociación de facies terrígeno-organógenas (facies lacustres marginales)

Esta asociación está constituida por sucesiones de potencia superior a la centena de metros, integradas por margas y lutitas que intercalan niveles lenticulares de carbón. En menor medida también están presentes niveles poco potentes de areniscas, microconglomerados y, hacia la parte superior de la sucesión, conglomerados (fig. 8.A).

Las margas, que constituyen la litología dominante, son masivas, grises, con un contenido relativamente elevado de materia orgánica; también contienen escasos restos de gasterópodos lacustres y pulmonados subaéreos. Estos sedimentos se acumularon en un fondo lacustre bajo condiciones microreductoras.

Las lutitas se intercalan entre las margas formando niveles que pueden llegar a sobrepasar la decena de metros. En general son masivas, pardo-amarillentas a amarillas, y presentan abundantes niveles de concentración de nódulos carbonatados y evidencias de procesos edáficos. Estas lutitas representan las fases de colmatación de las cuencas lacustres, con desarrollo de paleosuelos, ya en condiciones subaéreas, en los ambientes palustres generados a favor de las zonas más deprimidas de la llanura de inundación.

El carbón se presenta formando alternancias centimétricas a milimétricas con lutitas negras. Ambas facies integran niveles lenticulares potentes, de hasta

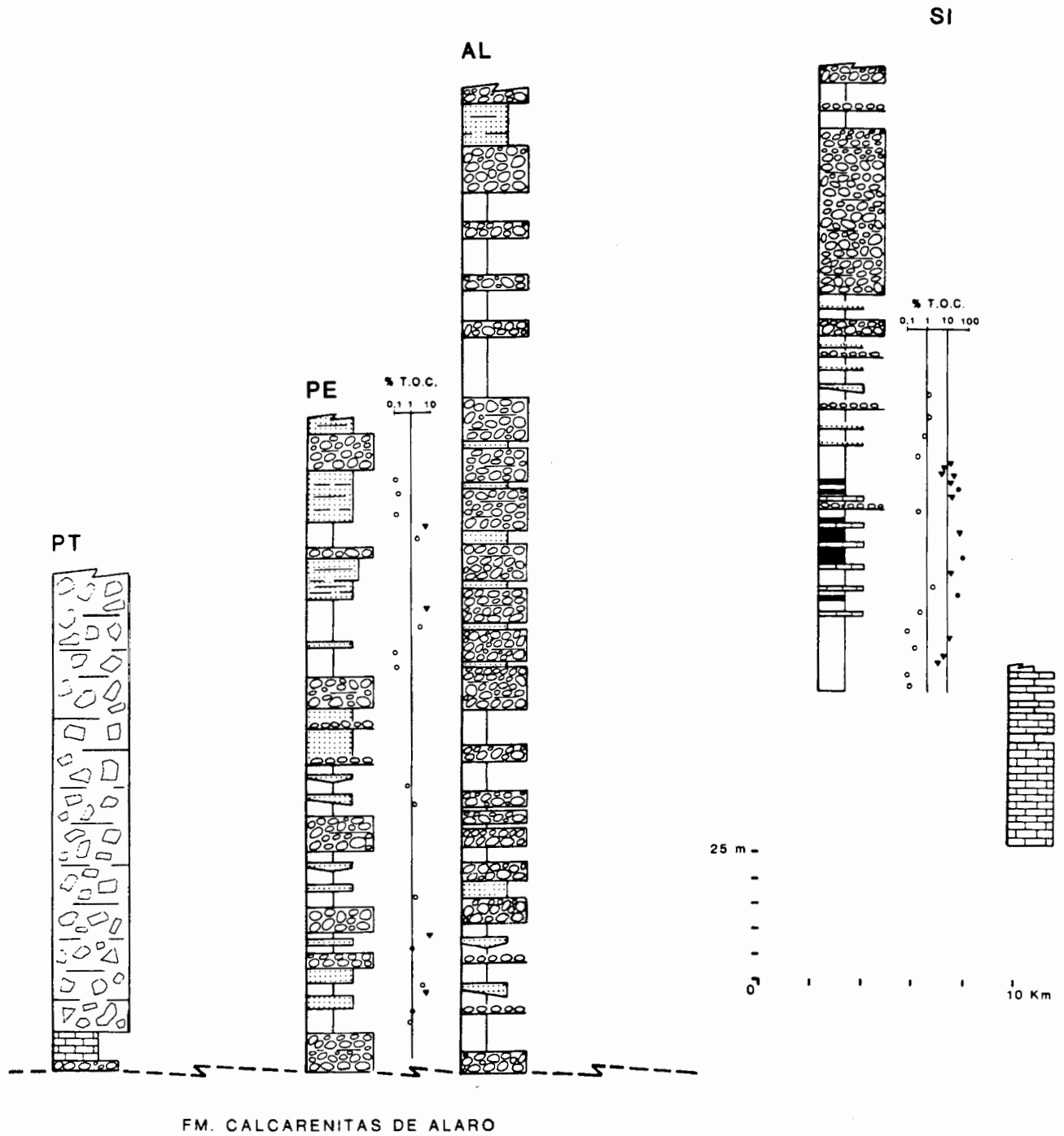


Figura 7.- Columnas estratigráficas sintéticas del sistema aluvial-lacustre oligocénico de Cala Blanca. Ver las figuras 1 y 2 para su localización.
 Figure 7.- Schematic stratigraphic logs in the Cala Blanca oligocene aluvial-lacustrine system. See figure 1 and 2 for location of the sections.

