



Paléontologie générale, systématique et évolution (Micropaléontologie)

Apport de la micropaléontologie, spécialement du nannoplancton, à la connaissance de l'évolution géologique au Miocène de l'île d'Eivissa (Ibiza, Baléares, Espagne)

Contribution of micropaleontology (especially nannofossils) to reconstruct the Miocene geological evolution of the island of Eivissa (Ibiza, Balearic Islands, Spain)

Yves Rangheard^a, Carla Müller^b, Michel Durand-Delga^{c,*}

^a 25, rue de la Faye, 25770 Serre-les-Sapins, France

^b 6 bis, rue Haute, 92500 Rueil-Malmaison, France

^c La Pélisserie, 81150 Florentin, France

INFO ARTICLE

Historique de l'article :

Reçu le 19 janvier 2010

Accepté après révision 1^{er} juin 2011

Disponible sur internet le 9 septembre 2011

Présenté par Philippe Taquet

À la mémoire de Jean Magné et de Hugues Feinberg.

Mots clés :

Baléares

Eivissa (Ibiza)

Formation de la Cala d'Hort
(Burdigalien-Langhien inférieur)

Formation de Cap Jueu
(Langhien-?Serravallien)

Biostratigraphie

Séquences sédimentaires

Évolution tectonique

Keywords:

Balearic Islands

Eivissa (Ibiza)

Cala d'Hort Formation (Burdigalian-Early
Langhian)

RÉSUMÉ

La succession sédimentaire (Formation de la Cala d'Hort) reposant en discordance sur divers termes du Mésozoïque d'Eivissa et impliquée dans l'empilement d'écailles de l'île, est datée du Burdigalien supérieur-Langhien (NN3 à NN5). Elle ne dépasse pas la biozone à *Praeorbulines* (N8) du Langhien inférieur. La formation de Cap Jueu, saumâtre à continentale, elle aussi impliquée dans les écailles, la surmonte. La présence d'Aquitainien est mise en doute, sur arguments micropaléontologiques. Les « klippes sédimentaires » qui auraient justifié l'existence d'une « avant-fosse langhienne » sont interprétées comme des écailles tectoniques. Les « séquences sédimentaires » miocènes définies dans le domaine baléaire sont discutées, du Prébétique d'Alicante à Majorque en passant par Eivissa.

© 2011 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

ABSTRACT

Late Burdigalian to Langhian series (nannoplankton zones NN3 to NN5) are overlying unconformably, or are imbricated with Mesozoic strata of different ages. A description of the marine Cala d'Hort formation is given, which is overlain by the brackish to continental Cape Jueu formation. Based on micropaleontological studies, the presence of Aquitanian is

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : jddelga@wanadoo.fr (M. Durand-Delga).

doubtful. The interpretation of a “Langhian fore-deep” with “sedimentary klippen” is discussed. A comparison of the sedimentary sequences and biostratigraphy between Eivissa (Ibiza), the eastern Pre-Betics and Majorca is given.

© 2011 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

Abridged English version

Investigation of the Miocene series of Eivissa, located between Betic Cordillera and Majorca (Fig. 1), allowed one to reconstruct the evolution of the Balearic Promontory at the time when the Valencia Basin was formed in the North. At the same time, opening of the North Algerian oceanic basin started to the south (Fontboté et al., 1990; Mauffret, 1979; Maillard et al., 1992).

General geological setting

Strata of different Mesozoic ages are overlain by Early Miocene sediments in the island of Eivissa (Fig. 1). Age determination of these sediments was firstly based on the presence of *Clypeaster* (Fallot, 1922). Then more precise datings were obtained by planktonic foraminifers (Colom et al., 1970). The Mesozoic and Miocene series are implicated (Fig. 2) in the three main northwest vergent thrust sheets (Fallot, 1922; Haanstra, 1935; Spiker, 1935). More recent results (Rangheard, 1971, 1984) are based on detailed mapping (Rangheard, 1979). Certain authors proposed a new interpretation. They asserted the presence of Aquitanian olistostromes and the existence of a Langhian foredeep with huge olistolites (Chauve et al., 1982; Fourcade et al., 1982). In addition, a correlation (Barón et al., 2004; Fornós et al., 2002) of the sedimentary sequences (Alvaro et al., 1984; Ramos-Guerrero et al., 1989) of Eivissa and Majorca was made. Our re-examination of the most discussed parts of Eivissa allowed new more precise datings obtained by planktonic foraminifers (Berggren et al., 1995) and calcareous nannofossils (Martini, 1970; Müller, 1979).

Miocene syn-orogenic sedimentation

The open-marine Cala d'Hort Formation has a thickness of 500 m in the type of section (Fig. 3). The main facies are:

- conglomerates at the base of the formation;
- microbreccias with Mesozoic components, sometimes rhythmically intercalated within;
- calcareous marls rich in planktonic microorganisms. Thin organogenic limestones can be observed locally at the base of the series.

A. The subdivision of the formation is not possible by the foraminifer assemblages (zones N7 to upper N8). The presence of *Globigerinoides sicanus* (Berggren et al., 1995; Jenkins et al., 1981) throughout the series indicates a Late Burdigalian to Early Langhian age. The *Orbulina* datum (Fourcade et al., 1982) seems doubtful. Studies of nannofossils (Fig. 4, Table 1) show that the transgression started in the Southwest of the island during Middle-Late

Burdigalian (Gourinard et al., 1985) time (upper part of zone NN3) with the following assemblage: *Helicosphaera ampliaperta*, *H. mediterranea* (Müller, 1981), *Sphenolithus belemnus* and few specimens of *S. heteromorphus*. These sediments are overlain by the Uppermost Burdigalian (zone NN4) with *H. ampliaperta* and *S. heteromorphus* but without *S. belemnus*. The maximum of the transgression was reached during Langhian time (zone NN5).

B. The Cape Jueu sandy and clayey formation (Durand-Delga et al., 1993) was deposited in a brackish estuarine to littoral environment. It transitionally overlies the Cala d'Hort Formation (Fig. 6) or directly (Fig. 5) the Mesozoic. The conglomerates at the top of this formation, observed in the centre of the island, can be also of Langhian to Serravallian (?) age.

The problem of Aquitanian

The only argument for the presence of Aquitanian in the island of Eivissa was the discovery (Fourcade et al., 1982) of *Miogyssina* sp. at Cala Boix within sandy limestones, which however, were dated Langhian (zone NN5) by nannofossils (Fig. 7).

The question of a Langhian foredeep (Fourcade et al., 1982) in front of the overthrust upper unit of Eivissa

The main arguments for the foredeep are alleged “sedimentary klippen” within the Miocene. However, the most typical example (Roques Altes; Fig. 6) can be explained, between others, as a tectonic slice.

The post-orogenic Miocene

The first post-Langhian sediments are marls with plant fragments near Sant Rafel, which are assigned by palynological evidence to an imprecise Tortonian. It could be possible to correlate them with the widely distributed Serravallian “sequence V” (Ramos-Guerrero et al., 1989) at Majorca. This island was invaded by the sea during the Lower Tortonian, which is unknown in Eivissa. The Late Miocene Portinatx-Cala d'en Serra Formation at the northeast corner of the island (Durand-Delga et al., 1993; Haanstra, 1935; Simó et al., 1983) corresponds to the reefal facies known from Majorca. It consists of coral limestones, continental mudstones and breccias. At the top, stromatolitic limestones rich in fossils (Brébion et al., 1968; Rangheard, 1971) indicated a Late Tortonian to probably Messinian age.

Comparison and conclusions

The part of the Balearic Promontory, where the island of Eivissa is located, was emerged from the end of

Senonian to Middle Burdigalian time. The marine transgression reached its maximum during the Langhian (zone NN5). Datings obtained by planktonic foraminifers show the same evolution in the Pre-Betics of Alicante (Ott d'Estevou et al., 1988) and at Majorca (Bizon et al., 1968; Ferrús et al., 1992; González-Donoso et al., 1982). The tangential stress started during the Langhian and ended at least before the beginning of Tortonian.

1. Introduction

Située à mi-distance entre l'extrémité orientale des Cordillères bétiques et Majorque (Fig. 1), l'île d'Eivissa représente un jalon précieux permettant de retracer l'évolution au Miocène du « promontoire baléare ». C'est alors que s'individualise cette zone haute entre, au nord, le bassin de Valencia, dont la création est liée à un étirement crustal, et, au sud-est, le bassin océanique nord-algérien néoformé (Fontboté et al., 1990; Maillard et al., 1992; Mauffret, 1979).

2. Données générales sur Eivissa

La série sédimentaire d'Eivissa (Trias moyen à Sénien supérieur) est surmontée en discordance par des couches, surtout détritiques, que les premiers auteurs (Fallot, 1922; Haanstra, 1935; Spiker, 1935) attribuèrent, sur la foi de rares Clypeastres, au « Miocène inférieur », débutant peut-être à l'Oligocène supérieur (?). La première étude micropaléontologique (Colom et al., 1970) en précisa l'âge « burdigalien-langhien » grâce à de riches associations de foraminifères (gisements et listes dans Rangheard (1971)). Les dépôts miocènes et leur substratum sont, ensemble, impliqués dans une tectonique tangentielle qui a déterminé l'empilement, en direction du nord-ouest, de trois unités (« écaïles ») principales. Découvertes par Fallot (1922), elles furent retrouvées par tous les géologues qui ont, après lui, étudié l'île (Fig. 1). Une unité médiane (« San Rafel ») s'intercale ainsi entre une unité externe (« Albarca ») et une unité supérieure (« Eivissa ») (Fig. 2).

