

Pisolitos ferruginosos en el Mioceno inferior-medio de Mallorca

Iron pisolites in the Early-Middle Miocene of Majorca (Western Mediterranean)

E. RAMOS y B. SEGOVIA

Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conca. Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. 08071-Barcelona. E-mail: emilio@natura.geo.ub.es

RESUMEN

El registro sedimentario Burdigaliense-Langhiense de Mallorca refleja el relleno de pequeños surcos de antepaís que se generaron por subsidencia flexural frente al orógeno bético. Este registro sinorogénico incluye una unidad inferior que caracteriza la sedimentación en una plataforma marina somera (Fm. Sant Elm) y otra superior turbidítica (Fm. Banyalbufar). En el límite entre ambas unidades se ha reconocido, en la zona central de la isla, la existencia de un nivel de pisolitos ferruginosos de menos de 20 cm de potencia. Los pisolitos llegan a superar los 6 mm de diámetro, son esféricos y están constituidos casi exclusivamente por delgadas envueltas concéntricas de goethita, aunque en los pisolitos de mayor tamaño alguna envuelta es de calcita. La posición estratigráfica del nivel de pisolitos coincide, aproximadamente, con el límite entre las dos unidades anteriormente citadas, localizándose inmediatamente antes del inicio de la sedimentación turbidítica, y se correspondería con el máximo transgresivo en la cuenca marina. Tanto el vulcanismo Burdigaliense que ha sido reconocido en la zona como la removilización de suelos lateríticos en relación con la transgresión marina pudieron haber actuado como fuentes suministradoras del hierro.

Palabras clave: Pisolitos ferruginosos. Mioceno. Mallorca. Mediterráneo occidental.

ABSTRACT

The syn-orogenic Early-Middle Miocene of Mallorca constitutes a sequence which records the deepening and infill of small fore-deeps related to flexural subsidence caused by the Betic orogene thrusting. In the syn-orogenic Miocene of the central part of the island, a pisolitic iron bed less than 20 cm thick is first described in order to their stratigraphic, environmental and palaeogeographic significance. The pisolites are highly sphaerical and range from less than 0.25 to more than 6 mm in size. They are formed by concentric thin laminae (< 100 μ m) of goethite. The largest-sized pisolites also contain calcite laminae. The pisolitic bed is approximately located in the boundary between the shallow marine platform and the deeper turbidite deposits, recording the basin deepening and the maximum marine transgression. Both, the Burdigalian volcanism described in the zone as well as the remobilization of continental lateritic soils by marine transgression are invoked as the probable iron sources.

Keywords: Iron pisolites. Miocene. Majorca. Western Mediterranean.

EXTENDED ABSTRACT

The island of Majorca is a part of the Betic orogen, an Alpine thrust- and fold-belt mainly developed during Burdigalian-Serravalian times (Sàbat et al., 1988; Gelabert, 1998). Synorogenic sedimentation took place mainly in shallow to deep marine environments and the resulting successions have been split into two units: the lower Sant Elm Calcareni-tes Formation and the upper Banyalbufar Turbiditic Formation (Rodríguez-Perea, 1984).

The Sant Elm Calcareni-tes Formation overlies and wedges unconformably on a pre-Miocene substratum. The maximum thickness of this unit is a few tens of meters. It is made of a wide association of facies, recording sedimentation in marine, transitional and continental environments. Calcareni-tes, which include scarce macroforaminifera, and coral and algal biostromes, are the most widespread facies in this unit. In Randa, in the central part of the island, this unit also contains glauconite. Conglomerates, which include bored Jurassic carbonate clasts, and massive marl beds also occur. This facies association was interpreted as deposited in shallow marine mixed platform environments by Rodríguez-Perea (1984).

In the north-western reliefs of Majorca (Serra de Tramuntana), the lower Sant Elm Fm. includes red beds with pervasive paleosol features which are interpreted as small subaerial fan-delta sequences (Rodríguez-Perea, 1984). Carbonate lacustrine sequences containing gastropods, ostracods, charophytes and abundant macroflora remains also occur in the same zone (Oliveros et al., 1960). This palaeofloral association characterises a tropical to wet subtropical climate (Arènes, 1951 and Arènes and Depape, 1956). Early Miocene (Burdigalian) volcanic rock layers occur interfingering in the Sant Elm Fm. and are interpreted as ash-flow deposits related to subaerial to shallow subaqueous volcanism (Wasdsworth and Adams, 1989 and Mitjavila et al., 1990).

The Banyalbufar Formation is more than 450 m thick and is made of a rhythmic interbedding of turbidite beds and marls, with minor breccia, conglomerate and cherty beds. It includes olistostromes in its lower part (Rodríguez-Perea, 1984). In the Serra de Tramuntana this unit overlies an angular unconformity and sometimes a poorly developed hard-ground. The Banyalbufar Fm. shows a deepening-shallowing trend, and records the infill of small flexural foredeeps developed in the foreland of the building orogene (Rodríguez-Perea, 1984).

A 30 m thick synorogenic succession crops out in the Sineu reliefs, in the central part of Majorca (Figs. 1.A, B). This sequence enables us to recognise (Fig. 2) a 20 m thick succession of the Sant Elm Fm. overlaying unconformably a Mesozoic substratum. The Sant Elm Fm. is overlaid by the lowermost 10 m of the Banyalbufar Fm. which shows an ill-defined transition, made up of a 2 m thick bed of grey massive marls containing floating iron pisolites and oolites. Although the whole of the marl bed yielded pisolites and oolites, their main content is restricted to a 20 cm thick layer (Figs. 2, 3).

The iron pisolites and oolites are subspherical to highly spherical (Fig. 4.A-C). They range from less than 0.25 mm to more than 6 mm. Nevertheless, their modal diameter is greater than 2 μm (Table 1 and Fig. 3.B) and we will refer to them as pisolites. They are formed by concentric thin laminae coating a nucleus, which is normally of iron oxide or hydroxide clot (Fig. 4.A) or a previous pisolite fragment (Fig. 4.B). The coating lamination is made of a thin (less than 100 μm) alternation of two kinds of textures: black and reticulate ones, and dark orange coloured and finely laminated ones. Occasionally, laminae show erosive surfaces followed by iron precipitation and pisolite growth (Fig. 4.D). XR diffractometry, EDS analysis and SEM observations show that laminae are made of botrioidal shaped goethite (Fig. 4.E). The larger pisolites also are formed by calcite (micro sparite) laminae (Fig. 4.F).

The mineralogical composition of the <2 μm fraction from the marly matrix of the pisolite-rich bed indicates that the main sediment contribution was micritic calcite crystals. On the other side, typically terrigenous quartz and some detrital clay minerals are scarce, suggesting the predominance of precipitation processes and a relatively low terrigenous sediment supply. The most abundant clay mineral is kaolinite, whereas illite is rare.

The shape and continuity of the pisolite laminae suggest that they were generated in an environment with enough energy to keep a continuous motion of the particles at the sea bed. Moreover the presence of goethite as the unique iron mineral suggests iron precipitation in a well oxygenated environment (Harder, 1989).

Generalised iron precipitation and pisolite growth in this well-aerated and agitated environment needs a substantial iron supply to the basin. The most frequent iron sources invoked are: from weathering of volcanic rocks, from reworking of iron-rich residual deposits related to well developed paleosoils and/or laterites, or from exhalative volcanic fluids. The main mechanisms suitable for iron transport from the source areas into the basin are related to the fluvial network contributions or to the reworking of paleosoils in the lowlands by the water table associated with a marine transgression.