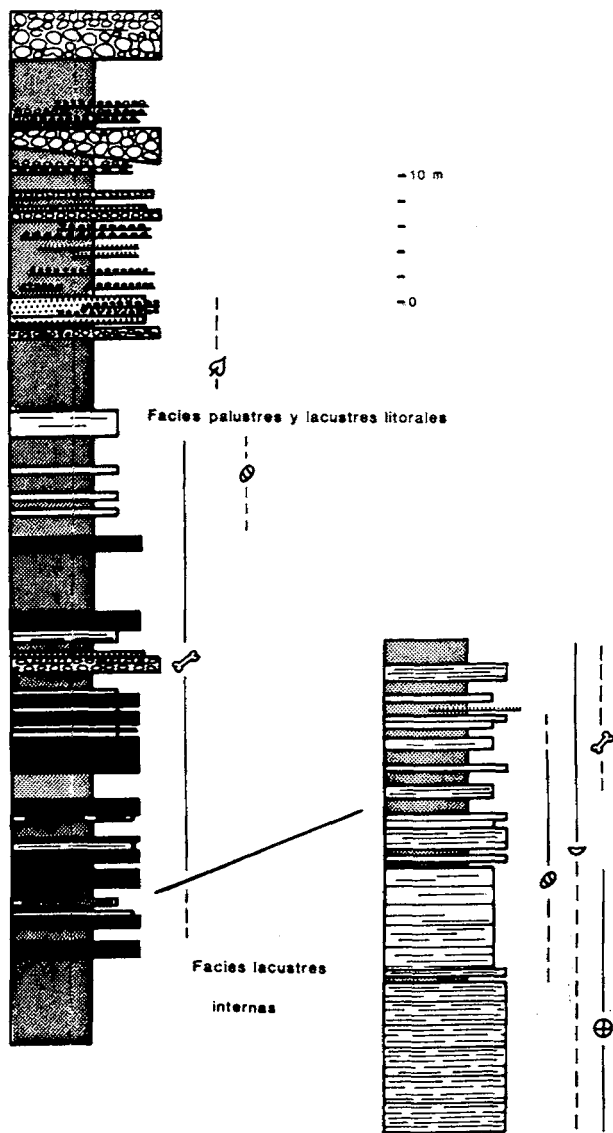


Figura 8.- Columnas sedimentológicas de las facies lacustres internas y marginales en el sistema oligocénico de Cala Blanca, mostrando la ordenación megasecuencial y las relaciones estratigráficas propuestas a partir del análisis de facies. Obsérvese el carácter predominantemente carbonatado de las facies laminadas internas. Ver figura 4 para la simbología litológica.

Figure 8.- Sedimentological logs for the inner and marginal lacustrine facies in the Cala Blanca oligocene system, showing the hypothetical megasequential arrangement deduced from the facies analysis. Note the carbonate dominated character of the inner laminated lacustrine facies. See figure 4 for lithological legend.

30 m. Las lutitas negras son ricas en materia orgánica y contienen frecuentemente restos de vertebrados, especialmente mamíferos, quelonios y cocodrilidos. El carbón es de tipo húmico y petrográficamente está constituido por huminita, semifusinita y macerales del grupo de la liptinita (cutinita, fluorinita, resinita y microsporita). Poseen un contenido muy elevado en minerales detríticos (65-75 % de cenizas) y en azufre (11-12 % recalculado sobre carbón puro), si bien la pirita es relativamente escasa. La reflectividad media de la huminita es de $R_0 = 0,28$, lo que permite clasificar estos carbones como lignitos subbituminosos.

Los materiales detríticos más gruesos, especialmente las areniscas y los microconglomerados, se disponen en niveles poco potentes, con base erosiva, que por lo general presentan internamente laminación planoparalela. En ocasiones, las facies microconglomeráticas se presentan formando hiladas relativamente continuas y del espesor de uno o dos gránulos. Estas facies detríticas son mineralógicamente maduras y, por lo general, granulométricamente bien seleccionadas, aunque en ocasiones pueden contener un cierto porcentaje de matriz lutítica, así como fragmentos inclasificables de vegetales y de vertebrados más o menos rodados.

Los conglomerados de clastos de mayor tamaño constituyen también los niveles más potentes, dispuestos a techo de la serie. El tamaño de los clastos es variable entre guijarro y bloque, y están poco seleccionados. En ocasiones muestran una cierta imbricación de sus clastos (fig. 8).

La asociación de facies terrígeno-organógena es interpretada como originada por la acumulación de sedimentos detríticos finos y materia orgánica en un fondo lacustre reductor con lámina de agua perenne. La organización secuencial de sus facies permite deducir la existencia de repetidas fases de colmatación de las cubetas lacustres por aportes detríticos, con desarrollo de niveles edáficos debido a la colonización terminal por la vegetación de las zonas colmatadas. Los depósitos subordinados de areniscas y los niveles conglomeráticos de las zonas superiores registran episodios de sedimentación terrígena gruesa relacionados con la influencia ejercida por las partes terminales del sistema aluvial noroccidental, mientras que los depósitos microconglomeráticos de menor espesor y bien seleccionados representan el resultado del retrabajamiento lacustre litoral sobre las facies terrígenas.

Asociación de calizas laminadas (facies lacustres internas)

Esta asociación de facies es el resultado de la sedimentación en áreas lacustres internas resguardadas de los aportes de materiales detríticos finos, pro-

duciéndose predominantemente una sedimentación carbonatada y organógena de caracter rítmico. Litológicamente, la unidad está constituida por una sucesión de calizas que hacia techo pasan progresivamente a margas (fig. 8).

Las calizas presentan ritmitas constituidas por una alternancia de láminas milimétricas de carbonato (2 a 6 mm) y de lutitas ricas en materia orgánica (2 a 4 mm). Las láminas de estas ritmitas muestran espesores superiores a las descritas por Ludlam (1976), Kelts y Hsü (1978) y otros autores. Las láminas de carbonato son exclusivamente calcíticas, y están formadas por micrita con filamentos algales fragmentados y cantidades variables de bioclastos, principalmente diatomeas (Colom, 1983), carófitas, ostrácodos y otolitos de peces. Las láminas organógenas están constituidas por lutitas más o menos carbonatadas con un elevado contenido en materia orgánica. Hacia la parte inferior de la serie es frecuente la presencia de niveles de nódulos de sílex genéticamente relacionables con la disolución y reprecipitación de la sílice procedente de los frústulos de las diatomeas.