Une description géologique d'Eivissa (Rangheard, 1971, 1984) s'appuya sur sa cartographie au 50 000^e (Rangheard, 1979). Par la suite, certains auteurs (Chauve et al., 1982; Fourcade et al., 1982) apportèrent d'intéressantes précisions stratigraphiques et structurales, tout en remettant en question certaines conclusions de leurs prédécesseurs, en affirmant la présence d'olistostromes aquitaniens ainsi que l'existence d'une « avant-fosse langhienne » nourrie de « klippe sédimentaires ». La révision sur place des points contestés et les résultats de nouvelles récoltes micropaléontologiques nous permettent d'actualiser les données sur le Miocène d'Eivissa. Déjà avaient été séparées (Durand-Delga et al., 1993) la « Formation de la Cala d'Hort » (Burdigalien-Langhien), datée par foraminifères planctoniques, et la « Formation de Cap Jueu » à macrofaune saumâtre, attribuable au Langhien-?Serravallien. Nous rappellerons plus loin cette distinction, à laquelle ne font pas allusion les récentes synthèses (Barón et al., 2004; Fornós et al., 2002) sur la « Géologie de l'Espagne ».

Depuis 1980, l'étude de Majorque, jusque-là basée sur les anciennes recherches de Fallot et de Colom, a fait des progrès considérables, liés à une cartographie détaillée. Ainsi y ont été définies un certain nombre d'« unités » (Alvaro et al., 1984) ou de « séquences sédimentaires » de dépôt (Ramos-Guerrero et al., 1989), séparées par des discordances. Les deux premières séquences miocènes sont syntectoniques: la « séquence III » (Chattien supérieur-Burdigalien) et la « séquence IV » (Burdigalien-Langhien). En discordance majeure, la « séquence V », dite « serravallienne », est postérieure à la tectonique de charriage. Enfin, les séquences « VI » (Tortonien inférieur), « VII » et « VIII » (Miocène supérieur) sont clairement post-tectoniques. Dans deux récentes synthèses sur la « Géologie de l'Espagne », les auteurs traitant des Baléares (Barón et al., 2004; Fornós et al., 2002) ont tenté de retrouver à Eivissa des séquences analogues à celles de Majorque, en interprétant d'une manière discutable nos publications plus anciennes (Durand-Delga et al., 1993; Rangheard, 1971, 1984).

Réservant les problèmes purement tectoniques, le texte ci-après, consacré au Miocène, sera basé sur les résultats micropaléontologiques obtenus sur un grand nombre d'échantillons marneux. Les foraminifères ont été étudiés (biozonation de Blow – Berggren et al., 1995) par J. Magné qui avait, avant sa disparition, reconsidéré ses déterminations d'avant 1969. Afin de préciser l'âge de ces dépôts, il a été fait appel à la recherche du nannoplancton. Les premiers échantillons, examinés par le regretté H. Feinberg, furent revus et discutés par l'un de nous (C.M.), qui a étudié de nouveaux prélèvements.

3. Formations miocènes (Burdigalien-Langhien) impliquées dans les chevauchements

En discordance majeure sur les divers termes du Mésozoïque, la sédimentation miocène débute dans des conditions de mer ouverte (Formation de la Cala d'Hort) et s'achève par des faciès saumâtres d'influence continentale (Formation de Cap Jueu).

3.1. La formation de la Cala d'Hort

Avec des relations mutuelles très diverses, les faciès sont de trois types principaux, se succédant normalement de bas en haut: conglomérats, microbrèches, marnes (Fig. 3). Les conglomérats sont formés de galets, généralement bien roulés, provenant de toutes les roches carbonatées mésozoïques. Leur épaisseur, à la base de la transgression miocène, va de zéro à la centaine de mètres, ce qui dénote une topographie contrastée. Des lentilles conglomératiques se voient plus haut dans la formation, la signification de certains « conglomérats sommitaux » devant être examinée plus loin. Les microbrèches sont formées de débris pluri-millimétriques du même cortège mésozoïque, inclus dans une matrice calcaro-gréseuse. Elles montrent souvent de grands foraminifères (Amphistégines, Operculines, Hétérostégines) dont le biotope original de plate-forme peut être trouvé dans de minces calcaires « zoogènes » que l'on observe, très rarement, à l'extrême base du Miocène: ainsi, au Coll de San Mangana, au pied sud de la Talaia

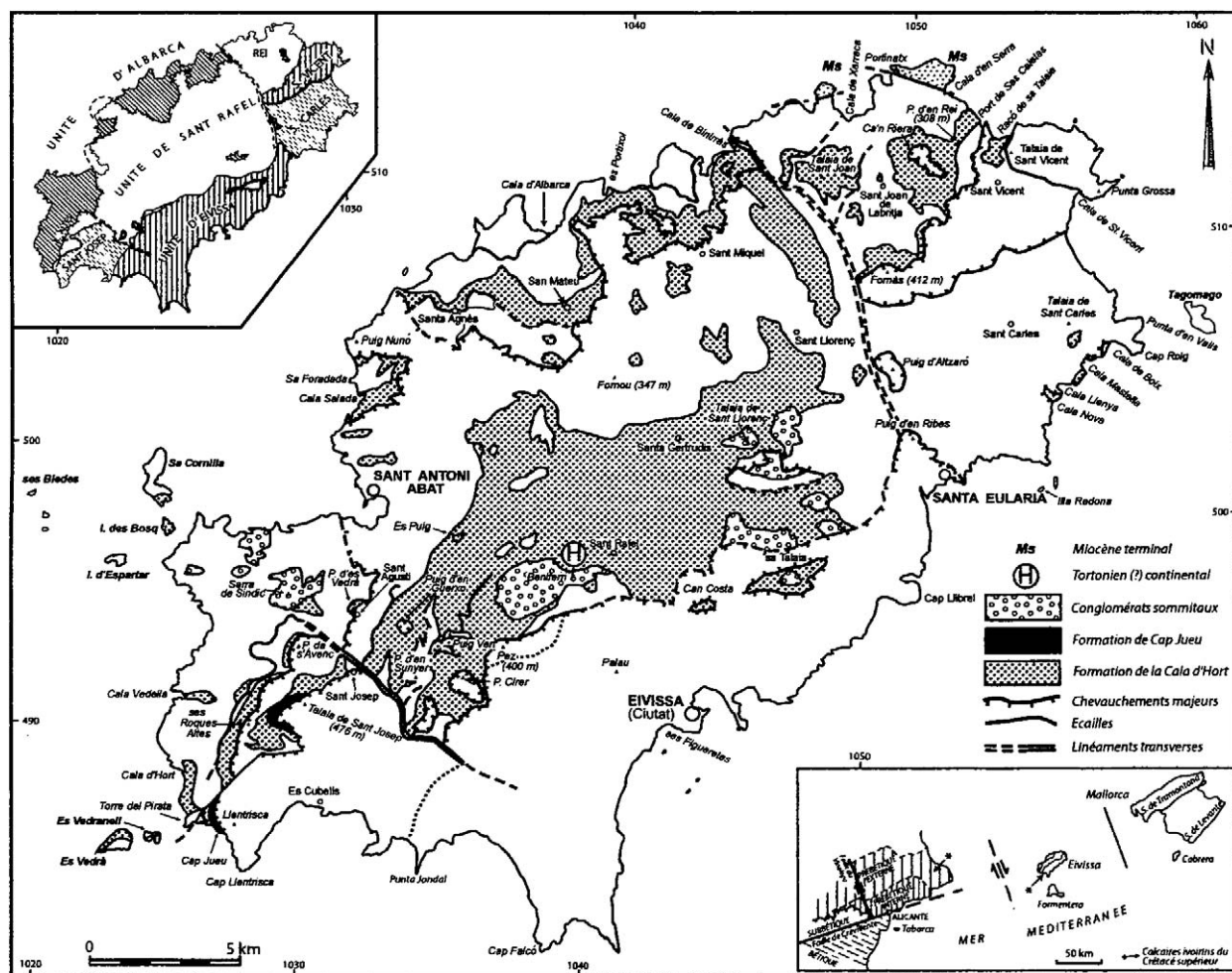


Fig. 1. Situation des formations miocènes d'Eivissa dans leur cadre structural. En haut, à gauche: Sant Josep-S. Carles et S. Vicent, éléments de l'unité supérieure « Eivissa ». En bas, à droite, position dans l'orogène bético-baléare.

Fig. 1. The Miocene formations of Eivissa in their structural setting. Top, left: Sant-Josep-S. Carles and S. Vicent, subunits for the "Eivissa Upper Unit". Foot, right: location of Eivissa in the Betic-Balearic orogen.

de Sant-Josep, sous des marnes à nannoplancton NN3, de minces calcaires clairs à Operculines et Mélobésiées drapent les calcaires du Tithonien-Berriasien.