Both volcanism and paleosoils developed in Majorca during Burdigalian times. Furthermore, the frequently silicate-rich volcanic rocks supporting intense hydrolysis in a warm and wet climate, may have tended to originate residual rich-kaolinite deposits. The kaolinite is the main detrital clay mineral founded in the matrix of the studied pisolite bed.

As a consequence of the poor outcrop conditions, we cannot identify the nature of the boundary between the Sant Elm and Banyalbufar Formations in the Sineu zone, but it suggests a rapid but progressive change between these formations. The stratigraphical position of the pisolite bed can be interpreted as the result of the deepening of the marine platform and the development of a marine transgression similar to other case studies which have related iron-oid beds with high stand sea levels and low terrigenous sediment supply (Van Houten and Purucker, 1984; McGhee and Bayer, 1985; Dreesen, 1989; Gehring, 1989; Young, 1989a; 1993).

INTRODUCCIÓN

La existencia de oolitos ferruginosos es reconocida a lo largo de todo el registro geológico, desde el Precámbrico hasta la actualidad. Sin embargo, existen periodos de la historia de la Tierra en los que la presencia y distribución geográfica de estos depósitos fue muy importante, mientras que en otros periodos su contribución al registro estratigráfico fue escasa, sugiriendo que su formación debió de verse controlada por una serie de factores ambientales cambiantes. Algunos autores relacionan, directa o indirectamente, la formación de oolitos ferruginosos con el eustatismo (McGhee y Bayer, 1985; Bayer, 1989; Dreesen, 1989; Gehring, 1985 y 1989; Young, 1989a; Burkhalter, 1995), mientras que otros centran sus trabajos en caracterizar las condiciones paleoambientales que controlaron su génesis (Van Houten y Bhat-tacharyya, 1982; Van Houten y Purucker, 1984; Simonson, 1985; Dreesen, 1989; Gehring, 1989; Harder, 1989; Young, 1989a; 1989b; Burkhalter, 1995; Einsele, 2000).

Entre los depósitos marinos del Mioceno sinorogénico de los alrededores de Sineu, en la zona central de Mallorca, se ha reconocido por primera vez la existencia de un nivel de pisolitos ferruginosos. El principal objetivo de este trabajo es definir su posición estratigráfica y los contextos paleogeográfico y paleoambiental en los que se generaron.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La estructura geológica actual de Mallorca está controlada por la compresión Alpina, que dio lugar al oróge-

no bético durante el Burdigaliense-Serravaliense, y a su posterior distensión (Serravaliense-Mesiniense), que configuró la isla como un conjunto de horts y grabens. De este modo, el Mioceno de las Baleares ha sido clásicamente dividido en dos conjuntos: un Mioceno sin-orogénico y otro post-orogénico (Fig. 1.A). El primero aflora en los horsts que constituyen los relieves de la isla, mientras que el Mioceno post-orogénico rellena cuencas que constituyen las actuales zonas planas y deprimidas (Benedicto et al., 1993; Fornós et al., 2002).

La sedimentación sinorogénica Burdigaliense-Lan-giense se desarrolló en un ambiente marino cuyo registro, según Rodríguez-Perea (1984), está constituido por dos unidades litoestratigráficas: la Formación de Calca-renitas de Sant Elm en la base y la Formación Turbidítica de Banyalbufar a techo.

La Formación de Calca-renitas de Sant Elm

Esta unidad, definida por Rodríguez-Perea (1984), presenta espesores muy variables, pero no suele superar las pocas decenas de metros. Se dispone discordantemente sobre un basamento Mesozoico-Paleógeno y está constituida por asociaciones de facies que indican el desarrollo de diversos dispositivos sedimentarios marinos, transicionales y continentales.

Los depósitos marinos más característicos son calca-renitas constituidas por bioclastos y litoclastos carbonatados, junto a biostromas coralinos y de algas rodofíceas.

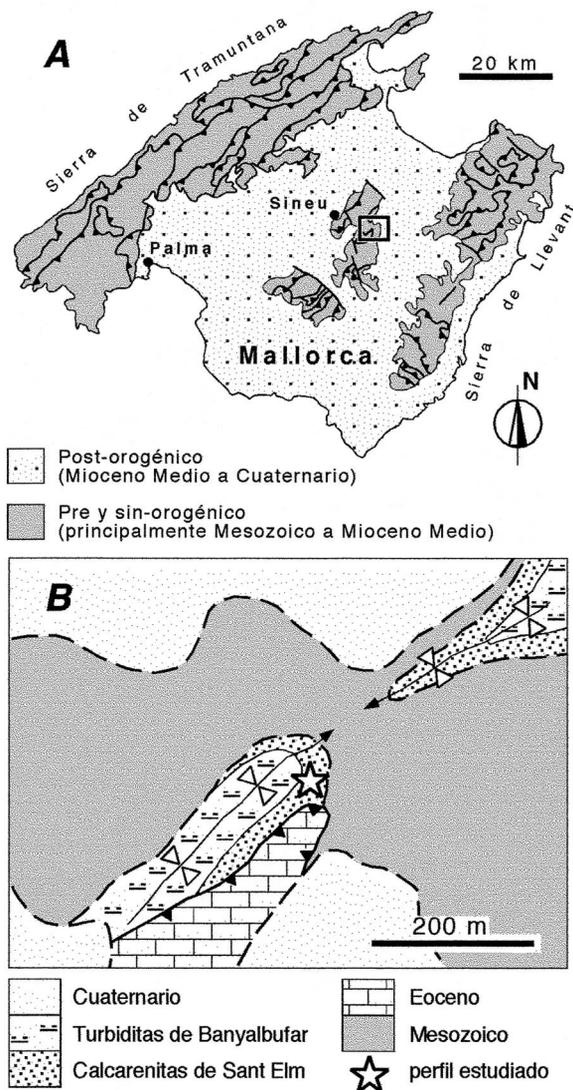


Figura 1. A. Esquema geológico de Mallorca. El recuadro indica el área estudiada. B. Esquema geológico de la zona de estudio y localización del perfil estratigráfico representado en la figura 2.

Figure 1. A. Geological sketch of Majorca island. Box indicates the studied area. B. Geological map of the studied area and location of the stratigraphic log in figure 2.

Contiene abundantes pectínidos y una asociación de macroforaminíferos característicos del límite Oligoceno-Mioceno y del Mioceno Inferior. En la zona central de Mallorca las calcarenitas suelen contener glauconita (Anglada y Serra-Kiel, 1986; Escandell et al., 1992). También son frecuentes los niveles de conglomerados y margas. Los conglomerados forman niveles masivos de

potencia métrica. Sus clastos, mayoritariamente de carbonatos jurásicos, están frecuentemente perforados por litófagos. La matriz, que también es carbonatada, suele contener bioclastos marinos. Las margas son masivas, y contienen escasos foraminíferos atribuidos al Burdigaliense. Rodríguez-Perea (1984) interpreta las calcarenitas y los conglomerados como sedimentos originados en una plataforma marina somera, con aguas bien oxigenadas, mientras que las margas representan la sedimentación en condiciones marinas más abiertas.

Las asociaciones de facies continentales y transicionales se reconocen en la Sierra de Tramuntana, hacia el NO de la isla (Fig. 1.A), donde Oliveros et al. (1960) describieron la existencia de sucesiones lacustres carbonatadas con abundantes restos de gasterópodos, ostrácodos, carófitas y una asociación de restos de macroflora que según Arènes (1951) y Arènes y Depape (1956) caracteriza un clima tropical a subtropical húmedo. Oliveros et al. (1960) atribuyen a estas secuencias lacustres una edad Burdigaliense.

En diversos puntos de la Sierra de Tramuntana se pueden observar pequeños afloramientos de brechas y lutitas de colores rojos asociados a la base de la Formación Sant Elm, lo que según Rodríguez-Perea (1984) es el resultado de la sedimentación de pequeños abanicos aluviales y deltaicos cuyos depósitos están localmente afectados por un intenso desarrollo de paleosuelos.