El origen de las ritmitas de carbonato y lutitas organógenas deben de interpretarse como el resultado de una sedimentación de caracter cíclico en una cubeta lacustre. Las láminas de carbonato de color claro, constituidas predominantemente por micrita biogénica, serían consecuencia de la sedimentación lacustre durante etapas de máxima proliferación algal y/o de máxima contribución de fango carbonatado desde las zonas marginales lacustres. Las láminas organógenas de color oscuro serían el resultado de la sedimentación de lutitas en las cuales la materia orgánica, al menos en parte de procedencia externa a la cuenca, habría sido menos diluida en el sedimento.

La materia orgánica en las asociaciones lacustres

En lo que respecta a la materia orgánica, se cuenta con información derivada del estudio de las facies lacustres marginales de margas y lignitos y de las facies lacustres de lagos de llanura de inundación (figs. 7 y 8).

La materia orgánica dispersa contenida en las margas lacustres ha sido analizada mediante pirólisis (rock-eval), habiéndose obtenido valores de los índices de hidrógeno (HI) y de Oxígeno (OI) comprendidos entre 218 y 17 para el HI y 238 y 61 para el OI. Los valores de T max. oscilan entre 413 y 437° C. Estos resultados quedan en parte reflejados en la figura 9, y permiten reconocer la presencia de querógenos de los tipos II y III (Tissot y Welte, 1984). Dentro del grupo del querógeno II, las muestras estudiadas arrojarían valores que permiten incluirlas dentro del rango de menores valores

del H.I. (querógeno de tipo II.b de Wanli *et al.*, 1981 *in* Talbot, 1988). Esta materia orgánica dispersa presenta un grado de maduración moderado. En consonancia con este hecho, el índice de reflectancia de la huminita dispersa reconocida en estos materiales es bajo, oscilando entre el 0.36 y 0.47 %.

El predominio, en las margas asociadas a lignitos de zonas lacustres marginales, de querógeno de tipo III sugiere una más frecuente contribución derivada de plantas superiores. Este hecho vendría confirmado por los frecuentes restos fosilizados de macrófitos hallados en los depósitos lacustres, indicadores de las

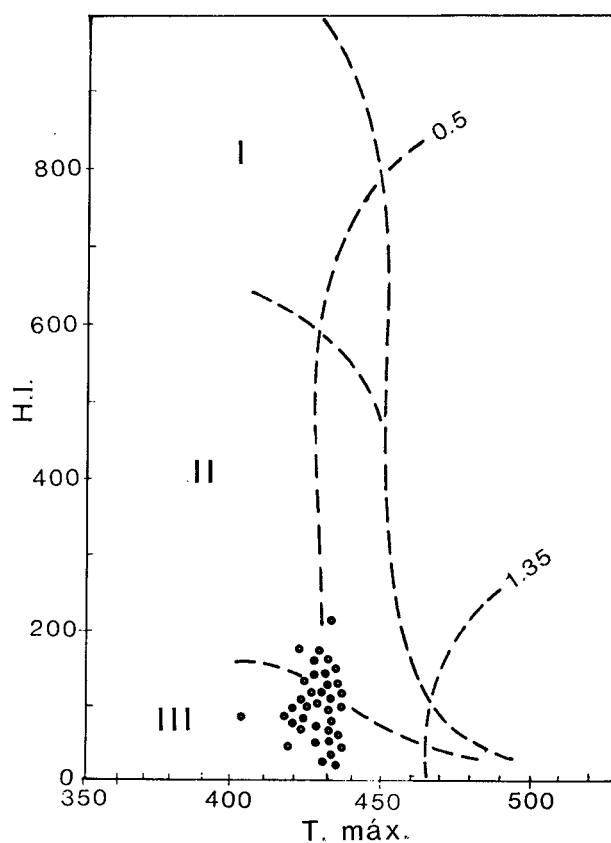


Figura 9.- Diagrama de Van Krevelen (HI-T max) obtenido a partir del análisis de las muestras de materia orgánica dispersa en las facies lacustres del sistema oligocénico de Cala Blanca. Obsérvese la relativa inmadurez del material, a pesar de su estado de evolución más avanzado en relación a la materia orgánica reconocida en las facies lacustres del sistema de Peguera. Los querógenos de tipo II y III son los únicos presentes.

Figure 9.- Van Krevelen diagram (HI-T max) resulting from the analysis of dispersed organic matter in the lacustrine facies of the Cala Blanca system. Note the organic matter is poorly evolved, although slightly more mature than in the Peguera lacustrine facies. Type II and III kerogens occur.

aportaciones realizadas desde varias comunidades paleoflorísticas desarrolladas en torno a las zonas lacustres. Con todo, la presencia de querógeno de tipo II.b según la clasificación de Wanli *et al.*, 1981 (in Talbot, 1988) sugiere la posibilidad de otras aportaciones autóctonas de tipo algal o bacteriano.

Por otra parte, los análisis preliminares de cromatografía de gases realizados sobre la materia orgánica extraíble en las facies lacustres margosas de la Formación Cala Blanca, muestran un claro predominio de los n-alcanos de elevado peso molecular situados entre C_{23} y C_{33} , con valores del índice de preferencia del carbono (CPI) moderadamente elevados (entre 2,48 y 3,53) que muestran un predominio de los n-alcanos impares. Numerosas muestras presentan máximos centrados en C_{27} , mientras que los n-alcanos C_{17} y C_{19} son claramente minoritarios. Los hidrocarburos isoprenoides, pristano y fitano, son minoritarios en todas las muestras analizadas. El índice pristano/fitano oscila entre 2,20 y 6,00, mientras que los índices pristano/n- C_{17} y fitano/ C_{19} lo hacen entre 1,10 y 4,00 y 0,33 y 0,60 respectivamente. Algunas de las muestras podrían contener además trazas de hopanos (X. de las Heras, com. personal).