3.1.1. Considérations micropaléontologiques sur la F. de la Cala d'Hort

3.1.1.1. *Nannoflores* (C.M.). Les prélèvements concernent la plupart des secteurs de l'île (Fig. 4). Le plus grand nombre

ont fourni des associations significatives (Tableau 1). Les coccolites sont en général mal conservés, par suite d'une forte diagenèse, qui peut expliquer l'apparente pauvreté de certains échantillons, à la pointe est d'Eivissa en particulier. La quasi-totalité des assemblages révèlent un nannoplancton « propre », sans remaniement de formes plus anciennes. Une exception: à la Cala des Jueu (éch. 84-21, Fig. 4-II), quelques *Dictyococcites bisectus*, jugés par H. Feinberg

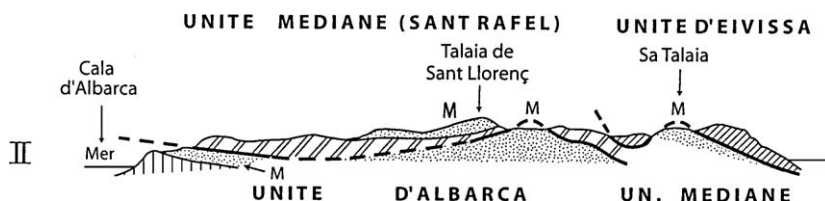


Fig. 2. Relations tectoniques des trois unités (« écaillés ») tectoniques superposées d'Eivissa. M, Burdigalien-Langhien (F. de la Cala d'Hort); Mésozoïque: barré vertical, Unité inférieure d'Albarca; traits doubles obliques, Unité Médiane de Sant Rafael; traits simples obliques, Unité supérieure d'Eivissa. L'avant-pays est au nord-ouest, à gauche de la figure.

Fig. 2. Tectonic relationships between the units (slices) of Eivissa. M, Burdigalian-Langhian (Cala d'Hort F.); Mésozoïque: vertical lines, Albarca Lower Unit; double oblique lines, Sant Rafael Middle Unit; oblique lines, "Eivissa" Upper Unit.

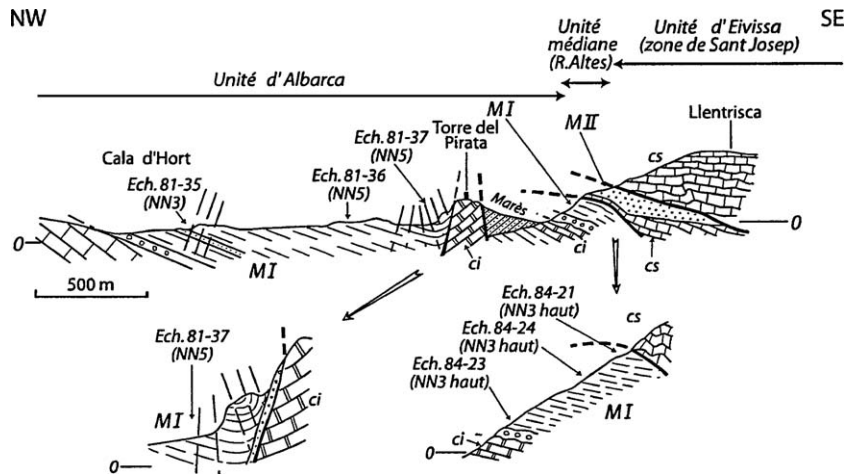


Fig. 3. La Formation de la Cala d'Hort, coupe-type et situation tectonique. MI, Burdigalien supérieur-Langhien inférieur (F. de la Cala d'Hort); MII, Langhien saumâtre (F. de Cap Jueu); ci, Tithonien-Berriasien; cs, Crétacé supérieur; NN3–NN5: nannoplancton (voir [Tableau 1](#)). Tireté: schistosité. Voir texte.

Fig. 3. The Cala d'Hort Formation, type-section and structural location. MI, Upper Burdigalian-Lower Langhian (Cala d'Hort F.); MII, brackish Langhian (Cap Jueu F.); ci, Tithonian-Berriasian; cs, Upper Cretaceous; NN3–NN5: nannoplancton (see [Table 1](#)). Dashed lines: cleavage. See text.

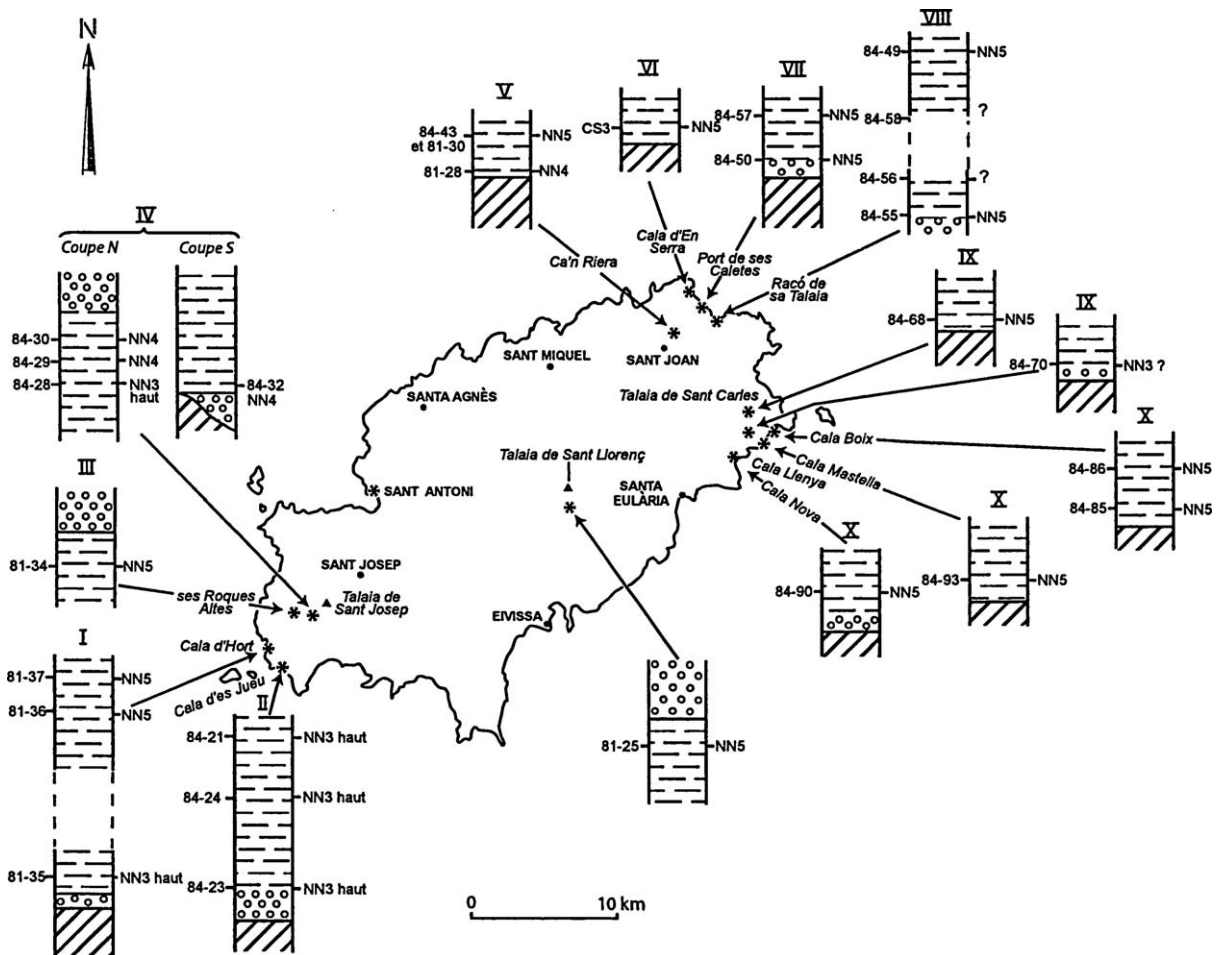


Fig. 4. Localisation des coupes échantillonnées. Mésozoïque, barré oblique; Burdigalien (NN3–NN4)–Langhien (NN5) marneux, tireté horizontal; Conglomérats, petits cercles; 81–..., 84–..., assemblages de nannoplancton, voir [Tableau 1](#).

Fig. 4. Location of the studied sections. Mesozoic, oblique lines; Burdigalian (NN3–NN4)–Langhian (NN5) marls, horizontal dashed lines; Conglomerates: circles; 81–..., 84–..., nannoplancton associations, see [Table 1](#).

Tableau 1

Assemblages des nannoflores significatives. Pour la localisation des secteurs (I–X), voir Fig. 4.

Table 1

Nannofossil assemblages observed at the different localities (Areas I to X, see Fig. 4).