En otros puntos de la Sierra de Tramuntana, Wadsworth y Adams, (1989) y Mitjavila et al., (1990) señalan la existencia de rocas volcánicas interestratificadas entre los depósitos de plataforma marina de la Fm. Sant Elm. Se trata de rocas piroclásticas calcoalcalinas de tipo riódacítico originadas mediante coladas de cenizas (*ash-flow*) en condiciones subaéreas o subacuosas muy someras. La datación K-Ar de estos materiales (Mitjavila et al., 1990) indica una edad de 18,6 a 19 Ma (Burdigaliense).

Las relaciones reconocidas entre las distintas asociaciones de facies sugieren (Rodríguez-Perea, 1984; Ramos et al., 1989) la existencia de una línea de costa y una paleotopografía muy irregulares, con un relieve accidentado y donde no se reconoce una clara polaridad lateral en la sedimentación.

La Formación Turbidítica de Banyalbufar

Esta unidad fue definida para la Sierra de Tramuntana por Rodríguez-Perea (1984) y, con ligeras diferencias,

puede reconocerse en el resto de la isla. Se trata de una unidad de potencia variable que puede alcanzar hasta un máximo de 450 m hacia el NO. En la Sierra de Tramuntana su base la constituye una discordancia angular, mientras que el techo generalmente aparece truncado por cabalgamientos. En la zona central de la isla pasa concordantemente a una unidad de calcarenitas (Calcarenitas de Randa; Pomar y Rodríguez-Perea, 1983) que caracteriza la sedimentación en una plataforma marina somera. Litológicamente la Formación está predominantemente constituida por margas grises con intercalaciones centimétricas de areniscas y calcarenitas turbidíticas. También contiene niveles métricos de conglomerados, algún nivel de silixitas y, hacia la parte inferior de la sucesión, son frecuentes los olistostromas (Rodríguez-Perea, 1984). Las capas arenosas contienen marcas de base que indican paleocorrientes hacia el NNE. Su contenido fosilífero se reduce a la presencia de escasos foraminíferos, diatomeas, espículas de esponjas y silicoflagelados que caracterizan al Burdigaliense y Langhiense Inferior (Colom, 1956; González-Donoso et al., 1982). Según Rodríguez-Perea (1984), la Formación de Banyalbufar registra la sedimentación, mediante sistemas turbidíticos, en pequeños surcos o cuencas de antepaís relacionados con el emplazamiento de las láminas cabalgantes durante la formación del orógeno bético. A grandes rasgos, la unidad refleja una profundización brusca en su base, pasándose de un medio de plataforma somera en la Fm. Sant Elm a un medio profundo registrado por la Fm. Banyalbufar. La organización secuencial de ésta última muestra un ciclo profundizante-somerizante, evolucionando de turbiditas proximales en su base a turbiditas distales y sedimentos de llanura abisal. La sucesión finaliza mediante unos 130 m de calcarenitas de plataforma marina somera (Calcarenitas de Randa), sólo aflorantes en la zona central de la isla.

La zona de Sineu

La geología de los relieves de Sineu, en la zona central de Mallorca (Fig. 1.A), ha sido previamente estudiada por Darder (1925) y Escandell et al. (1992). Según estos últimos autores, la sucesión del Mioceno sinorogénico de esta zona está constituida por una unidad detrítico-carbonatada inferior (M_1) y una unidad detrítica superior (M_2) que consideran equivalentes respectivamente con las Formaciones de Sant Elm y Banyalbufar previamente descritas por Rodríguez-Perea (1984) para la Sierra de Tramuntana.

Aproximadamente unos 4 km al SE de Sineu se observa el tránsito entre ambas unidades (Figs. 1.A, B). En

este punto la sucesión Miocena está formada por unos 20 m de la Fm. Calcarenitas de Sant Elm y los 10 m basales de la Fm. Turbidítica de Banyalbufar (Fig. 2).

La Fm. Sant Elm se dispone discordantemente sobre un basamento de carbonatos cretácicos. Está predominantemente formada por calcarenitas y margas. Las calcarenitas contienen bioclastos y litoclastos carbonatados. Las margas, de color gris, son masivas y arenosas. Los 2-4 m basales de la unidad están formados por calcarenitas masivas que contienen clastos brechosos ocasionalmente perforados por litófagos. Hacia techo la unidad se hace predominantemente margosa pero contiene niveles decimétricos de calcarenitas con restos de fauna marina.

Las secuencias turbidíticas que caracterizan a la Fm Banyalbufar se superponen a las margas con calcarenitas mediante un tránsito poco definido. En relación con este tránsito, existe un tramo de margas, de unos 2 m de espesor, que contiene pisolitos ferruginosos dispersos, aunque la zona con mayor contenido en pisolitos se reduce a un intervalo de unos 20 cm (Figs. 2 y 3).

METODOLOGÍA Y MUESTREO

Se ha muestreado la totalidad del intervalo margoso que contiene pisolitos en el tránsito entre las dos formaciones, con la toma de una muestra cada 20 cm. Cada muestra ha sido disgregada mediante agitación mecánica en agua y los pisolitos y otros componentes han sido separados de la matriz margosa por tamizado. En la fracción de tamaño superior a 1 mm los pisolitos han sido separados manualmente, mientras que para la fracción de tamaño inferior a 1 mm se han separado utilizando líquidos densos (bromoformo). La totalidad de los pisolitos obtenidos en cada muestra ha sido dividida en 11 clases granulométricas que varían desde un diámetro menor de 0.25 mm a mayor de 6 mm. Para cada muestra se ha calculado el % en peso que representa la totalidad de pisolitos respecto a la muestra total y el % de cada una de las clases granulométricas.

Para llevar a cabo estudios morfométricos y composicionales se han obtenido, previa inclusión en resina de poliéster, láminas delgadas y probetas metalográficas de cada una de las diferentes fracciones granulométricas de las distintas muestras. Una parte de la muestra se ha reservado para difracción de RX, observaciones en el microscopio electrónico de barrido (SEM) y para el análisis puntual mediante energía dispersada de RX (EDS).

Sobre una parte de la muestra original, previamente a cualquier tratamiento, se han obtenido tres agregados orientados (normal, glicolado y calcinado) de la fracción < 2 µm para cada una de las muestras, con el fin de realizar difractogramas de RX para la determinación de los minerales de las arcillas presentes en la matriz margosa.

RESULTADOS

Los pisolitos ferruginosos

El contenido en pisolitos de cada una de las muestras y su distribución por tamaños se indica en la tabla 1 y se ha representado gráficamente en la figura 3. Todas las muestras, excepto una, contienen pisolitos, pero sólo cuatro de ellas (PN-7, 8, 9 y 11) contienen cantidades significativas, concentrándose la mayor parte de éstos en una sola muestra (PN-9). En el resto de las muestras el contenido es muy escaso (Fig. 3.A).

Los pisolitos son esféricos o subsféricos (Fig. 4) en función de su diámetro, presentando mayor esfericidad los de mayor tamaño. Su diámetro varía desde menos de 0.25 hasta más de 6 mm por lo que, estrictamente hablando, se trata tanto de oolitos como de pisolitos (Young, 1989a). Sin embargo, el hecho de que los tamaños más frecuentes sean superiores a los 2 mm, hace que de manera general hablemos de pisolitos en este trabajo. Las muestras con mayor contenido total en pisolitos son, a su vez, las que contienen los de mayor tamaño (Fig. 3.B).