Estos datos geoquímicos señalan claramente una importante contribución de plantas superiores. Así, el claro predominio de los n-alcanos de elevado peso molecular, con máximos en el rango comprendido entre C_{23} y C_{33} (Eglinton y Hamilton, 1967 y Tissot y Welte, 1984), y a menudo centrados en C_{27} , es considerado característico de contribuciones de macrófitos superiores (Murchison, 1987). Los elevados valores del CPI también confirmarían este origen e indicarían por otra parte una buena preservación y una relativamente escasa evolución de la materia orgánica (Bray y Evans, 1961; Didyk *et al.*, 1978 y Mc.Kirdy *et al.*, 1983). El índice pristano/n- C_{17} relativamente elevado señalaría lo mismo (Powell y Mc.Kirdy, 1973 y 1975), aunque el bajo contenido en pristano en la mayor parte de las muestras estudiadas hacen que este índice deba de valorarse con cautela. Por otro lado, la presencia minoritaria de los n-alcanos C_{17} y C_{19} en varias de las muestras estudiadas confirma que existieron contribuciones de tipo autóctono por parte de bacterias y algas. La existencia de hopanos en la fracción alifática apoyaría este hecho.

En cuanto a las condiciones del medio de acumulación, los valores registrados del índice pristano/fitano son claramente superiores a 1, e indicarían unas condiciones sólo moderadamente reductoras e incluso ligeramente oxidantes (Powell y Mc.Kirdy, 1973 y Didyk *et al.*, 1978), con escaso desarrollo de metanogénesis y una cierta evolución de la materia orgánica. Sin embargo esta interpretación inicial debe de ser matizada. En primer lugar, los bajos contenidos de

pristano y fitano en las muestras estudiadas obligan a valorar con precaución la exacta significación del índice. Por otra parte ha sido señalado el hecho de que la relación pristano/fitano puede verse incrementada: a) si existe una elevada proporción de aportes de plantas superiores (Tissot y Welte, 1984 y Murchison, 1987), y b) por el diverso grado de maduración y evolución de la materia orgánica (Leythauser y Schwarzkopf, 1986). En el caso que nos ocupa los datos de baja reflectividad de la huminita (0,36-0,47 %) sugerirían que la primera posibilidad es la más plausible.

Organización megasecuencial y evolución del sistema lacustre oligoceno

Las relaciones geométricas de las dos asociaciones mencionadas anteriormente no son directamente observables debido a la tectonización que han experimentado sus afloramientos. No obstante, las observaciones realizadas sugieren, a modo de hipótesis, que la colmatación final de las cuencas lacustres tuvo lugar predominantemente por el aporte de materiales terrígenos y de materia orgánica de procedencia externa a la cuenca, especialmente en la asociación marginal de facies terrígeno-organógena. El suministro de estos materiales estaría relacionado fundamentalmente con los aportes de procedencia NO del sistema fluvial.

La hipotética organización megasecuencial de las sucesiones lacustres de la Secuencia Depositional II que aquí se sugiere reflejaría: 1) La progradación de las facies lacustres más someras, con sedimentos detríticos finos y medios, sobre las facies lacustres internas detríticas y/o carbonatadas. 2) La progradación final de las facies fluviales sobre el conjunto de ambas. Esta disposición queda reflejada esquemáticamente en la figura 8, y en su conjunto apuntaría el desarrollo, expansión-profundización y colmatación terrígena de las áreas lacustres.

El complejo aluvial-lacustre que dio lugar al depósito de la Formación de Cala Blanca fue la respuesta a la creación o rejuvenecimiento de un relieve situado directamente al NO de la actual isla de Mallorca. Las estructuras que generaron este relieve no son observables. No obstante, Ramos-Guerrero *et al.*, (1989 b) sugieren que posiblemente se trató de fallas de dirección SO-NE que actuaron en un régimen transcurrente.

Una estimación aproximada de la extensión superficial de las áreas lacustres se ve también limitada por la fragmentación de las secuencias lacustres involucradas en las estructuras compresivas. Merece destacarse que las dimensiones de los afloramientos de las facies lacustres no alcanzan en ningún caso las observadas para la Formación Peguera, siendo los más extensos de hasta 18 Km². Igualmente, las sucesiones

lacustres no alcanzan el espesor de dicha formación, quedando por lo general reducidas a varias decenas de metros (fig. 8). Ambos hechos apoyarían la hipótesis de que las zonas lacustres relacionadas con el complejo de Cala Blanca no llegaron a alcanzar la entidad o el grado de individualización del sistema de Peguera.

El sistema lacustre de Cala Blanca fué, desde un punto de vista hidroquímico, carbonatado. La calcita normal (LMC) es la única fase carbonatada reconocida en los depósitos carbonatados internos. No se ha reconocido la presencia de indicios de depósitos evaporíticos, sugiriendo el carácter abierto, exorreico de las áreas lacustres.

En relación a la profundidad que pudo alcanzar la columna de agua en las zonas lacustres, las sucesiones registran en Sineu (fig. 8), una etapa de implantación seguida de otra con desarrollo y diferenciación de zonas internas y externas, durante la cual debió alcanzar su máxima profundidad. En esta etapa tuvo lugar el establecimiento de los depocentros carbonatados que dieron lugar a los depósitos de calizas laminadas. Entre tanto en las zonas marginales se desarrollaría la acumulación de las sucesiones de alternancias de lutitas y lignitos. La evolución de las áreas lacustres se habría cerrado con una o sucesivas etapas de progradación de las partes terminales del sistema aluvial.

