



**HAL**  
open science

## Le Crétacé du Bassin Lusitanien (Portugal) (11-13 septembre 2009)

Jacques Rey, Paulo S. Caetano, Pedro Callapez, Jorge Dinis

► **To cite this version:**

Jacques Rey, Paulo S. Caetano, Pedro Callapez, Jorge Dinis. Le Crétacé du Bassin Lusitanien (Portugal) (11-13 septembre 2009). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 2009, Série "Excursion", 100 p. hal-00452152

**HAL Id: hal-00452152**

**<https://hal.science/hal-00452152>**

Submitted on 1 Feb 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



# Excursion du Groupe Français du Crétacé

avec la participation de l'Association des Géologues du Sud Ouest

## Le Crétacé du Bassin Lusitanien (Portugal)

11-13 septembre 2009

Organisée par : Jacques Rey, Paulo Caetano,  
Pedro Callapez, Jorge Dinis



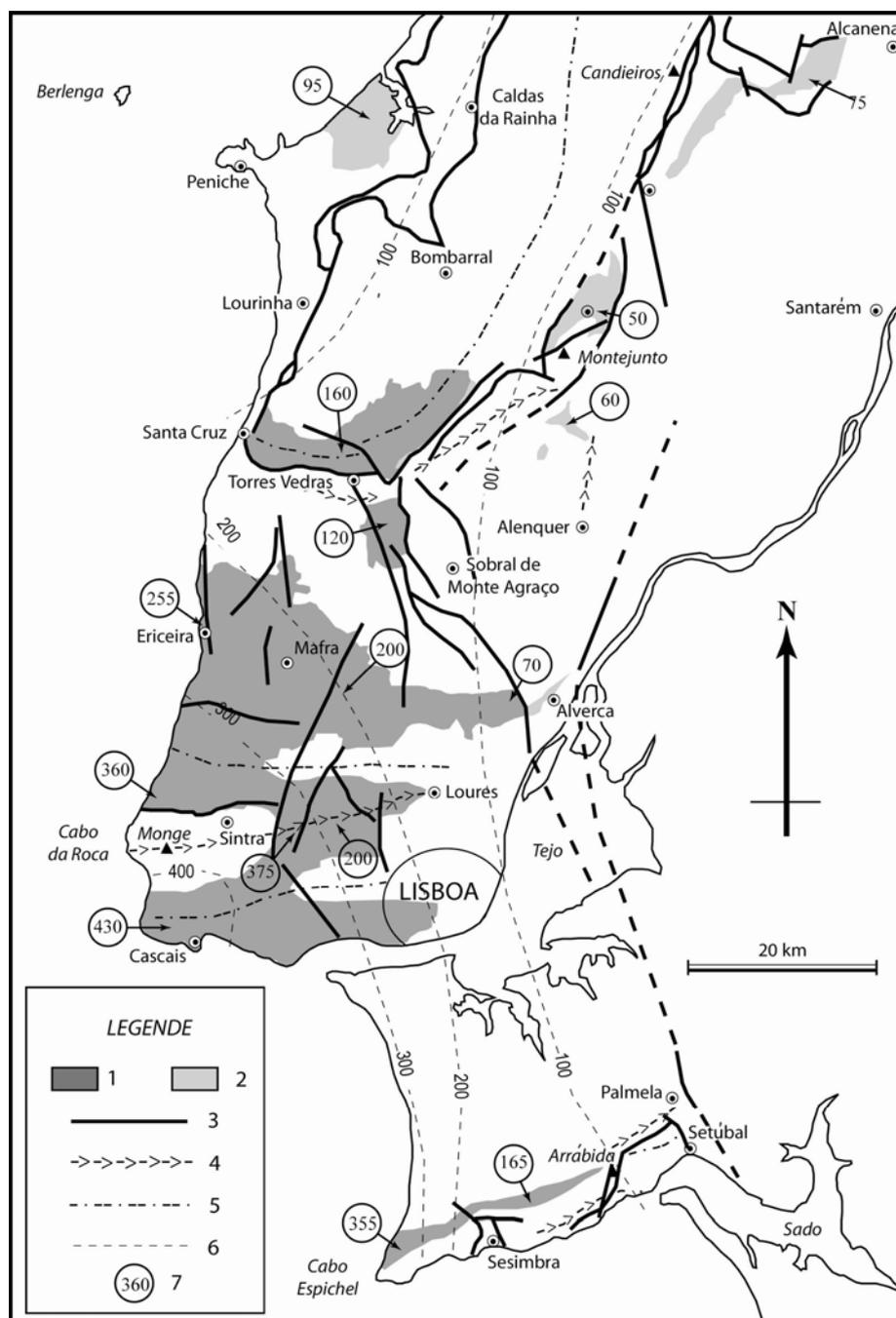
## LISTE DES PARTICIPANTS

ALVES Tiago [Cardiff]  
ANDREU Bernard [Toulouse]  
BICHOT Francis [Poitiers]  
BILOTTE Michel [Toulouse]  
BILOTTE Geneviève [Toulouse]  
CAETANO Paulo [Lisbonne]  
CALLAPEZ Pedro [Coimbre]  
CANEROT Joseph [Toulouse]  
CANEROT Michèle [Toulouse]  
CARENAS Beatriz [Madrid]  
CISZAK Richard [Toulouse]  
DINIS Jorge [Coimbre]  
DUDICOURT J.-C [Rennes]  
FERRY Serge [Lyon]  
FONT Eric [Lisbonne]  
GASPARD Danièle [Paris Sud]  
GOMEZ Bernard [Lyon]  
GROSHENY Danièle [Strasbourg]  
LEZIN Carine [Toulouse]  
MENDES Mario [Lisbonne - Evora]  
MUDRY Jean Marie [Genève]  
NERES Marta [Lisbonne]  
PLATEL Jean-Pierre [Bordeaux]  
PLATEL Nicole [Bordeaux]  
REY Jacques [Toulouse]  
REY Gilda [Toulouse]  
SEGURA Manuel [Madrid]  
TERRINHA Pedro [Lisbonne]  
VERNA Mireille [Bordeaux]

# **GÉNÉRALITÉS SUR LE CRÉTACÉ DU BASSIN LUSITANIEN**

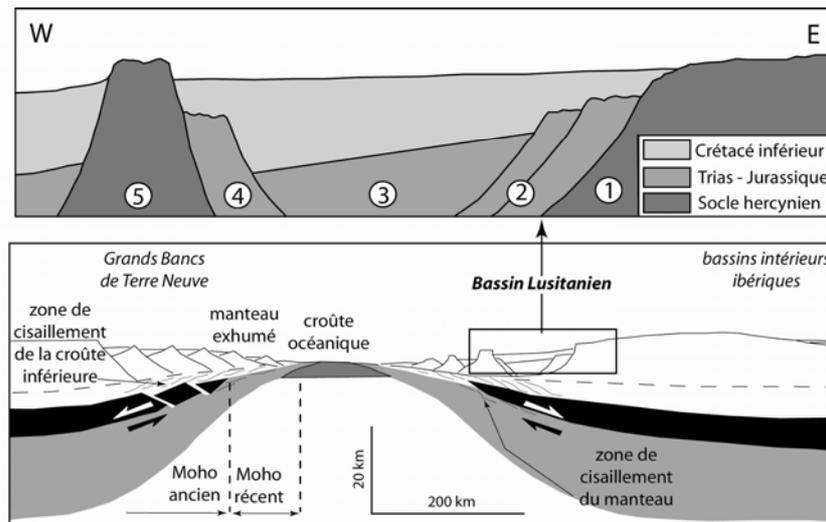