Internamente los pisolitos están constituidos por envueltas desarrolladas alrededor de un núcleo de naturaleza y geometría variable. El núcleo presenta dos orígenes principales: a partir de gránulos de óxidos e hidróxidos de hierro (Fig. 4.A) o bien a partir de fragmentos de pisolitos preexistentes (Fig. 4.B). En este último caso se observa cómo en primer lugar se dispone una capa amorfa y relativamente más gruesa de óxido o hidróxido de hierro que adquiere una forma subsférica y sobre la que posteriormente precipitan las sucesivas envueltas concéntricas. La esfericidad se mantiene elevada a pesar de la naturaleza o forma del núcleo sobre el que se desarrollan las envueltas.

Las envueltas tienen espesores inferiores a 100 µm. Presentan diferencias tanto texturales como de coloración, alternándose conjuntos de envueltas que forman capas con textura reticular y color negro con otras de color anaranjado oscuro y textura laminar (Fig. 4.C). En ocasiones se observa que los pisolitos han sufrido etapas de

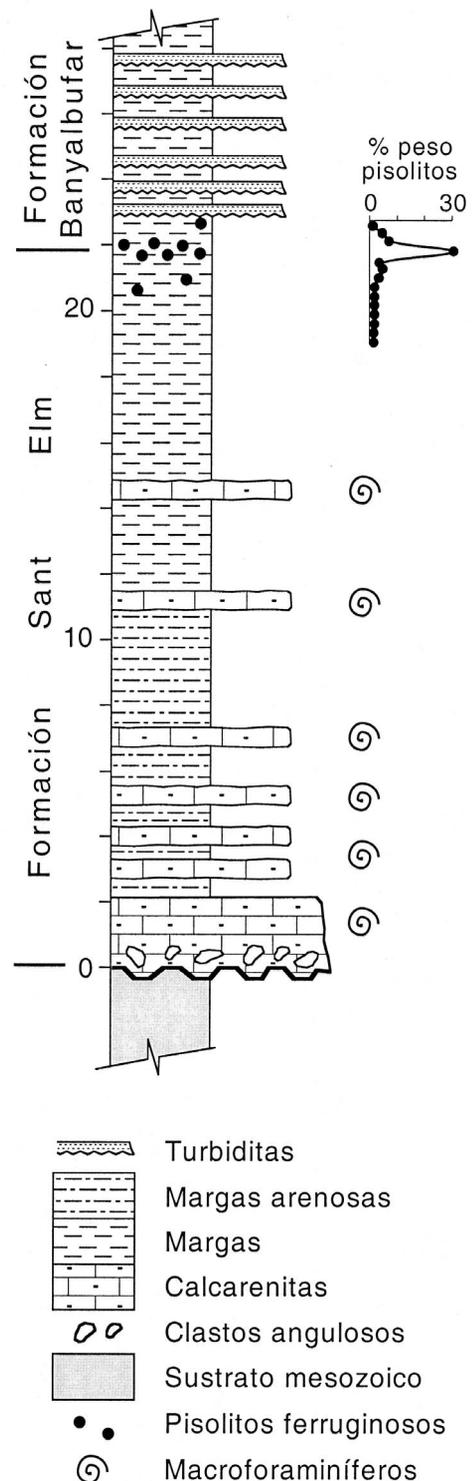


Figura 2. Sucesión estratigráfica estudiada del Mioceno Inferior-Medio en la zona de Sineu. Ver posición en figura 1.B.

Figure 2. Stratigraphical section of the Early-Middle Miocene of the Sineu area. See location in figure 1.B.

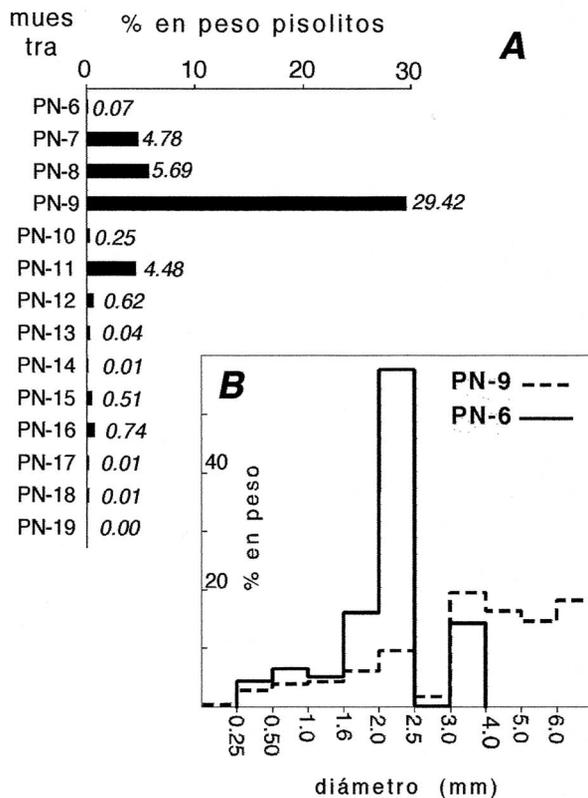


Figura 3. Distribución de los pisolitos. A, % en peso total de cada muestra. B, distribución granulométrica para dos muestras representativas (PN-6 y PN-9).

Figure 3. Pisolite distribution. A, % wt. in each studied sample. B, Pisolite size distribution for samples PN-6 and PN-9.

no precipitación y de erosión, que son seguidas de otras donde nuevamente se produjo la precipitación de hidróxido de hierro (Fig. 4.D).

El estudio de los pisolitos mediante SEM y su análisis mediante microsonda ha permitido observar las características y composición de las distintas capas, habiéndose estudiado por separado los diferentes tamaños por si existiese alguna diferencia composicional, textural o de cualquier otro tipo en función de su diámetro.

El difractograma de RX sobre pisolito total muestra que mineralógicamente éstos están constituidos casi exclusivamente por goethita y, en los pisolitos de mayor tamaño, también se detecta la presencia de calcita. La superficie de las envueltas de goethita muestran una textura botrioidal (Fig. 4.E). La calcita forma cristales esparíti-

cos a microesparíticos que constituyen envueltas que alternan con las de goethita en los pisolitos de mayor tamaño (Fig. 4.F), no estando presente en los de tamaño menor.

Se han elaborado mapas de distribución elemental para el Si, Al, Ca y Fe (Fig. 5). En éstos se observa que la calcita, cuando está presente, forma envueltas que se intercalan entre las de goethita.

No se ha observado ningún tipo de texturas que indiquen reemplazamientos diagenéticos, por lo que consideramos la composición mineralógica de los pisolitos como primaria.

Mineralogía de las arcillas

El estudio de los agregados orientados de la fracción $<2\mu\text{m}$ de las margas que acompañan a los pisolitos ha permitido determinar que, en general, todas las muestras presentan una composición similar. El mineral más abundante es la calcita, mientras que los minerales típicamente terrígenos, como el cuarzo y algunas arcillas, resultan francamente escasos. Dentro del campo de las arcillas, el mineral dominante es la caolinita, mientras que la illita está presente en cantidades muy inferiores. Algunas muestras también contienen pequeñas cantidades de interstratificados expandibles.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En las últimas décadas numerosos trabajos han tratado de precisar los contextos en los que se generaron este tipo de depósitos, poniendo de manifiesto la existencia de una serie de características más o menos comunes. Así, mientras que para algunos autores su origen es controvertido (Gygi, 1981), la mayoría relacionan los oolitos ferruginosos con plataformas marinas someras (Talbot, 1974; Allen et al., 1979; Trumpy, 1980; Van Houten y Bhattacharyya, 1982; Van Houten y Purucker, 1984; Simonson, 1985; Gehring, 1985 y 1989; Kimberley, 1989a; Young, 1989b; Burkhalter, 1995; Heikoop et al., 1996) y en algunos casos, con ambientes lacustres someros (Lemoalle y Dupont, 1973). En el caso de las plataformas marinas, generalmente se relacionan con bajas tasas de aporte de sedimento terrígeno (Harder, 1989).