La presencia de facies carbonatadas finamente laminadas incluyendo láminas que muestran un elevado contenido en materia orgánica apoyarían la posible implantación de estratificación permanente de la columna de agua. Sin embargo, este hecho debió restringirse a sectores relativamente reducidos. Es poco probable en cambio que en las zonas marginales donde se depositaron las facies lignitíferas se desarrollase una estratificación duradera de la lámina de agua.

COMPARACION DE LOS SISTEMAS LACUSTRES PALEOGENOS DE MALLORCA

Tanto las sucesiones lacustres bartonienses como las oligocénicas registran el desarrollo en Mallorca de sistemas lacustres perennes, abiertos y de aguas esencialmente dulces y carbonatadas. La amplia distribución y en ocasiones dominio de las facies lacustres carbonatadas es en parte justificable por el amplio desarrollo de afloramientos de rocas carbonatadas mesozoicas en las áreas fuente de los sistemas. Además las condiciones paleoclimáticas fueron favorables, al menos episódicamente, al desarrollo de una cobertera vegetal apreciable que ejerció un efecto de atenuación ante la acción de los agentes erosivos y, en el caso de las orlas de vegetación de las zonas marginales lacustres, de protección ante los aportes terrígenos.

La preservación de elevados contenidos de materia orgánica en alguna de las asociaciones de facies es un hecho común a ambos sistemas lacustres. Una buena parte de esta materia orgánica fue aportada, en los dos casos descritos, desde las zonas periféricas y marginales de los sistemas lacustres por macrófitos superiores, tal como lo indican los datos petrográficos, paleontológicos y geoquímicos. Las elevadas contribuciones de materia orgánica y la posible estratificación permanente de la columna de agua, en algunas etapas de la evolución de los sistemas, fueron factores determinantes para la preservación de la materia orgánica.

La evolución megasecuencial de los sistemas lacustres bartonienses y oligocénicos de Mallorca es difícilmente comparable por el hecho de que en ambos casos los términos superiores de las sucesiones aparecen en parte truncadas por superficies erosivas y/o accidentes tectónicos (fig. 2). Con todo, se hace evidente una clara diferenciación derivada de los diversos procesos sedimentarios que dominaron la colmatación de los sistemas lacustres. En las sucesiones bartonienses se observa una mayor variedad de facies carbonatadas, así como una organización secuencial más clara (fig. 3), registrándose el momento en que se establecieron los sistemas lacustres, los procesos de profundización-estabilización de los mismos y los procesos posteriores de progradación-agradación de las facies carbonatadas marginales sobre las internas (fig. 10.A). En el caso de las sucesiones oligocénicas, a pesar de las limitaciones de sus afloramientos y la existencia de accidentes tectónicos que las interrumpen, es posible resumir su evolución general como el resultado de la colmatación de zonas lacustres implantadas en las partes terminales de un sistema aluvial. Esta colmatación estuvo ligada a la acumulación de depósitos carbonatados y a la progradación de las facies lacustres marginales terrígenas (fig. 10.B). Ambas evoluciones difieren sensiblemente por el hecho del distinto papel jugado en cada caso por la influencia de los aportes terrígenos.

Ambos sistemas lacustres evolucionaron en la zona de antepaís desarrollada frente al segmento NE del orógeno bético que se fue edificando desde el Paleoceno al Mioceno medio, desde regiones situadas al SE de Mallorca hasta las zonas hoy afectadas por los cabalgamientos más externos de las Béticas. Sin embargo, en tanto que los sistemas lacustres bartonienses se formaron en zonas muy externas, alejadas de la influencia inmediata de la propagación de la deformación desde el orógeno en edificación, los depósitos lacustres oligocénicos lo fueron en zonas más afectadas por la mencionada influencia.

En ambos casos las sucesiones paleógenas se encuentran involucradas en el edificio bético y no hay posibilidad de reconocer con total fiabilidad su entorno original. No se puede precisar si la evolución de