	I Cala d'Hort			II Cala Jueu			III Ses Rogues Altes	IV Talaia de Sant-Josep				V Can Riera		VI Cala d'En Serra	VII Port de ses Caletes		VIII Raco de sa Talaia		IX Sant Caries		X de Cala Nova à Cala Boix			
	81-35	81-34	81-37	84-23	84-24	84-21	81-34	84-32	84-28	84-29	84-30	81-28	84-43	CS3	84-57	84-50	84-55	84-49	84-70	84-68	84-90	84-93	84-85	84-86
<i>Coccolithus pelagicus</i>	●	●	●	●	●	●	●		●			●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Coronocyclus nitescens</i>								●	●	●	●													
<i>Cyclocargolithus abisectus</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●			
<i>Cyclocargolithus floridanus</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●		●	●	●	●	●			●
<i>Cyclococcolithus macintyreii</i>		●	●				●					●	●				●	●		●		●		
<i>Discoaster exilis</i>																	●		●					
<i>Dicoaster deflandrei</i>	●			●	●	●			●												●			
<i>Helicosphaera ampliaptera</i>	●			●	●	●		●	●	●	●								●					
<i>Helicosphaera euphratis</i>								●	●	●	●		●					●						
<i>Helicosphaera carteri</i>	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
<i>Helicosphaera mediterranea</i>	●			●	●	●			●										●					
<i>Helicosphaera perch-nielseniae</i>	●			●	●	●			●										●					
<i>Reticulosphaera pseudoumbilica</i>		●	●				●	●	●	●	●	●		●	●					●				
<i>Sphenolithus abies</i>	●			●	●	●				●									●					
<i>Sphenolithus belemnos</i>	●			●	●	●			●										●					
<i>Sphenolithus heteromorphus</i>	●	●	●	●	●	●	●	●		●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	NN3	NN5	NN5	NN3	NN3	NN3	NN5	NN4	NN3	NN4	NN4	NN5	NN5	NN5	NN5	NN5	NN5	NN5	NN3	NN5	NN5	NN5	NN5	NN5

● : fréquent ; ● : rare.

comme incontestables (Éocène supérieur-Oligocène), se trouvent associés à un assemblage burdigalien (NN3).

Nous avons utilisé la zonation de Martini (Martini, 1970), modifiée par Martini et Müller (1986), tenant compte de résultats (Müller, 1981) du site 372 du Leg 42-A du DSDP, au pied est de Minorque. Cette zonation, pour la période considérée (NN3 à NN5) coïncide avec celle de Fornaciari et Rio (1996) et Fornaciari et al. (1996), basée essentiellement sur des sites d'Italie du Nord (MNN3 à MNN5). Les subdivisions proposées dans ces dernières nannozone, récemment modifiées (Di Stefano et al., 2008), ne sont pas identifiables dans nos échantillons d'Eivissa.

Zone NN3 (zone à *S. belemnus*), de la partie moyenne du Burdigalien (Berggren et al., 1995 ; Gourinard et al., 1985). Elle a été identifiée à la pointe sud-ouest de l'île, dans l'unité d'Albarca (coupes de la Cala d'Hort et de la Cala des Jueu) et dans le secteur de Roques Altes de l'unité tectonique médiane. Il en est peut-être de même, mais d'après un seul échantillon, à l'extrémité est de l'île (zone de S. Carles). Cette zone NN3 montre la fréquence de *Sphenolithus belemnus*, *S. abies*, *Helicosphaera ampliaperata*, *H. perch-nielseniae*. On notera la présence de *H. mediterranea*, qui caractérise surtout les zones NN2 et NN3 dans les régions méditerranéennes ; elle a été définie (Müller, 1981) à la base de la transgression miocène en Corse orientale. À Eivissa, la présence de quelques *S. heteromorphus* (avec *Globigerinoides sicanus*) indique la partie haute de NN3.

Zone NN4 (zone à *H. ampliaperata*), du Burdigalien supérieur-Langhien basal. *S. belemnus* a disparu. *H. ampliaperata* est toujours présent. *Reticulosphaera pseudumbilica* apparaît. *S. heteromorphus* est fréquent. On notera que NN4 (comme NN3) est caractérisée seulement à la pointe sud-ouest d'Eivissa.

Zone NN5 (zone à *S. heteromorphus*), du Langhien inférieur, en l'absence d'Orbulines. L'espèce-guide est en général abondante mais elle est rare dans certains échantillons de la région de S. Carles, dans l'Est de l'île, où les assemblages sont pauvres. Dans certains cas, apparaissent de rares *Cyclococcolithus macintyreii*. *H. ampliaperata* a disparu.

3.1.1.2. Foraminifères. Les notes laissées par J. Magné indiquent des associations de formes planctoniques assez analogues, attribuables aux zones N7 (sup.)–N8 de Blow. Elles ne permettent pas de faire de subdivisions dans la F. de la Cala d'Hort. À titre d'exemple, on citera, au sommet des marnes à microbrèches de la Cala des Jueu (Fig. 3, éch. 84–21, nannozone NN3) : *Globigerinoides trilobus*, *G. immaturus*, *G. sicanus*, *Globoquadrina* cf. *langhiana*, *G. gr. dehiscens*, *Turborotalia acrostoma* et quelques formes benthiques. Une association analogue (Fig. 4, colonne VIII, éch. 84–49), accompagnée de radiolaires et de spicules d'éponges, se rencontre dans les marnes, datées NN5 (Langhien inférieur) au Racó de la Talaya, sur la côte orientale. Plusieurs questions se posent cependant :

- le problème de *Globigerinoides bisphericus* Todd 1954 et de *G. sicanus* De Stefani 1952 (actuelle *Praeorbulina glomerata sicana*).

Ces stades de la lignée évolutive allant de *G. trilobus* à *Orbulina suturalis*, d'abord considérés comme synonymes par Blow en 1959, ont été séparés l'un de l'autre par Jenkins et al. (1981), après examen de types des deux formes. Avant cette date, le terme *bisphericus* était généralement seul utilisé. Ce fut le cas aux Baléares, et en particulier à Eivissa, dans les très nombreuses listes de microfaunes miocènes (Colom et al., 1970 ; Rangheard, 1971), déterminées par Colom et par Magné (à cette époque). Après 1984, ce dernier n'a reconnu, présente dans la presque totalité de nos nouvelles récoltes (M.D.D., Y.R.), que la forme « sicanus » (ou cf. *sicanus*). C'est aussi à cette espèce qu'il rapporta (*in litt.*), après révision, les « *bisphericus* » indiqués avant 1984. De même, dans la Serra de Tramuntana (« Sierra Nord ») de Majorque, « *G. sicanus* » est seule citée (Ferrús et al., 1992 ; González-Donoso et al., 1982) dans la Formation turbiditique de Banyalbufar (Ramos-Guerrero et al., 1989), équivalent probable de la Formation de la Cala d'Hort à Eivissa.

La difficulté de choisir entre « *G. bisphericus* » et son descendant « *G. sicanus* » – dont Berggren et al. (1995) soulignaient déjà la difficulté de corrélation précise – n'est-elle pas un faux problème, si l'on suit Di Stefano et al. (2008, cf. p. 76) : « *G. bisphericus* is not a valid species and has to be considered as a variant within *G. trilobus* population ? ».

La limite entre Burdigalien et Langhien se place (Fornaciari et Rio, 1996) à l'intérieur de la nannozone MNN4 (= NN4). Elle est conventionnellement fixée à l'apparition de *G. sicanus* (*Praeorbulina glomerata sicana*), entre « M4 » et « M5 » de Berggren et al. (1995). Il conviendrait cependant, selon Di Stefano et al. (2008, cf. p. 71) de vérifier si tous les stades évolutifs de la lignée *Globigerinoides*–*Praeorbulina* représentent des événements sans équivoque, « in order to better evaluate the reliability of the first occurrence of *Praeorbulina glomerata sicana* as biostratigraphic criterium for identifying the Burdigalian–Langhian boundary ».

Ce problème se pose à Eivissa où, dans les mêmes échantillons, des assemblages NN3 (sup.) à *S. belemnus* accompagnent des microfaunes à *G. (Praeorbulina) sicanus* (dét. J. Magné) ;

- la transgression marine miocène a pu débuter plus tôt à la partie ouest d'Eivissa. En effet, d'anciens prélèvements ont montré (Rangheard, 1971, pp. 178–179) des associations burdigaliennes (*G. trilobus*, *Globovalia dehiscens*, *Globovalia acrostoma*,...) sans « *G. bisphericus* ». Dans l'un d'entre eux figurent de très rares exemplaires de *Globigerinita (Catapsydrax) dissimilis*, espèce qui disparaît un peu avant l'apparition de *G. (P.) sicanus*. C'est dans le même secteur que des associations NN3 ont été rencontrées. Un tel Burdigalien « moyen » peut aussi exister à Majorque où *G. (Cat.) dissimilis* a été citée (Bizon et al., 1968 ; González-Donoso et al., 1982) ;
- l'âge Langhien inférieur de la plus grande partie de la Formation de la Cala d'Hort est attesté par la fréquence des assemblages NN5, en l'absence d'Orbulines. Il est douteux que du Langhien marin plus élevé lui succède. Les « Orbulines (?) », qualifiées d'« éventuelles », citées autrefois (*in Rangheard, 1971*), ont été, après révision, formellement mises en doute par J. Magné (*in litt.*).