Por otra parte, la presencia de oolitos ferruginosos también ha sido frecuentemente relacionada con transgresiones o regresiones marinas (Hallam y Bradshaw,

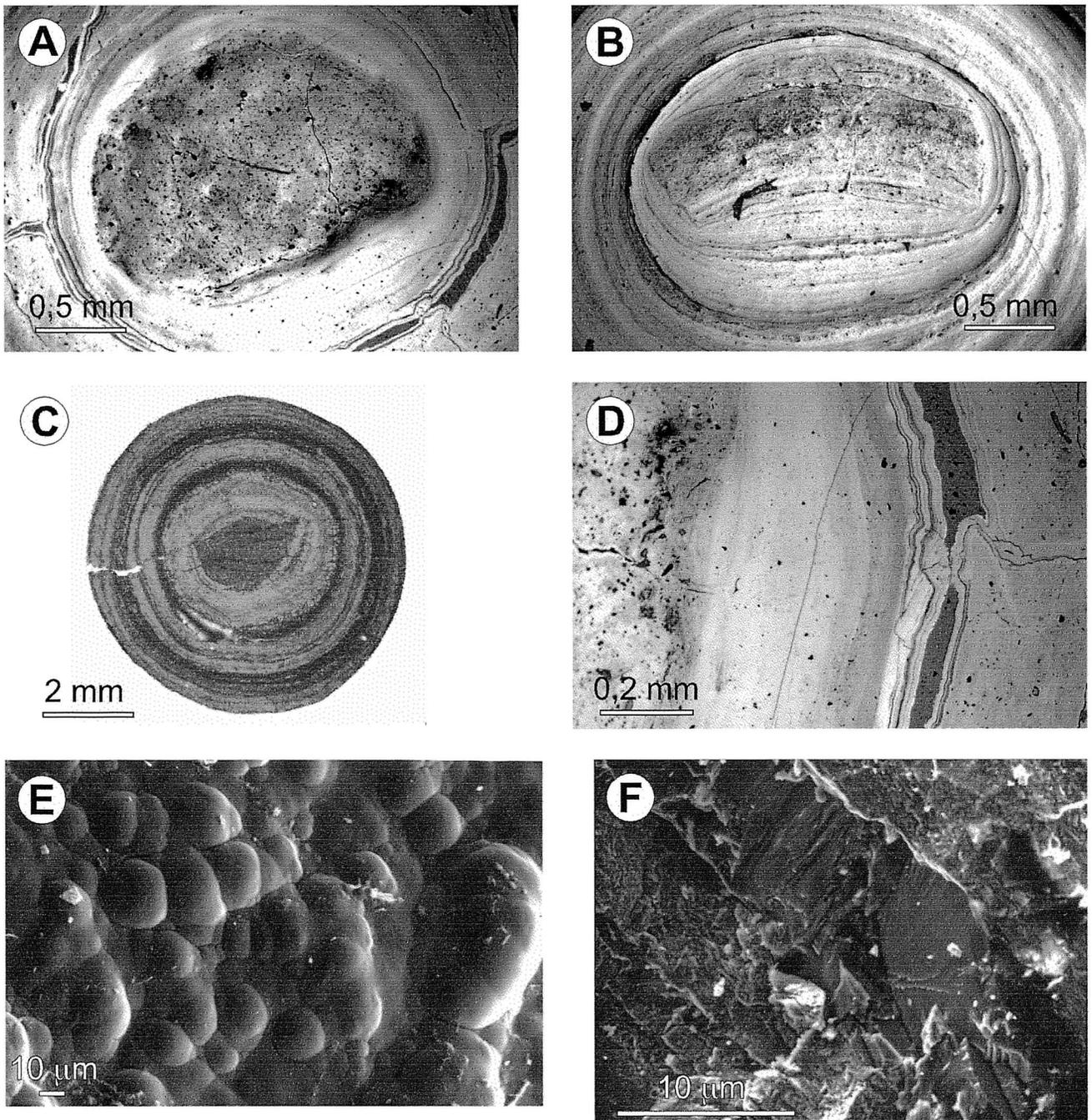


Figura 4. A. Detalle de un pisolito nucleado a partir de un grómulo de hidróxido de hierro. B. Detalle de un pisolito nucleado a partir de un fragmento de pisolito preexistente. C. Los pisolitos presentan una elevada esfericidad, y están constituidos por envueltas delgadas y concéntricas de óxidos e hidróxidos de hierro con diferentes texturas y coloración. D. Detalle de una superficie erosiva afectando a una envuelta pisolítica sobre la que posteriormente continúa produciéndose la precipitación. E. Imagen SEM de la textura botrioidal de una envuelta de goethita. F. Imagen SEM de la textura de una envuelta de calcita microesparítica.

Figure 4. A. Pisolite coating a clot of iron hydroxide nucleus. B. Pisolite coating a previous pisolite fragment nucleus. C. Pisolites are highly spherical and are made of thin concentric laminae of iron oxide or hydroxides showing two kinds of textures. D. Erosive surface cutting a pisolite lamina followed by regular pisolite growth. E. SEM image of the botrioidal texture of a goethite laminae. F. SEM image showing the microsparitic texture of a calcite laminae.

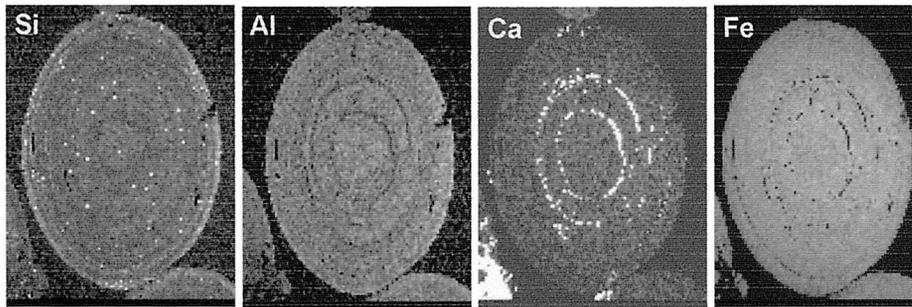


Figura 5. Mapas de distribución elemental de Si, Al, Ca y Fe en un pisolito de diámetro mayor de 6 mm.

Figure 5. Si, Al, Ca and Fe elemental mapping in a pisolite longer than 6 mm in diameter.

1979; Van Houten y Purucker, 1984; Young, 1989a; 1989b; Simonson y Hassler, 1996), y algunos trabajos se han centrado en la discusión sobre el posible significado que los oolitos ferruginosos (o de una manera más general, la precipitación de óxidos de hierro), pueden tener desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial (Bayer, 1989; Burkhalter, 1995; Rufell y Wach, 1998). Al-

gunos autores sitúan los niveles de oolitos ferruginosos a techo de las secuencias de somerización acumuladas durante un estadio de bajo nivel del mar (Hallan y Bradshw, 1979; Bayer et al., 1985; Teyssen, 1989), mientras que otros (Van Houten y Purucker, 1984; McGhee y Bayer, 1985; Dreesen, 1989; Gehring, 1989; Young, 1989a; 1993) localizan los oolitos ferruginosos en la superficie

Tabla 1. % en peso total y su distribución en las distintas clases granulométricas de los pisolitos contenidos en las muestra estudiadas. Los valores numéricos de la columna “% total pisolitos” se representan gráficamente en la figura 3.A. El tamaño de los pisolitos está expresado en mm.