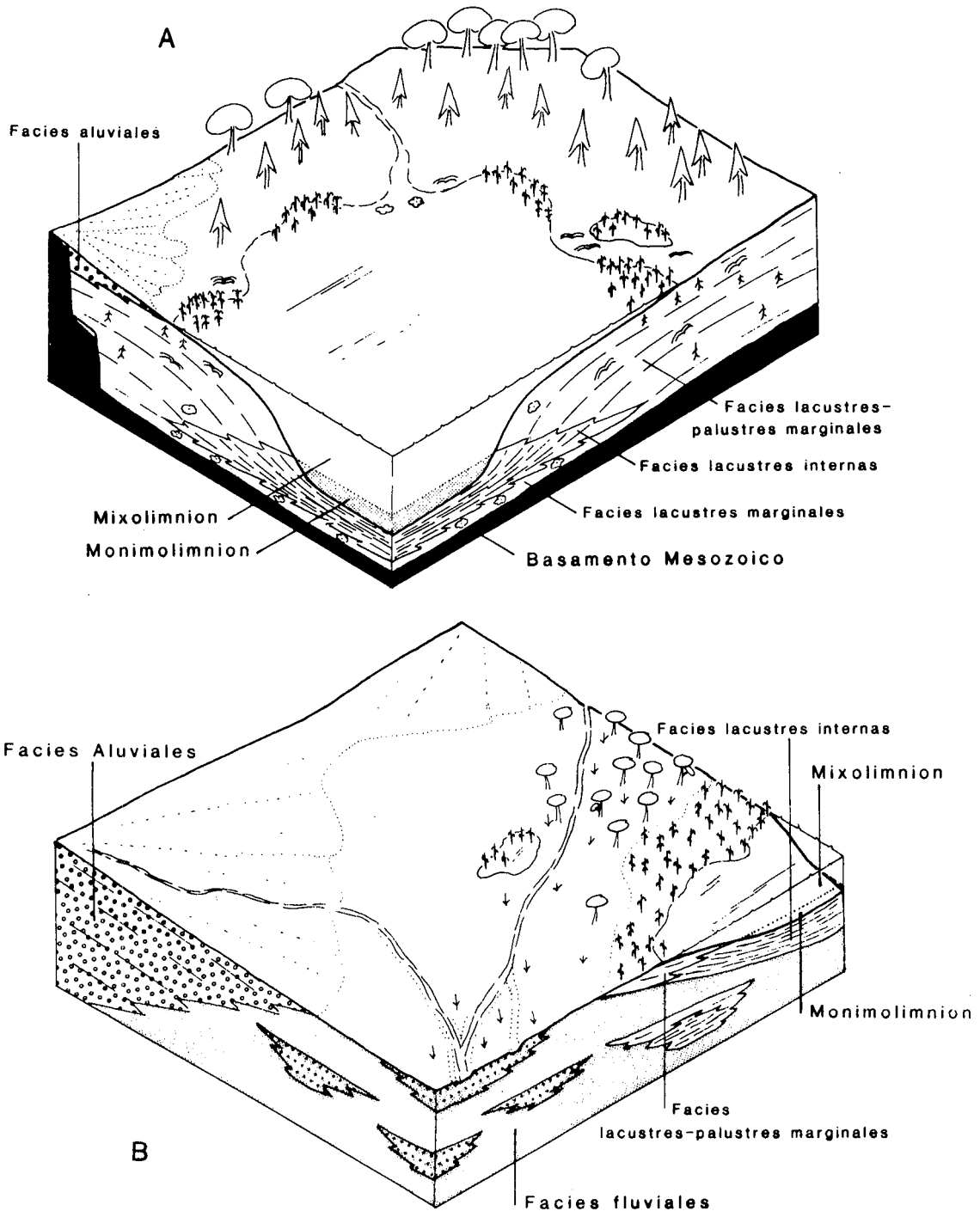


Figura 10.- Propuesta de configuración para los dispositivos sedimentarios que dieron lugar a las sucesiones lacustres de los sistemas de Peguera (A) y Cala Blanca (B). Ambos esquemas reflejan los estadios evolutivos de máxima diversificación paleoambiental de los respectivos dispositivos sedimentarios.

Figure 10.- Suggested depositional patterns for the depositional frameworks which resulted in the lacustrine successions of the Peguera (A) and Cala Blanca (B) systems. Both sketches show the stages with maximum paleoenvironmental diversification in the respective depositional frameworks.

los sistemas lacustres bartonienses de la Fm. Peguera se vieron afectados directamente por la actuación (en las zonas externas del antepaís), de fallas que hubieran delimitado ámbitos relativamente restringidos de sedimentación. O si, por el contrario, ésta evolución tuvo lugar en extensas zonas no afectadas por fracturación y sometidas a una subsidencia generalizada. De un modo u otro, caso de existir fallas activas, deberían de ser poco importantes, y estar espaciadas entre sí, por lo que las zonas de sedimentación fueron relativamente extensas. Así podría deducirse tanto de la extensión mínima calculable a partir de los afloramientos disponibles (unos 115 Km²), como del hecho que las sucesiones observadas no muestran una influencia terrígena muy acentuada. Este hecho sugiere un cierto aislamiento de las áreas lacustres internas respecto de las zonas terminales de los sistemas aluviales, fuera cual fuese su entidad. A la luz de los datos disponibles a partir de los afloramientos de los sectores NO de la isla, los sistemas aluviales de los que se conoce registro fueron más bien de pequeña entidad. El entorno estructural sugerido aquí habría permitido la acumulación en lagos estratificados de sucesiones relativamente potentes de carbonatos laminados ricos en materia orgánica dispersa y lignitos que, posteriormente, se vieron sucedidos secuencialmente por asociaciones de rocas carbonatadas sin un contenido tan elevado en materia orgánica y con claras trazas de diagenización relacionable con exposiciones subaéreas.

En el caso de los sistemas lacustres oligocénicos, es posible sospechar con mayor posibilidad la existencia de fracturas que debieron influir en el desarrollo de la sedimentación. Por afinidades del entorno y por los datos geológicos regionales se ha sugerido (Ramos-Guerrero *et al.*, 1989 b) que estas fallas pudieron desarrollarse en un régimen transcurrente. Estas fracturas podrían estar relacionadas con la progresiva aproximación a la zona mallorquina de los procesos de deformación ligados a la edificación del orógeno bético o, quizás mejor, con la migración hacia el sur de la deformación intraplaca Ibérica desarrollada durante el Paleógeno. Sea como fuere, el cambio de las condiciones paleogeográficas fue drástico e implicó la generación de dispositivos aluviales de gran entidad con una polaridad de distribución de sus aportes claramente orientada desde el NO hacia el SE. La implantación de zonas lacustres en relación con las zonas distales de estos sistemas dio lugar a sucesiones algo diferenciadas de sus homólogos del bartoniense. En primer lugar, no solo fue muy clara la interrelación de las áreas lacustres y aluviales, sino que el propio origen y evolución de las primeras se vieron directamente condicionados por éstas. Desde este punto de vista la extensión areal reconocida para estas zonas lacustres (aun teniendo presentes los problemas de falta de afloramientos) es sensiblemente menor. Las sucesiones propiamente lacustres no rebasan en ningún caso los

80 m. El notable desarrollo de facies lacustres terrígenas demuestra la estrecha relación y la fuerte influencia de las zonas terminales de los sistemas aluviales sobre las áreas lacustres de márgenes no coincidentes.

CONCLUSIONES

A partir de los elementos de juicio actualmente disponibles, es posible establecer las siguientes hipótesis y conclusiones:

1) La implantación de los sistemas lacustres bartonienses y oligocénicos de Mallorca tuvo lugar en situaciones paleogeográficas distintas, y muy probablemente en entornos estructurales diferentes, dentro de zonas de plataforma de antepaís desarrolladas frente al segmento NE del orógeno bético.