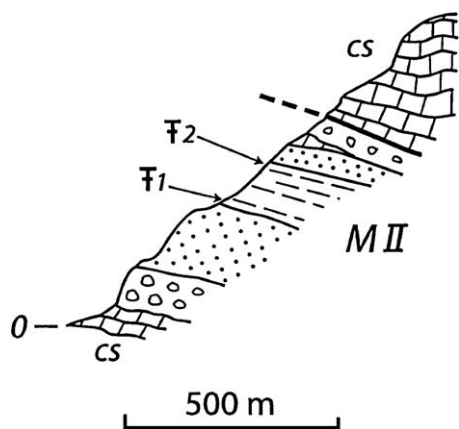


Fig. 5. La Formation de Cap Jueu, sous Llentrisca. F1, niveau à gastéropodes; F2, niveau à lamellibranches; cs, Crétacé supérieur.

Fig. 5. The Cape Jueu Formation, below Llentrisca. F1, layer with gastropods; F2, layer with bivalves, cs, Upper Cretaceous.

Resterait à vérifier la citation (Fourcade et al., 1982) d'*Orbulina suturalis*, avec un nannoplancton à *S. heteromorphus*, dans le Nord-Est de l'île.

3.2. La Formation de Cap Jueu (Langhien-?Serravallien pars)

- a) Cette succession est visible dans les hautes falaises entre les caps Llentrisca et Jueu (Durand-Delga et al., 1993). Ses assises, épaisses d'une centaine de mètres, reposent sur les « calcaires ivoirins » du Crétacé supérieur, le long du rivage. Elles s'enfoncent tectoniquement sous des marno-calcaires du même âge, formant le haut des falaises.

Des grès mal indurés, à sédimentation anarchique, sont le faciès dominant de la formation. Des lits de marnes sableuses ont fourni des associations palynologiques, pauvres mais significatives, permettant d'envisager « un âge Langhien, pouvant aller jusqu'au Langhien supérieur, voire au début du Serravallien » (H. Méon, in Durand-Delga et al. (1993)). Des lits d'argiles ligniteuses (Fig. 5, F1), avec bois flottés, sont riches en gastéropodes de milieux saumâtres (*Terebralia bidentata*) (Grateloup), d'estuaires (*Neritina*) ou de la limite entre milieux terrestres et aquatiques (*Auriculidae*). De semblables « couches à Cérithes », à Sant Pau d'Ordal près de Barcelone, sont attribuées (Martinell et de Porta, 1981) au Langhien ou, au plus jeune, au Serravallien.

Vers le haut de la Formation de Cap Jueu, quelques horizons grésocalcaires (Fig. 5, F2) livrent des lamellibranches marins de milieux euryhalins infra-littoraux (dét. S. Freneix, in Durand-Delga et al. (1993)): *Crassostrea gryphoides* (Schl.) (= « *Ostrea crassissima* » Auct.), *Mytilus aquitanicus* Mayer, ... dont l'âge se place dans une fourchette de l'Aquitaniens au Langhien sup.-Serravallien pars (S. Freneix in Durand-Delga et al. (1993)). Quelques foraminifères benthiques (*Ammonia beccarii*, Nonionidae) s'y ajoutent. Tous les coccolites observés sont remaniés.

Cette formation très particulière s'est ici déposée directement sur le substratum mésozoïque (sous réserve de l'âge et de l'attribution des conglomérats de base). Elle est complètement indépendante de la Formation de la Cala d'Hort, que l'on observe dans l'échelle sous-jacente (Fig. 3).

- b) Une succession analogue à celle de C. Jueu se rencontre dans le secteur de Roques Altes, au pied de la Talaia de S. Josep, 2,5 km au nord du point précédent. Mais ici elle fait suite, en apparente concordance (Fig. 6, MII), aux marnes blanches planctoniques de la Formation de la Cala d'Hort. On trouve donc, au-dessus de ces dernières, des marnes à lamellibranches de milieu euryhalin (*Thracia dollfusi* P. et C. et *Solenocurtus miocenicus* P. et C.) ou même lacustres (*Anodonta*), avec des restes de crabes et de plantes (Rangheard, 1971, pp. 178–179). La succession s'achève par des poudingues exclusivement formés de galets de « calcaires ivoirins » du Crétacé supérieur, qui doivent provenir du démantèlement de la masse de la Talaia de S. Josep, en avant de son front de chevauchement. Comme cette succession fait suite en concordance aux marnes, datées ici NN4 à leur sommet, de la Formation de la Cala d'Hort, on ne peut pas exclure que la Formation de Cap Jueu soit, en tout ou en partie, l'équivalent saumâtre d'un dépôt marin d'âge NN5 ou légèrement plus élevé.
- c) Les « Conglomérats sommitaux ». Pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur, ils couronnent des reliefs au centre de l'île (localisation, Fig. 1), dans l'unité d'Albarca et dans l'unité médiane de S. Rafel. L'âge et le milieu de dépôt de ces conglomérats massifs, parfois en bancs, à galets généralement bien roulés, restent inconnus. Dans la Talaia de S. Llorenç, ils surmontent en apparente concordance les marnes blanches, datées du Langhien inférieur (NN5), de la Formation de la Cala d'Hort. En général cependant, ils reposent directement sur le Trias-Lias. Les auteurs ont hésité sur leur signification anté- ou post-tectonique. Comme ils sont localement, en particulier sous Roques Altes, impliqués dans des chevauchements, on peut y voir l'équivalent de la Formation de Cap Jueu.

4. Le problème de l'Aquitaniens à Eivissa

La présence de dépôts aquitaniens a été envisagée à plusieurs reprises, mais elle ne semble pas justifiée.

A. Dans « The Geology of Spain » (Fornós et al., 2002), il est écrit : « On Eivissa it [=l'Aquitaniens] crops out in the NE [...] and comprises up to 50 m of conglomerates made of pebbles of blank dolomite and volcanic lithologies, derive from a source area exposing Triassic rocks (Rangheard, 1971) ». Or, dans ce dernier ouvrage, les seuls conglomérats à galets de roches éruptives triasiques mentionnés se trouvent à Cap Negret (Rangheard, 1971, fig. 36 et p. 187) : cette épaisse intercalation se place à la partie haute d'un ensemble surtout marneux à *Globigerinoides trilobus* (espèce post-aquitaniens), indifférenciable de la Formation de la Cala d'Hort.

Dans « Geología de España », une autre proposition est faite (Barón et al., 2004), scindant en deux parties

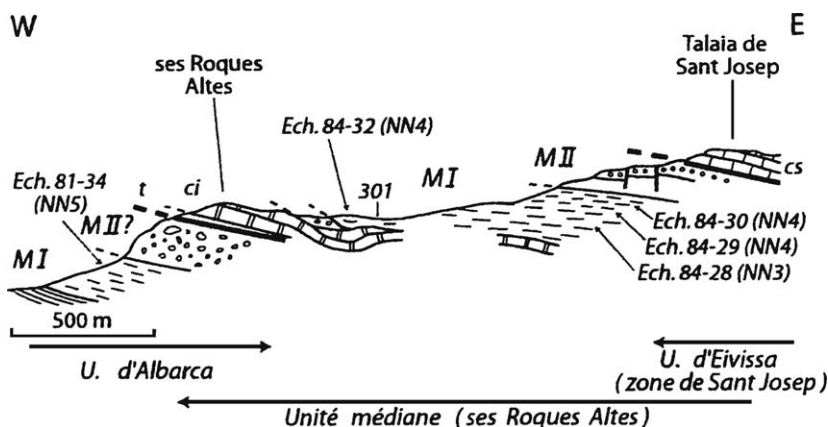


Fig. 6. Les formations miocènes à la partie sud-ouest d'Eivissa (situation structurale et relations mutuelles). MI, Formation de la Cala d'Hort ; MII, Formation de Cap Jueu. t, Trias ; ci, Tithonien-Berriasien ; cs, Crétacé supérieur.

Fig. 6. The Miocene formations in the southwestern part of Eivissa (structural setting and mutual relations). MI, Cala d'Hort F.; MII, Cape Jueu F. t, Triassic; ci, Tithonian-Berriasian; cs, Upper Cretaceous.

cette dernière formation. À la « séquence III » (Aquitanién-Burdigalien basal) sont rapportés les conglomérats, et à la « séquence IV » (Burdigalien-Langhien) « 150 m de dépôts rítmicos de margas y calcarenitas margosas [= nos microbrèches] (Rangheard, 1984) ». Or, dans ce dernier travail, il est précisé que le « Miocène inférieur » transgressif est formé de « deposits of puddingstone [...], microbreccia, sandy marl and clay limestone, alternating vertically and indenting laterally » (Rangheard, 1984, p. 73), ce qui s'oppose à diviser stratigraphiquement cette formation en deux parties d'âges différents.

B. La découverte (Fourcade et al., 1982) de *Miogypsina* à la Cala Boix, dans l'Est d'Eivissa, pose un problème plus sérieux : certains de ces organismes présenteraient des appareils embryonnaires permettant « de proposer pour l'instant » (le texte est de 1982) un âge « aquitanién moyen-supérieur » (dét. C. Lorenz). Le lieu de cette découverte doit correspondre à la seule descente à la mer de Cala Boix (Fig. 7, B3) où des calcaires sableux miocènes à Operculines s'intercalent tectoniquement dans une succession d'écailles. Deux prélèvements nous y ont révélé des nanoflores pauvres NN5 à *H. heteromorphus*, forme inconnue avant le milieu du Burdigalien. Ainsi, si les *Miogypsina* citées à Cala Boix sont aquitaniennes, elles doivent être remaniées. Rappelons que des *Miogypsina* ont été souvent signalées dans le « Burdigalien » de Majorque (Colom, 1958) et qu'à Eivissa, quelques exemplaires en sont remaniés (Rangheard, 1971, p. 185) dans les microbrèches, datées du Langhien (NN5), sous le chevauchement de Roques Altas (Fig. 6).