Table 1. Total % wt. and size distribution of the studied pisolite samples. The numerical values showed in column “% total pisolitos” is drawn in figure 3.A. Pisolite size in mm.

| Muestra | < .25 | .25-.50 | .50-1.0 | 1.0-1.6 | 1.6-2.0 | 2.0-2.5 | 2.5-3.0 | 3.0-4.0 | 4.0-5.0 | 5.0-6.0 | > 6.0 | % total pisolitos |
|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|-------------------|
| PN-6 | | 0.0003 | 0.0044 | 0.0035 | 0.0110 | 0.0396 | | 0.0097 | | | | 0.07 |
| PN-7 | | 0.2348 | 0.2993 | 0.2659 | 0.2786 | 0.3636 | 0.0951 | 0.8287 | 0.9729 | 0.6600 | 0.7847 | 4.78 |
| PN-8 | 0.0018 | 0.2894 | 0.3714 | 0.3506 | 0.4793 | 0.6051 | 0.1526 | 1.0219 | 1.0094 | 0.7395 | 0.6625 | 5.69 |
| PN-9 | 0.0217 | 0.8368 | 1.1281 | 1.2613 | 1.8168 | 2.7946 | 0.5449 | 5.7501 | 5.6291 | 4.3094 | 5.3285 | 29.42 |
| PN-10 | 0.0004 | 0.0328 | 0.0402 | 0.1112 | 0.0136 | | 0.0176 | 0.0300 | | | | 0.25 |
| PN-11 | 0.0036 | 0.1760 | 0.2334 | 0.2514 | 0.4018 | 0.1705 | 0.6420 | 1.0962 | 1.1005 | 0.2241 | 0.1817 | 4.48 |
| PN-12 | 0.0015 | 0.0454 | 0.0474 | 0.0472 | 0.0566 | 0.0567 | | 0.1143 | 0.2103 | 0.0417 | | 0.62 |
| PN-13 | 0.0004 | 0.0079 | 0.0078 | 0.0094 | 0.0019 | 0.0017 | | | 0.0177 | | | 0.04 |
| PN-14 | 0.0001 | 0.0020 | 0.0022 | 0.0023 | 0.0020 | | | | | | | 0.01 |
| PN-15 | 0.0004 | 0.0308 | 0.0387 | 0.0176 | 0.0437 | 0.0035 | | 0.0384 | 0.3414 | | | 0.51 |
| PN-16 | 0.0004 | 0.0490 | 0.0705 | 0.0533 | 0.0675 | 0.0862 | 0.0262 | 0.0432 | 0.2137 | | 0.1351 | 0.74 |
| PN-17 | | 0.0009 | 0.0015 | 0.0015 | 0.0020 | | | | | | | 0.01 |
| PN-18 | | 0.0004 | 0.0002 | 0.0002 | | | | | 0.0113 | | | 0.01 |
| PN-19 | | | | | | | | | | | | 0.00 |

de máxima inundación (“*maximum flooding surface*”) o su equivalente lateral, la sección condensada, en relación con un estadio de alto nivel del mar. Finalmente, otros autores también relacionan la presencia de oolitos ferruginosos con cambios ambientales locales, independientemente de las fluctuaciones del nivel del mar (James y Van Houten, 1979; Young, 1989a).

Una consideración final resulta del hecho de que, para que pueda producirse una precipitación generalizada de hierro, es necesario su aporte en cantidades suficientes al medio sedimentario.

Por todo lo expuesto, la existencia de niveles de oolitos ferruginosos en una sucesión marina es un elemento que podría ser utilizado como indicativo de, al menos, dos aspectos principales: 1) como un elemento significativo en la reconstrucción paleoambiental, ya que el episodio de generación de los oolitos ferruginosos debió de producirse en un medio oxidante caracterizado por una elevada disponibilidad de hierro; y 2) como un elemento en el análisis paleogeográfico que podría corresponderse con el máximo transgresivo marino dentro de la evolución paleogeográfica de la cuenca, así como un elemento para la subdivisión secuencial del registro estratigráfico en el caso de que estos niveles puedan correlacionarse con la superficie de condensación.

El ambiente deposicional y la fuente del hierro

Son numerosos los trabajos que se refieren a los oolitos y pisolitos ferruginosos como componentes generados en un medio con suficiente energía como para mantener una removilización constante de las partículas sobre el fondo marino. Así, por ejemplo, los oolitos ferruginosos del Jurásico Medio y Superior del norte de Suiza se asocian a facies de plataforma marina somera con evidencias de la acción del oleaje (Trumpy, 1980). Dreesen (1989) considera que los oolitos ferruginosos Devónicos del Macizo Renano se generaron bajo la acción del oleaje, y muchos otros autores (Talbot, 1974; Gygi, 1981; Kimberley, 1989b; Burkhalter, 1995; Heikoop et al., 1996; Einsele, 2000) atribuyen unas condiciones hidrodinámicas similares a ejemplos tanto fósiles como actuales.

La elevada esfericidad de los pisolitos estudiados, la marcada regularidad y concetricidad de sus envueltas, y la observación de superficies de erosión afectando a alguna de estas envueltas y que posteriormente han sido recubiertas por otras que se adaptan y muestran conti-

nuidad, son características que también sugieren la existencia de unas condiciones de elevada energía en el medio donde se generaron los pisolitos ferruginosos de Mallorca.

Sin embargo, debe hacerse notar que, en afloramiento, los pisolitos no se presentan directamente relacionados con las calcarenitas, sino entre margas masivas donde no se observa ningún tipo de estructuras tractivas. Este hecho sugiere que los pisolitos fueron transportados desde la zona de su formación, en la plataforma somera, hasta zonas más profundas de la plataforma. La fábrica del depósito, la nula segregación granulométrica de sus componentes y la ausencia de cualquier tipo de estructuras tractivas sugieren la posibilidad de un transporte de los pisolitos mediante flujos masivos gravitacionales, similares a los que, en otros afloramientos, se han observado asociados a la base de la Fm. Banyalbufar. Sin embargo, las condiciones de afloramiento no permiten mayores precisiones acerca del proceso mediante el cual los pisolitos fueron transportados desde las zonas más someras de la plataforma hacia las más profundas.

El medio donde se formaron los pisolitos debía de ser al mismo tiempo oxidante, de tal manera que permitiese la precipitación de Fe^{3+} que generalmente es aportado como Fe^{2+} en forma coloidal mediante complejos orgánicos enriquecidos en oxihidratos de hierro (Harder, 1989); según este último autor, el potencial redox (Eh) del medio controlará la mineralogía de los oolitos que se originen, dominando la formación de óxidos e hidróxidos de hierro (hematites y goethita) en los formados en medios oxidantes, mientras que en medios reductores predominarán los silicatos y carbonatos (berthierita, chamosita, siderita).

En base a sus características morfológicas, texturales y mineralógicas, podemos inferir que los pisolitos ferruginosos del Mioceno de Mallorca se generaron en una plataforma marina somera de aguas bien agitadas y oxigenadas. Esta caracterización paleoambiental es totalmente congruente con la interpretación que, de una manera más general, es propuesta por Rodríguez-Perea (1984) para la Fm. de Calcarenitas de Sant Elm a partir del análisis de sus facies. Para este autor, la elevada contribución de los componentes carbonáticos y bioclásticos, la naturaleza de los mismos, y sobre todo, el desarrollo generalizado de parches arrecifales coralinos indican que se trataba de una plataforma marina somera cuyas condiciones hidrodinámicas permitían una removilización permanente de las partículas y una buena oxigenación de sus aguas.