2) La diversa configuración estructural de las zonas de sedimentación dio lugar a dispositivos deposicionales distintos. En el sistema lacustre bartoniense se registró un claro predominio (o al menos un más amplio desarrollo) de las facies lacustres carbonatadas. Por el contrario, en el sistema aluvial-lacustre oligoceno, la influencia y predominio de los procesos de sedimentación terrígenos fueron manifiestos.

3) Los sistemas lacustres fueron posiblemente abiertos, de aguas carbonatadas y pudieron experimentar etapas de persistente anoxia (meromixis), tal como señalan las características sedimentológicas y en menor medida, geoquímicas. Con todo, la preservación de cantidades apreciables de materia orgánica en las facies lacustres no tuvo que estar relacionada siempre con condiciones de estratificación permanente de la columna de agua.

4) Los datos geoquímicos preliminares indican que la materia orgánica acumulada lo fue esencialmente a partir de importantes contribuciones de plantas superiores subaéreas (querógeno de tipo III). Si bien debió existir alguna contribución de organismos algales y bacterias, según sugiere la existencia de querógenos de tipo II b y los resultados del análisis cromatográfico de la materia orgánica extraíble.

5) La materia orgánica ha experimentado un diverso grado de maduración en los depósitos de ambos sistemas. En las sucesiones lacustres bartonienses la maduración de la materia orgánica ha sido menor que la observable en las sucesiones oligocénicas. Este hecho sería reaccionable con: A) Las distintas condiciones de presión y temperatura a las que se vieron sometidas las sucesiones lacustres con posterioridad a su sedimentación (quizás debido a su distinta situación en el entorno estructural). B) Los diversos contenidos en azufre que pudieran implicar una distinta evolución diagenética.

El escaso grado de maduración registrado en los depósitos lacustres estudiados restringiría su interés, como rocas madre de hidrocarburos, a la posibilidad de un emplazamiento bajo condiciones de presión y temperatura algo más elevadas, en el que hubieran alcanzado un mayor grado de maduración.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Dra. Maite García por la realización del estudio petrográfico de las facies de lignito, y a los Dres. Pere Anadón, Xavier de las Heras, Juan José Pueyo y Francesc Sabat por la revisión crítica del trabajo. Este trabajo ha sido parcialmente financiado mediante el proyecto CICYT nº GEO89-0426-C02-01.

BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ-RAMIS, C. y RAMOS-GUERRERO, E., 1986: Estudio paleobotánico del Paleógeno de Peguera: extremo occidental de la Serra de Tramuntana (Mallorca). *Bull. Soc. Hist. Nat. Balears*, 30: 83-93.
- ÁLVAREZ-RAMIS, C., RAMOS-GUERRERO, E. y FERNÁNDEZ-MARRON, T., 1987: Estudio paleobotánico del Cenoico de la zona central de Mallorca: Yacimiento de Son Ferragut. *Bol. Geol. y Minero*, 98: 349-356.
- ÁLVARO, M., 1987: La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. y Minero*, 98 (5): 622-629.
- ANGLADA, E., SABAT, F. y SANTANACH, P., 1986: Les charriages de la zone centrale de Majorque (Baléares, Espagne): la structure de la région de Randa. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 303 (7): 585-590.
- BAUZA, J., 1946: La edad de los lignitos de Son Fé (Mallorca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 64: 561-568.
- BAUZA, J., 1961: Contribución al conocimiento de la flora fósil de Mallorca. *Estud. Geológ.*, 17: 161-174.
- BOUVY, P., 1857: Note sur les lignites des îles Baleares. *Bull. Soc. Géol. de France*, XIV (2): 770-774.
- BOYER, B.W., 1982: Green River laminites: does the playa-lake model really invalidate the stratified lake model?. *Geology*, 10: 321-324.
- BRAY, E.E. y EVANS, E.D., 1961: Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 22: 2-15.
- COLOM, G., 1973: Primer esbozo del Aquitaniense mallorquin. Caracteres litológicos y micropaleontológicos de sus depósitos. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, XLI (12): 1-51.
- COLOM, G., 1975 a: *Geologia de Mallorca*. Palma de Mallorca, Inst. de Estudios Balearicos, Dip. Prov. de Baleares, 2 vols. 519 p.
- COLOM, G., 1975 b: Las diferentes fases de contracciones alpinas en Mallorca. *Estud. Geológ.*, 31: 601-608.
- COLOM, G., 1983: *Los lagos del Oligoceno de Mallorca*. Palma de Mallorca, Publ. Caja de Baleares, 166 p.
- DARDER, B., 1925: La tectonique de la region orientale de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Géol. France*, 25: 245-278.
- DE BRUIJN, H., SONDAAR, P.Y. y SANDERS, E.A.C., 1978: On a new species of *Pseudoltinomys* (Theridomyidae, Rodentia) from the Paleogene of Mallorca. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch.*, ser. B 82 (1): 1-10.
- DECOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYS-SANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. y BIJU-DUVAL, B., 1986: Geological evolution of the Thetys belt from the Atlantic to the Pamir since Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- DEMAISON, G.J. y MOORE, G.T., 1980: Anoxic environments and oil source bed genesis. *Bull. Amer. Ass. of Petr. Geol.*, 64: 1179-1209.
- DEPERET, C. y FALLOT, P., 1921: Sur l'âge des formations à lignite de l'île de Majorque. *Con. Ren. Acad. Scienc.*, CLXXII: 790-795.
- DESBOROUGH, G.A., 1978: A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation: an alternative to the playa-lake model. *Bull. Soc. of America*, 89: 961-971.
- DIDYC, B.M., SIMONEIT, B.R.T., BRASSELL, S.C. y EGLINTON, G., 1978: Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*. 272: 216-222.
- EGLINTON, E.E. y HAMILTON, R.J., 1967: Leaf epicuticular waxes. *Science*, 156: 1322.
- ESCANDELL, B., MORAGUES, L. y RAMOS-GUERRERO, E., 1986-87: Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la Serra de Tramuntana (Mallorca). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 97-105.
- FALLOT, P., 1922: *Etude geologique de la Sierra de Majorque*. Thèse. Paris et Liege. Beranger Ed. 481 p.
- FORSYTH-MAJOR, 1904: Exhibition of and remarks upon some remains of *Anthracoherium* from Majorca. *Proc. of the Zool. Soc. of London*, I: 456-458.
- FREYTET, P. y PLAZIAT, J.C., 1982: *Continental Carbonate sedimentation and pedogenesis: late cretaceous and early tertiary of Southern France*. Stuttgart, Verlagsbuchhandlung, 213 p.
- HAYME, J., 1855: Notice sur la geologie de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. de France*, 2^{ème} ser. XII: 734-752.
- HERMITE, H., 1879: *Etudes geologiques sur les îles baléares; première partie Majorque et Minorque*. Thèse. Univ. de Paris, 357 p.
- HUGUENEY, M. y ADROVER, R., 1982: Le peuplement des balears (Espagne) au Paléogène. *Geobios*, Mem. Spec. 6: 439-449.
- JIMÉNEZ, E., RAMOS-GUERRERO, E., MARTÍN DE JESÚS, E., MULAS, E. y PÉREZ-RAMOS, E., 1988: Quelonios del Eoceno medio de Mallorca. Resums y Coms. *Bioeventos y Fauna del Terciario Continental Iberico*. Sabadell. pp. 19.
- KELTS, K. y HSÜ, K.J., 1978: Freshwater carbonate sedimentation. In A. Lerman, ed. *Lakes, Chemistry, Geology and Physics*, pp. 295-323, Springer-Verlag.
- LEYTHAUSER, D. y SCHWARZKOPF, TH., 1986: The pristane/n-heptadecane ratio as a indicator for recognition of hydrocarbon migration effects. *Organic Geochem.*, 10: 191-197.
- LUDLAM, S.D., 1976: Laminated sediments in holomictic Berkshire lakes. *Limnol. Oceanography*, 21: 743-745.
- Mc. KIRDY, D.M., ALDRIDGE, A.K. y YPINA, P.J.M., 1983: A geochemical comparison of some crude oils from pre-Ordovician carbonate rocks. In M. Bjoroy, ed. *Advances in Organic Geochemistry*, pp. 99-107, Chichester, John Wiley.
- MUCHIRSON, D.G., 1987: Recent advances in organic petrology