Dans leur schéma structural, Fourcade et al. (1982, fig. 2) attribuent à l'« Aquitanién-Burdigalien » (sous-entendu inférieur) tous les affleurements miocènes à l'ouest (de Cala Llenya à Cala Boix) et au nord-ouest (Talaia de S. Carles) du cap Roig. Or nos prélèvements ont fourni (Fig. 7, haut) : l'un (éch. 84-68), à la base du Miocène couronnant la Talaia de S. Carles, une nannoflore à abondants *S. heteromorphus* (NN5) ; l'autre (éch. 84-70), dans les marnes situées à la base d'une écaille plus méridionale, un assemblage

avec *H. mediterranea* (NN3?). Ainsi, ces assises de l'Est de l'île appartiennent à la séquence sédimentaire Burdigalien supérieur-Langhien inférieur.

5. Le problème d'une « avant-fosse langhienne »

Fourcade et al. (1982) ont considéré qu'une « avant-fosse langhienne » s'étendait « sur la bordure sud-est des sous-unités du Fornou et du Rey » (= notre « unité médiane ») et renfermait des « klippes sédimentaires » de dimensions pouvant atteindre plusieurs kilomètres, telles « Rocas Altas » [= Roques Altas], Can Riera, Sas Caletas ».

L'affleurement de Roques Altas (Fig. 1) tenu pour « l'un des plus caractéristiques » (Fourcade et al., 1982), fait partie d'un alignement de calcaires du Tithonien-Berriasien que l'on suit sur près de 7 km au sud-ouest de San Antoni Abat. Comme nos prédécesseurs (Fallot, 1922 ; Spiker, 1935), nous considérons qu'il s'agit d'un même ensemble tectonique : base de l'« unité médiane » de l'île, tronçonnée en plusieurs éléments que décalent des failles transversales. Les calcarénites du Tithonien-Berriasien de l'élément principal, celui de Roques Altas (Fig. 6), surmontent tectoniquement le Miocène marneux, daté du Langhien (NN5), couronné de conglomérats, de l'unité inférieure (U. d'Albarca). Et ces calcaires tithoniens-berriasien sont surmontés en transgression par une nouvelle série miocène dont les marnes, datées NN3 ou NN4 (Burdigalien supérieur) sont plus anciennes que les marnes de la série chevauchée. Elles ne peuvent donc pas en être la suite stratigraphique comme l'exigerait l'hypothèse de la « klippe sédimentaire ».

Le schéma destiné à illustrer l'hypothèse de l'« avant-fosse langhienne » (Fourcade et al., 1982, fig. 2) porte un semis de petits triangles à la partie centrale de l'île. Il doit vouloir traduire les « conglomérats sommitaux », à galets généralement bien roulés, surmontant parfois la Formation de la Cala d'Hort. Cette accumulation, au pied nord de l'unité supérieure d'Eivissa, peut être hypothétiquement reliée au démantèlement progressif de cette unité, en cours de chevauchement.

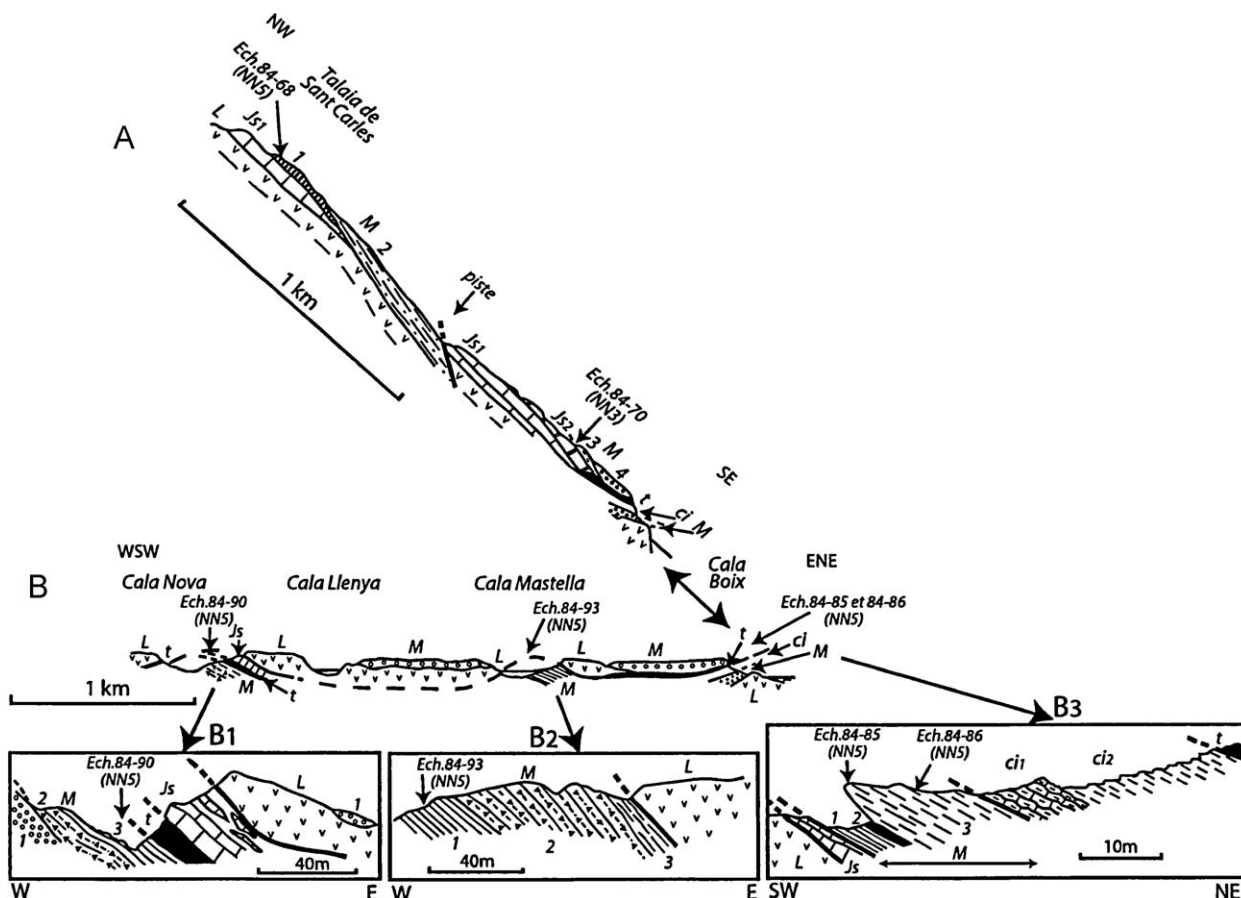


Fig. 7. Les formations miocènes à l'extrémité est d'Eivissa (zone de Sant Carles). M, Burdigalien supérieur-Langhien inférieur; t, Trias; L, Lias; Js, Jurassique supérieur (Js 1, Kimméridgien; Js 2, Tithonien-Berriasien); ci, Crétacé inférieur (ci 1, marno-calcaires à bancs gréseux; ci 2, marnes schisteuses blanches albiennes). Coupe B1: Miocène (M): 1, conglomérats; 2, microbrèches; 3, marno-calcaires. Coupe B2: Miocène (M): 1, marnes terreuses; 2, microbrèches; 3, silt gris. Coupe B3: 1, marno-calcaires lités (âge inconnu); 2, brèche étirée à éléments triasiques; 3, marno-calcaires sableux. Unité supérieure (sous-unité de S. Carles): coupe A et partie haute des coupes B. Unité médiane (?): lames imbriquées dans les fenêtres tectoniques des Calas Nova, Mastella, Boix (coupes B1-B2-B3).

Fig. 7. The Miocene formations in the easternmost part of Eivissa (Sant Carles area). M, Upper Burdigalian-Lower Langhian. t, Triassic; L, Liassic; Js, Upper Jurassic (Js 1, Kimmeridgian; Js 2, Tithonian-Berriasian); ci, Lower Cretaceous (ci 1, marly limestone with sandy layers; ci 2, Albian slaty white marls). Section B1: Miocene (M): 1, conglomerates; 2, microbreccia; 3, marly limestones. Section B2: Miocene (M): 1, marly mudstone; 2, microbreccia; 3, grey siltstones. Section B3: 1, bedded marly limestones (unknown age); 2, stretched breccia with Triassic debris; 3, sandy marly limestones. Upper unit (S. Carles sub-unit): section A and higher part of the sections B. Middle unit (?): imbricated slices in the tectonic windows: Cala Nova, Mastella, Boix.