Para que pudiera generarse un nivel de oolitos o pisolitos ferruginosos, además de darse las condiciones paleoambientales adecuadas, fue necesario un aporte de hierro, en cantidades suficientes, al medio sedimentario. Los principales mecanismos que se proponen en la literatura para producir este aporte de hierro son: 1) por lixiviación intensa de suelos lateríticos en un medio continental, 2) en relación con hidrotermalismo, y 3) en asociación a la existencia de volcanismo (Dreesen, 1989; Harder, 1989; Young, 1989a; Einsele, 2000).

En áreas continentales de bajas latitudes y condiciones climáticas adecuadas para el desarrollo de una importante cobertura vegetal, se suelen producir suelos bien desarrollados que pueden actuar como una importante fuente en el suministro de hierro. El medio de transporte de este hierro hasta la cuenca donde se generen los oolitos suele ser: a) la red fluvial de drenaje, que suele transportar coloides de complejos orgánicos enriquecidos en oxihidratos de hierro, de sílice y, en menor medida, de alúmina; o b) cuando se produce una transgresión y una lámina de agua marina recubre y removiliza amplias zonas de tierras bajas con abundantes suelos lateríticos.

En este sentido, cabe remarcar que entre las sucesiones continentales burdigalienses reconocidas desde antiguo en la zona norte de Mallorca (ver una síntesis en Oliveros et al., 1960) se ha reconocido una abundante paleofitoasociación con predominio de formas pertenecientes a los géneros *Persea*, *Zanthoxylum*, *Phoenix*, *Myrica*, *Machilus*, *Leucothoe* y *Protea*, lo que caracteriza un clima subtropical húmedo, comparable al clima actual de las Antillas, Florida o Indochina (Arènes, 1951; Arènes y Depape, 1956). En estas condiciones, el desarrollo de suelos muy evolucionados y depósitos lateríticos resulta relativamente habitual.

Por otra parte, la mineralogía de las arcillas de la fracción detrítica fina (margas) que acompaña a los pisolitos de Mallorca pone de manifiesto dos puntos importantes: 1º) que los componentes siliciclásticos (cuarzo y arcillas detríticas) son minoritarios frente a los componentes químicos (calcita tamaño micrita) y, 2º) que dentro de los minerales de las arcillas el más abundante es la caolinita, la illita resulta una arcilla muy escasa y la esmectita está ausente.

En general, se considera que una hidrólisis intensa desarrollada en condiciones climáticas de elevadas temperatura y pluviosidad y afectando a rocas volcánicas ricas en feldespatos y otros silicatos tiende a formar depósitos residuales y lateríticos cuyo mineral de las arcillas

más característico es la caolinita, que suele estar presente en cantidades significativas, mientras que las mismas condiciones climáticas pero en contextos más alcalinos (p.e. meteorizando rocas carbonatadas) favorece la formación de esmectita o montmorillonita (Chamley, 1989).

Resulta significativo que, en las secuencias sedimentarias paleógenas continentales y marinas de Mallorca (que fueron depositadas en condiciones paleoclimáticas con intensa meteorización, similares a las del Mioceno), la esmectita sea un mineral muy frecuente, asociado a la caolinita (Inglés y Ramos Guerrero, 1995). Esta frecuente presencia de la esmectita pudo ser consecuencia de las condiciones de mayor alcalinidad del medio, asociadas a áreas fuente exclusivamente carbonatadas.

El segundo contexto en el que puede producirse un aporte importante de hierro es en relación con el vulcanismo. En este caso, el aporte puede ser: a) a partir de la alteración de los inestables materiales volcánicos (rocas, cenizas, etc.), generalmente con elevados contenidos en hierro, o b) mediante un aporte directo a través de aguas hidrotermales ricas en hierro. En las proximidades de áreas con vulcanismo reciente se suelen producir aguas ricas en hierro que, cuando son de baja temperatura, suelen contener ácido carbónico y resultan ligeramente ácidas, y al oxidarse, suelen precipitar hidróxidos de Fe.

La formación de oolitos ferruginosos a partir de hierro cuya procedencia se asocia a procesos volcánicos es el caso más frecuente en los ejemplos Paleozoicos, pero también se conocen ejemplos Mesozoicos e incluso actuales. Heikoop et al. (1996) describen la formación actual de oolitos ferruginosos en un medio marino somero relacionado con vulcanismo en el atolón de Mahengetang, en Indonesia. Según estos autores, en la plataforma marina somera que franjea una isla de origen volcánico, se originan oolitos formados por la precipitación de capas concéntricas de limonita y sílice amorfa, cuyo aporte elemental relacionan con la expulsión de fluidos hidrotermales y gas a través de la interfase agua-sedimento.

En el Mioceno de Mallorca, Wadsworth y Adams (1989) y Mitjavila et al. (1990) han puesto de manifiesto que la plataforma marina donde se acumuló la Fm. Calcarenítica de Sant Elm estuvo en conexión directa con edificios volcánicos. En tal caso, resulta plausible el aporte de hierro al medio marino mediante hidrotermalismo asociado al episodio volcánico y/o por la rápida meteorización química de las rocas volcánicas recién generadas, especialmente inestables en un clima caracterizado por elevadas temperatura y pluviosidad.

Contexto paleogeográfico y posición estratigráfica

Son numerosos los trabajos que consideran que los niveles de oolitos ferruginosos se originan en contextos de baja tasa de aporte de sedimento terrígeno y un estadio alto del nivel del mar (p.e.: Van Houten y Purucker, 1984; McGhee y Bayer, 1985; Bayer, 1989; Dreesen, 1989; Gehring, 1989; Young, 1989a; 1993; Burkhalter, 1995; Rufell y Wach, 1998). En el caso del Mioceno de Mallorca, el nivel de pisolitos ferruginosos se localiza en el límite entre las Formaciones Sant Elm y Banyalbufar, en una posición estratigráfica similar a las anteriormente descritas. La Fm. Sant Elm registra una transgresión marina sobre un sustrato Cretácico, instalándose una plataforma marina somera que progresivamente tiende a condiciones de mayor profundidad. Este incremento de la paleobatimetría es progresivo al principio, con predominio de las facies calcareníticas, y posteriormente se incrementa de manera rápida, con predominio de las facies margosas hacia techo de la unidad, hasta el inicio de la sedimentación turbidítica. En este contexto, el nivel de pisolitos parece correlacionarse con los estadios de máxima profundidad y, probablemente, extensión de la plataforma marina.

A medida que evolucionaba el emplazamiento del orógeno Bético se originaban, mediante el hundimiento flexural de la corteza, los surcos de antepaís donde se acumularon los depósitos turbidíticos de la Fm. Banyalbufar. Este hundimiento se produjo de manera rápida, afectando a la plataforma marina donde se sedimentaban los materiales de la Fm. Sant Elm que al mismo tiempo se extendían hacia el norte. Como consecuencia de la profundización de los surcos y de la coetánea extensión de la plataforma marina hacia el norte, se formaban oolitos y pisolitos ferruginosos en las zonas más someras y agitadas de la plataforma. Estos componentes fueron posteriormente transportados hacia zonas más profundas donde, al mismo tiempo, se producía un cambio en la sedimentación, iniciándose la acumulación de los depósitos turbidíticos procedentes del sur que constituyen la Fm. de Banyalbufar. En la sucesión estudiada, la primera secuencia turbidítica se registra inmediatamente después del nivel de pisolitos.