- and organic geochemistry: an overview with some reference to «oil from coal». In A.C.Scott, ed. *Coal and coal bearing strata: recent advances*. Geological Soc. Spec. Publ. 32: 257-302.
- OLIVEROS, J.M., ESCANDELL, B. y COLOM, G., 1960 a: Estudio sobre la formación de los depósitos lacustres con lignitos del Ludicense-Estampiense inferior de Mallorca. *Memorias del I.G.M.E.*, 61: 9-152.
- OLIVEROS, J.M., ESCANDELL, B. y COLOM, G., 1960 b: Sobre la existencia de un Oligoceno superior (Aquitaniense) continental lacustre en Mallorca. *Memorias del I.G.M.E.*, 61: 153-264.
- POWELL, T.G., 1986: Petroleum geochemistry and depositional setting of lacustrine source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 3: 200-219.
- POWELL, T.G. y Mc.KIRDY, D.M., 1973: Relationships between ratio of pristane to phytane, crude oil composition and geological environment in Australia. *Nature*, 243: 37-39.
- POWELL, T.G. y Mc.KIRDY, D.M., 1975: Geological factors controlling crude oil composition in Australia and Papua New Guinea. *Bull. of the Am. Ass. of Petrol. Geol.*, 59: 1176-1197.
- RAMOS-GUERRERO, E., 1988: *El Paleógeno de las Baleares: Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis doc. Univ. de Barcelona, 3 vols. Inédit.
- RAMOS-GUERRERO, E., CABRERA, L. y MARZO, M., 1989 a: Un modelo de sedimentación carbonatada lacustre-palustre en el Eoceno medio de Mallorca: la Fm. de Calizas de Peguera. *Libro de Coms. XII Congr. Esp. de Sedimentol.* pp. 75-78.
- RAMOS-GUERRERO, E. y MARZO, M., 1989: Sedimentología de un sistema fluvio-aluvial en el Oligoceno de las Baleares: La Fm. Detrítica de Cala Blanca. *Libro de Coms. XII Congr. Esp. de Sedimentol.* pp. 47-50.
- RAMOS-GUERRERO, E., MARZO, M., POMAR, L. y RODRÍGUEZ-PÉREA, A., 1985: Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno del sector occidental de la Sierra Norte de Mallorca. *Rev. d'Inv. Geol.*, 40: 29-63.
- RAMOS-GUERRERO, E., RODRÍGUEZ-PÉREA, A., SABAT, F. y SERRA-KIEL, F., 1989 b: Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca area. *Geodinamica Acta*, 3 (1): 53-72.
- ROMAN, F., 1927: Sur quelques fossiles des lignites de Binisalem (Majorca) recueillis par Mr. Darder Pericas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27: 383-390.
- SABAT, F., MUÑOZ, J.A. y SANTANACH, P., 1988: Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geol. Rundsch.*, 77 (1): 529-538.
- TALBOT, M.R., 1988: The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa. In A.J. Fleet, K. Kelts and M.R. Talbot, eds. *Lacustrine Petroleum Source Rocks*. Geological Soc. Spec. Publ. 40: 29-43. Blackwell. Oxford.
- TISSOT, B.P. y WELTE, D.H., 1984: *Petroleum formation and occurrence*. 2ª ed. Berlin, Springer Verlag, 538 pp.
- VIDAL, L.M., 1905: Note sur l'Oligoceno de Majorque. *Bull. Soc. Geol. de France.*, 4^{ème} ser. V: 651-654.
- ZIEGLER, P.A., 1988: Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. *A.A.P.G. Mem.*, 43: 198 pp. 30 láms.