À sa terminaison occidentale, la prétendue « avant-fosse langhienne » aboutit à la côte entre Torre del Pirata et la Cala d'Hort (Fig. 3). La série, essentiellement marneuse, épaisse de quelque 500 m, ne montre aucun bloc ni « klippe sédimentaire ». Pour nous, cette « avant-fosse », formée à l'avant de l'unité supérieure d'Eivissa, ne peut être envisagée, comme Fontboté et al. (1990) l'ont proposé, qu'à l'échelle de toute la partie méridionale du bassin de Valencia en cours d'affaissement.

6. Le Miocène post-orogénique d'Eivissa

6.1. Le problème du Serravallien

Une « séquence V » (Barón et al., 2004; Fornós et al., 2002), considérée comme serravallienne, correspond à des dépôts continentaux ou d'eau douce. Elle est bien illustrée dans la région centrale de Majorque : en discordance sur des marnes à Préorbulines du Langhien inférieur, vient

une succession de deux formations, dont l'une, la Formation des Calcaires de Son Verdura (Ramos-Guerrero et al., 2000) a fourni des dents de mammifères. Bien qu'il s'agisse d'espèces nouvelles, les découvreurs ont jugé (Mein et Adrover, 1982) que ces restes ont « soit un âge Langhien inférieur (MN4) ou Serravallien (MN6-8) », le premier étant privilégié. C'est, à ce jour, l'argument stratigraphique le plus précis permettant de limiter vers le haut l'âge (intra-Langhien inférieur ?) de la tectonique tangentielle majeure dans les Baléares.

À Eivissa, l'existence de dépôts d'une telle « séquence V », évoquée dans Fornós et al. (2002), ne l'est plus dans la synthèse de 2004 (Barón et al., 2004).

6.2. Le « Tortonien (?) » de Sant Rafel

Un dépôt continental, apparemment postérieur à la tectonique tangentielle, s'observe aux environs de S. Rafel

(Fig. 1, H). Des marnes à plantes et calcaires varvés apparaissent dans la tranchée de la route Eivissa-Sant Antoni (« km 8 »), sans que puissent être établis leurs rapports avec les formations environnantes. Colom (1982) envisageait un âge Aquitanien. En fait, l'unique prélèvement qui en fut fait a fourni une association palynologique certainement néogène, où l'absence d'*Engelhardtia* a permis à H. Méon (in Durand-Delga et al., 1993) d'exclure un âge anté-Tortonien comme aussi un âge Pliocène. On peut donc supposer qu'il s'agit de dépôts d'une cuvette d'eau douce d'âge « Tortonien » (non terminal), dont le remplissage a été basculé à 20–40° nord-est. L'âge de cette formation qui pourrait être incluse dans la « séquence V », mais qui est basé sur un seul prélèvement, mériterait d'être contrôlé.

6.3. Le Miocène supérieur marin

Il est représenté à Eivissa par la « Formation de Portinatx-Cala d'en Serra » qui apparaît au nord-est de l'île, dans les promontoires entre l'Illa Encalders et la Cala d'en Serra (Fig. 1). La meilleure coupe se trouve dans cette dernière baie (Durand-Delga et al., 1993 ; Haanstra, 1935), avec de bas en haut : a) calcaires récifaux (5 m) ; b) brèches et limons rouges continentaux (environ 20 m) ; c) calcaires stromatolitiques lités (environ 20 m). Ce dernier terme affleure bien dans la baie de Portinatx (La Guardiola), avec à sa partie élevée des lits à *Pithocerithium* (Fallot, 1922) « tortoniens ». Cet âge (au sens large) est confirmé par l'abondante faune recueillie (Brébion et al., 1968), en particulier le madréporaire *Siderastrea crenulata*, typiquement tortonien dans le bassin méditerranéen (dét. J.-P. Chevalier, in Rangheard (1971)).

La continuité de la succession, à peine basculée tectoniquement, débutant et se terminant par des niveaux coralligènes, nous paraît garantie. Elle est postérieure à la tectonique tangentielle (Haanstra, 1935). Simó et Giner (1983), qui en ont donné une description sédimentologique précise, ont supposé que chacun des trois termes appartenait à une séquence différente. Leur « secuencia A » (= notre terme a) appartiendrait à l'Aquitaniense-Burdigaliense (?). Leur « secuencia B » (= notre terme b) serait burdigalienne, car elle engloberait des marnes blanches datées de cet âge par foraminifères (ce peuvent être des paquets de Miocène anté-nappe inclus dans des coulées boueuses le long de la pente créée par une fracture active). Quant au « complejo terminal » (= notre terme c), il est justement comparé avec le « complejo arrecifal » messinien de Majorque (Mein et Adrover, 1982).

Des passées d'argiles vertes dans ces derniers calcaires ont livré (Durand-Delga et al., 1993) quelques foraminifères benthiques. Colom (in Brébion et al., 1968) note *Peneroplis cf. pertusus*, forme du Miocène élevé. Outre des coccolites remaniés du Crétacé et du Langhien, de gros *Coccolithus pelagicus* seraient autochtones (dét. H. Feinberg). Une association palynologique (84-40, in Durand-Delga et al., 1993) peut appartenir au Tortonien, selon H. Méon, du fait de l'absence d'*Engelhardtia*. La formation de dolomie et de calcite dans certains prélèvements peut indiquer (C.M.) un milieu non continental de type messinien.

7. Comparaisons et conclusions

Au Crétacé supérieur, les relations paléogéographiques directes entre Eivissa et le Prébétique oriental (Fig. 1, cartouche inf.) sont illustrées par le même faciès, très particulier, de biocalculutites à Pithonelles et Globotruncanidés : ces calcaires crypto-cristallins, qualifiés d'« ivoirins » (Fallot, 1922) (« Elfenbeinkalke » (Haanstra, 1935 ; Spiker, 1935)) se trouvent sur le continent dans la zone côtière de Pegó (Champetier, 1972) comme dans les trois écailles d'Eivissa. Aucun indice de dépôts éo-oligocènes n'est connu dans cette île, alors que l'Éocène moyen-supérieur puis, discordant, l'Oligocène, sont caractérisés dans la partie sud du Prébétique d'Alicante, comme aussi dans le centre et le Sud de Majorque.

À l'aurore du Miocène, la réorganisation drastique de la paléogéographie méditerranéenne est liée au début d'étirement de la croûte de part et d'autre du nouveau « promontoire baléare » et à la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde, qui s'éloigne du système bético-baléare. Au site DSDP 372, sur la pente à l'est de Minorque, les premières marnes pélagiques, déposées presque directement ou aux abords du fond océanique néo-formé, datent (Müller, 1979) de l'Aquitaniense supérieur (nannozone NN1-sup.). À cette date, le promontoire baléare était émergé, sauf sa partie méridionale (Bourrouilh, 1983), dans le centre et le Sud de Majorque, où l'on connaît des calcaires à Miogypsinidés de la « séquence de dépôt III » (Ramos-Guerrero et al., 1989) du Chattien-Burdigalien inférieur. Il en est de même dans la partie côtière sud du Prébétique d'Alicante (Geel, 1995) alors que, situées sans doute trop au nord, Eivissa et la Serra de Tramuntana (Norte) de Majorque étaient émergées.

Lors des mouvements qui ont entraîné, au Paléogène, les trois discordances successives observées dans le domaine bético-baléare avant la transgression du Miocène inférieur, la série mésozoïque d'Eivissa et son soubassement ont subi des fracturations, surtout dans des directions NW-SE et WSW-ENE, amenant des basculements et le jeu d'une érosion différentielle entre les divers panneaux.

Deux grandes transgressions marines, au Burdigalien-Langhien (séquence « IV ») et au Tortonien (séquence « VI ») encadrent, aux Baléares, une époque d'émersion, essentiellement « serravallienne », dont les dépôts continentaux discordants (séquence « V ») remplissent des fosses au centre de Majorque. C'est donc vers le milieu du Burdigalien (nannozone NN3), que s'amorce la transgression qui va recouvrir, au Langhien inférieur, l'ensemble du promontoire baléare, en déposant à Eivissa les épais dépôts de la Formation de la Cala d'Hort. Comme Fallot (1922), ces derniers doivent être contemporains de ceux de la « Formación turbidítica de Banyalbufar » de Majorque (Ramos-Guerrero et al., 1989), de faciès et de microfaune analogues. Dans le Prébétique à l'Est du Vinalopó (Fig. 1), la transgression se fait aussi par des marnes à *G. bisphericus* qui, ici, se poursuivent jusqu'au sommet du Langhien à Orbulines (Ott d'Estevou et al., 1988).