A modo de conclusión, podemos establecer que los pisolitos ferruginosos de Mallorca se produjeron en una plataforma marina somera, sometida a la acción del oleaje y con aguas bien oxigenadas. Las posibles fuentes del hierro fueron principalmente dos: el vulcanismo Burdigaliense que se desarrolló en la zona y la removilización de paleosuelos bien desarrollados al producirse la trans-

gresión marina. Los pisolitos ocupan una posición estratigráfica que se relacionaría con el máximo transgresivo de la plataforma marina hacia el norte y con el inicio de la sedimentación turbidítica en surcos localizados más hacia el sur.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. A. Rodríguez-Perea su ayuda en el trabajo de campo durante nuestra estancia en Mallorca y el apoyo de los Servicios Científico-Técnicos de la U.B. Este trabajo ha sido financiado mediante los proyectos CAICYT nº PB97-0882-C03-01 y CIRIT nº 1999-SGR-00064.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, G.P., Laurier, D., Thouvenin, J., 1979. Etude sedimentologique du delta de la Mahakam. Notes et Mémoires nº 25, Compagnie Française des Pétroles, 156 pp.
- Anglada, E., Serra-Kiel, J., 1986. El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del macizo de Randa. Boletín Geológico y Minero, 97, 580-589.
- Arènes, J., 1951. Contribution a l'étude de la flore fossile burdigalienne des Baléares. Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geología), 49, 73-86.
- Arènes, J., Depape, G., 1956. La flore burdigalienne des iles Baléares (Majorque). Revue Générale de Botanique, 63, 347-390.
- Bayer, U., 1989. Stratigraphic and environmental patterns of ironstone deposits. In T.P. Young, W.E. Taylor (eds.). Phanerozoic ironstones. Geological Society Spec. Publ., 46, 105-117.
- Bayer, U., Altheimer, E., Deutschle, W., 1985. Environmental evolution in shallow epicontinental seas: sedimentary cycles and bed formation. In U. Bayer, A. Seilacher (eds.). Sedimentary and evolutionary Cycles, Springer, 347-381.
- Burkhalter, R.M., 1995. Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). Sedimentology, 42, 57-74.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Berlin, Springer-Verlag, 623 pp.
- Colom, G., 1956. Los foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca. Memorias Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, 38, 1-40.
- Darder, B., 1925. Estudio geológico de los alrededores de Sineu y del Puig de Sant Onofre (Región central de Mallorca). Trabajos Museo Nacional. Ciencias Naturales Ser. Geol., 34, 1-80.
- Dreesen, R., 1989. Oolitic ironstones as even-stratigraphical marker beds within the Upper Devonian of the Ardenno-Rhenish

- Massif. In T.P. Young, W.E.G. Taylor (eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Spec. Publ. n° 46, 65-78.
- Insele, G., 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Berlin, Springer Verlag, 792 pp.
- Escandell, B., Moragues, L., Ramos, E., 1992. Geología de los alrededores de Sineu-Sant Joan: Zona central de la isla de Mallorca (Mediterráneo Occidental). *Boletín Geológico y Minero*, 103, 623-642.
- Gehring, A.U., 1989. The formation of goethitic ooids in condensed Jurassic deposits in northern Switzerland. In T.P. Young, W.E.G. Taylor (eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Spec. Publ. n° 46, 133-139.
- Gelabert, B., 1998. La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca. *Memorias del IGME*, Madrid, 129 pp.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Pascual, I., Serrano, F., 1982. Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno Inferior de Es Port d'es Canonge y de Randa (Mallorca). *Boletín Sociedad Historia Natural Balears*, 26, 229-232.
- Gygi, R.A., 1981. Oolitic iron formations: marine or not marine?. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 74, 233-254.
- Hallam, A., Bradshaw, M.J., 1979. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. *Journal Geological Society, London*, 136, 157-164.
- Harder, H., 1989. Mineral genesis in ironstones: a model based upon laboratory experiments and petrographic observations. In T.P. Young, W.E.G. Taylor (eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Spec. Publ. n° 46, 9-18.
- Heikoop, J.M., Tsujita, C.J., Risk, M.J., Tomascik, T., Mah, A.J., 1996. Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia. *Geology*, 24, 759-762.
- Inglés, M., Ramos-Guerrero, E., 1995. Sedimentological control on the clay mineral distribution in the marine and non-marine Palaeogene deposits of Mallorca (Western Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 94, 229-243.
- James, H.E., Van Houten, F.B., 1979. Miocene goethitic and chamositic oolites, northeastern Colombia. *Sedimentology*, 26, 125-133.
- Kimberley, M.M., 1989a. Nomenclature for iron formations. *Ore Geology Reviews*, 5, 1-12.
- Kimberley, M.M., 1989b. Exhalative origins of iron formations. *Ore Geology Reviews*, 5, 13-145.
- Lemoalle, J., Dupont, B., 1973. Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa). In G.C. Amstutz, A.J. Bernard (eds.). *Ores in sediments*. Springer-Verlag, 167-178.
- McGhee, G.R., Bayer, U., 1985. The local signature of sea-level changes. In U. Bayer, A. Seilacher (eds.). *Sedimentary and Evolutionary Cycles*. Lecture Notes in Earth Sciences, 1, Springer-Verlag, 98-112.
- Mitjavila, J.; Ramos, E., Martí, J., 1990. Les ignimbrites del Puig de l'Ofre (Serra de Tramuntana, Mallorca): Nouvelles précisions géologiques sur leur position et datation radiométrique. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences Paris*, 311, 687-692.
- Oliveros, J.M., Escandell, B., Colom, G., 1960. El Burdigaliense superior salubre-lacustre en Mallorca. *Memorias del IGME*, 61, 265-348.
- Pomar, L., Rodríguez-Perea, A., 1983. El Mioceno de Randa. In L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornós, A. Rodríguez-Perea (eds.). *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, 115-137.
- Ramos, E., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F. Serra-Kiel, J., 1989. Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta*, Paris, 3, 53-72.
- Rodríguez-Perea, A., 1984. El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. *Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona. 532 pp.
- Rufell, A., Wach, G., 1998. Firmgrounds – key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle of Wight (southern England). *Sedimentology*, 45, 91-107.
- Sàbat, F., Muñoz, J.A., Santanach, P., 1988. Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geologische Rundschau*, 77, 529-538.
- Simonson, B.M., 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 244-252.
- Simonson, B.M., Hassler, S.W., 1996. Was the deposition of large Precambrian Iron Formations linked to major marine transgressions?. *Journal of Geology*, 104, 665-676.
- Talbot, M.R., 1974. Ironstones in the Upper Oxfordian of southern England. *Sedimentology*, 21, 433-450.
- Teyssen, T., 1989. A depositional model for the Minette ironstones (Luxemburg and France). In T.P. Young, W.E. Taylor (eds.). *Phanerozoic ironstones*. Geological Society Spec. Publ., 46, 79-92.
- Trumpy, R., 1980. *Geology of Switzerland, Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*. Basel, Wepf & Co.
- Van Houten, F.B., Bhattacharyya, D.P., 1982. Phanerozoic oolitic ironstones -geologic record and facies model. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 10, 441-457.
- Van Houten, F.B., Purucker, M.E., 1984. Glauconitic peloids and chamositic ooids-favourable factors, constraints and problems. *Earth-Science Reviews*, 20, 211-243.
- Wadsworth, W.J., Adams, A.E., 1989. Miocene volcanic rocks from Mallorca. *Proceedings Geological Association*, 100, 107-112.
- Young, T.P., 1989a. Phanerozoic ironstones: an introduction and review. In T.P. Young, W.E.G. Taylor (eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Spec. Publ. n° 46, ix-xxv.
- Young, T.P., 1989b. Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf

ironstones of western Europe. In T.P. Young, W.E.G. Taylor (eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Spec. Publ. n° 46, 51-63.

Young, T.P., 1993. Sedimentary iron ores. In R.A.D. Patrick, D.A. Polya (eds.). *Mineralization in the British Isles*, Chapman and Hall, 446-489.