Des indices de remontée (Formation de Cap Jueu) des reliefs après le Langhien le plus bas sont connus à Eivissa, comme dans le centre de Majorque. Ils doivent être liés

au serrage tectonique, qui provoque l'empilement progressif vers le nord-nord-ouest des unités chevauchantes des deux îles, pendant que s'accumule la sédimentation marine dans l'espèce d'avant-fosse que constitue le golfe de Valencia. Le moment précis, probablement intra-langhien, de l'achèvement de l'épisode tectonique majeur ayant affecté le domaine baléare ne pourra être établi que par la datation, encore imprécise, des formations « serravalliennes » postnappe du centre de Majorque. Il est en tout cas antérieur à la dernière grande transgression de la mer du Tortonien inférieur (N16 de Blow). Une mer pelliculaire recouvre alors le centre de Majorque. À la base de ses « calcisiltites à Hétérostégines » (Pomar et al., 1996), des couches détritiques à *Borelis melo* sont surmontées de marnes à *Globorotalia acostaensis* (Bizon et al., 1968). La prolongation occidentale de cette fosse en cours d'affaissement a été repérée en mer par la géophysique (Mauffret, 1979) au sud-est de la zone haute, émergée, d'Eivissa-Formentera. Au même moment, le Prébétique le plus externe, en particulier près de Pegó (Champetier, 1972), est recouvert par les marnes du « tap » à *G. acostaensis*, dans un bras de mer qui devait se relier vers l'est au golfe de Valencia. Enfin, à la fin du Tortonien, l'archipel des Baléares, dont les contours devaient être proches des actuels, était entouré d'anneaux coralligènes (Pomar et al., 1996), autour de Majorque comme autour d'Eivissa (Formation de Portinatx-Cala d'en Serra) et de Formentera.

Tel est le tableau, situé dans le temps, essentiellement grâce à la micropaléontologie, que l'on peut donner aujourd'hui de la succession des événements miocènes dans cette partie du promontoire baléare, entre le Prébétique oriental et la Grande Baléare.

Remerciements

Remerciements à Mme Alicia Masriera (Barcelone) et au Pr R. Schroeder (Frankfurt-am-Main), ainsi qu'au rapporteur anonyme pour ses suggestions.

Références

- Alvaro, M., Barnolas, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, P., Simó, A., 1984. El Neógeno de Mallorca: caracterización sedimentológica y biostratigráfica. *Bol. Geol. Min.*, Madrid 95–1, 3–25.
- Barón, A., Fornós, J.J., Gelabert, B., Obrador, A., Pomar, L., Ramos, E., Sàbat, F., 2004. « Balears ». In: Vera, J. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, pp. 450–464.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Sp. Publ.* 54, 129–212.
- Bizon, G., Bizon, G.G., Colom, G., 1968. Note préliminaire sur les microfaunes planctoniques du Miocène marin de l'île de Mallorca (Îles Baléares). *Giorn. Geol. Bologna* 35–II, 331–340.
- Bourrouilh, R., 1983. Estratigrafia, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del Noreste de Mallorca (Balears), *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 99, 672 p. (Thèse d'État, Paris, 1973).
- Brébion, P., Chevalier, J.P., Colom, G., Lecoindre, G., Rangheard, Y., 1968. Sur le Tortonien de Formentera et d'Ibiza, *C.R. somm. Soc. geol. France*, 152–153.
- Champetier, Y., 1972. Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne). *Mém. Sci. Terre Nancy* 24, 169p.
- Chauve, P., Chabrier, G., Fourcade, E., 1982. Données nouvelles sur la structure et l'évolution géodynamique de l'île d'Ibiza (Baléares). *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. II* 295, 733–736.
- Colom, G., 1958. The age of beds with *Miogypsina mediterranea* Bronn, on the island of Majorca. *Micropaleontology* 4, 347–362.
- Colom, G., 1982. Notas paleontológicas y estratigráficas (referentes a Mallorca e Ibiza). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears* 26, 195–206.
- Colom, G., Magné, J., Rangheard, Y., 1970. Âge des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle. *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. D* 270, 1438–1440.
- Di Stefano, A., Foresi, L.M., Lires, F., Iaccarino, S.M., Turco, E., Ornella Amore, F., Mazzei, R., Morabito, S., Salvatorini, G., Abdul Aziz, H., 2008. Calcareous plankton high resolution bio-magnetostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean area. *Riv. It. Pal. Strat.* 114, 51–76.
- Durand-Delga, M., Freneix, S., Magné, J., Méon, H., Rangheard, Y., 1993. La série saumâtre et continentale d'âge Miocène moyen et supérieur d'Eivissa (ex-Ibiza, Baléares). *Acta. Geol. Hisp. Barcelona* 28–1, 33–46.
- Fallot, P., 1922. Étude géologique de la Sierra de Majorque, Paris et Liège, Libr. Béranger, 480 p.
- Ferrús, B., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F., Serrano, F., 1992. Dépôts miocènes syntectoniques dans la Serra de Tramuntana (île de Majorque, Baléares). *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. II* 314, s. II 837–843.
- Fontboté, J.M., Guimera, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., Fernández-Ortigosa, F., 1990. The Cenozoic geodynamical evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España* 3, 249–259.
- Fornaciari, E., Rio, D., 1996. Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42, 1–36.
- Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., Negri, A., 1996. Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42, 37–63.
- Fornós, J.J., Pomar, L., Ramos, E., 2002. « Balearic Islands ». In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, pp. 327–334.
- Fourcade, E., Chauve, P., Chabrier, G., 1982. Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne). *Eclogae Geol. Helv.* 75–2, 415–436.
- Geel, T., 1995. Oligocene to Early Miocene tectono-sedimentary history of the Alicante region (SE Spain): implication for Western Mediterranean evolution. *Basin Res.* 7, 313–336.
- González-Donoso, J.M., Linares, A., Pascual, J., Serrano, F., 1982. Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior del Port del Canonge y Randa (Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears* 26, 229–232.
- Gourinard, Y., Magné, J., Ringeade, M., Wallez, M.J., 1985. Chronologie numérique de l'étagé Burdigalien. *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. II* 301, 715–720.
- Haanstra, U., 1935. *Geologie von Ost-Ibiza (Balearen)*, Thèse Doct. Univ. Utrecht, 62 p.
- Jenkins, D.G., Saunders, J.B., Cifelli, R., 1981. The relationship of *Globigerinoides bisphericus* Todd 1954 to *Praeorbulina sicana* (De Stefani) 1952. *J. Foram. Res.* 11–4, 262–267.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (Western Mediterranean). In: Banda, E., Santanach, P. (Eds.), *Geology and Geophysics of the Valencia Trough*, 203. Tectonophysics, pp. 57–75.
- Martinell, J., de Porta, J., 1981. Presencia de *Vaginella austriaca* Kittl. (Pteropoda) y fauna malacológica acompañante en el Mioceno de Catalunya. *Iberus* 1, 1–8.
- Martini, E., 1970. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), *Proc. 2nd Planktonic Conference*, Roma, 2, pp. 738–785.
- Martini, E., Müller, C., 1986. Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *Newsl. Strat.* 16–2, 99–112.
- Mauffret, A., 1979. Étude géodynamique de la marge des îles Baléares. *Mem. Soc. geol. France*, n. ser. LVI 132, 94 p.
- Mein, P., Adrover, R., 1982. Une faunule de mammifères insulaires dans le Miocène moyen de Majorque (îles Baléares). *Geobios (Mém.)* 6, 451–463.
- Müller, C., 1979. Neogene calcareous nannofossils from the Mediterranean-Leg 42-A of the Deep Sea Drilling Project. In: Hsü, K.J., et al. (Eds.), *Initial Rep. DSDP, Washington D.C.*, 42, 787 p.
- Müller, C., 1981. Beschreibung neuer Helicosphaera Arten aus den Miozän und Revision biostratigraphischer Reichweiten einiger neogenen Nannoplankton-Arten. *Senckenb. Lethea* 61 (3–6), 427–435.
- Ott d'Estevou, P., Montenat, C., Ladure, F., Pierson d'Autrey, L., 1988. Évolution tectono-sédimentaire du domaine prébétique oriental (Espagne) au Miocène. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 307, 789–796.

- Pomar, L., Ward, W.C., Green, D.G., 1996. Upper Miocene Reef Complex of the Llucmajor area, Mallorca, Spain, In: Franseen, E., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.M. (Eds), *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean regions*, SEPM, Concepts Sedim. Paleont 5, pp. 191–225.
- Ramos-Guerrero, E., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F., Serra-Kiel, J., 1989. Cenozoic tectonosedimentary evolution of Mallorca Island. *Geodin. Acta Paris* 3, 53–72.
- Ramos-Guerrero, E., Berrio, I., Fornós, J.J., Moragues, L., 2000. The Middle Miocene Son Verdura lacustrine-palustrine system, In: Gierlowski-Kordesch, E., Kelt, K., (Eds), *Lake basins through space and time*, AAPG, Studies in Geol. 46, 441–448.
- Rangheard, Y., 1971. Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Mem. Inst. Geol. Min. España* 82, 340 p.
- Rangheard, Y., 1979. Cartes géologiques d'Ibiza à 1/50 000, IGME, Madrid: feuilles San Miguel, Ibiza, Santa Eulalia del Rio, San Juan Batista (avec notices explicatives).
- Rangheard, Y., 1984. The geological history of Eivissa and Formentera. In: Kubier, H (Ed.), *Biogeography and ecology of the Pityusic Islands*. Dr W. Junk Publ, The Hague, pp. 25–104.
- Simó, A., Giner, J., 1983. El Neógeno de Ibiza y Formentera (Islas Baleares). *Rev. Invest. Geol. Barcelona* 36, 67–81.
- Spiker, E.T.N, 1935. *Geologie von West-Ibiza (Balearen)*, Thèse Doct. Univ. Utrecht, 65p.