## MORPHOLOGIE DU BASSIN LUSITANIEN

Dans le Bassin Lusitanien, les dépôts crétacés ont été conservés entre Aveiro et le Rio Sado (fig. 1). Ils occupent un graben parallèle à la côte atlantique, orienté Nord Nord Est – Sud Sud Ouest, jalonné par des accidents d'origine hercynienne. Deux secteurs, septentrional et méridional, peuvent être distingués de part et d'autre du parallèle de Caldas da Rainha. Le Crétacé inférieur n'a été identifié avec certitude que dans le secteur méridional. Ce dernier, compris entre le Massif Hespérique qui constitue la principale source de sédiments clastiques, à l'Est, et le horst marginal granito-gneissique de Berlenga, à l'Ouest, se compose (figs. 2, 3) d'une gouttière médiane portant une série crétacée relativement continue entre la région de Torres Vedras et le Sado, et des gradins marginaux - à l'Est et à l'Ouest - à sédimentation très discontinue (REY, 1972). Ce bassin, dont le dépôt-centre et l'océanité maximale sont localisés aux environs de Cascais, est essentiellement ouvert sur la mer au Sud Ouest. Il est donc protégé des influences du large par une ou plusieurs barrières topographiques qui réduisent les transits sédimentaires vers les fonds atlantiques et limitent les arrivées de faunes pélagiques.



**Fig. 2.** – Les affleurements crétacés du Bassin Lusitanien au Sud de Caldas da Rainha, dans leur cadre structural actuel.

1. séries crétacées relativement complètes ; 2 : séries crétacées à importantes lacunes stratigraphiques ; 3 : accidents majeurs ; 4 : axes anticlinaux ; 5 : axes synclinaux ; 6 : Lignes isopaques de l'intervalle Berriasien – Aptien ; 7 : épaisseur totale de l'intervalle Berriasien – Aptien.



**Fig. 3.** – Coupe interprétative du Bassin Lusitanien à l’Aptien supérieur, dans le contexte géodynamique de l’ouverture de l’Atlantique.

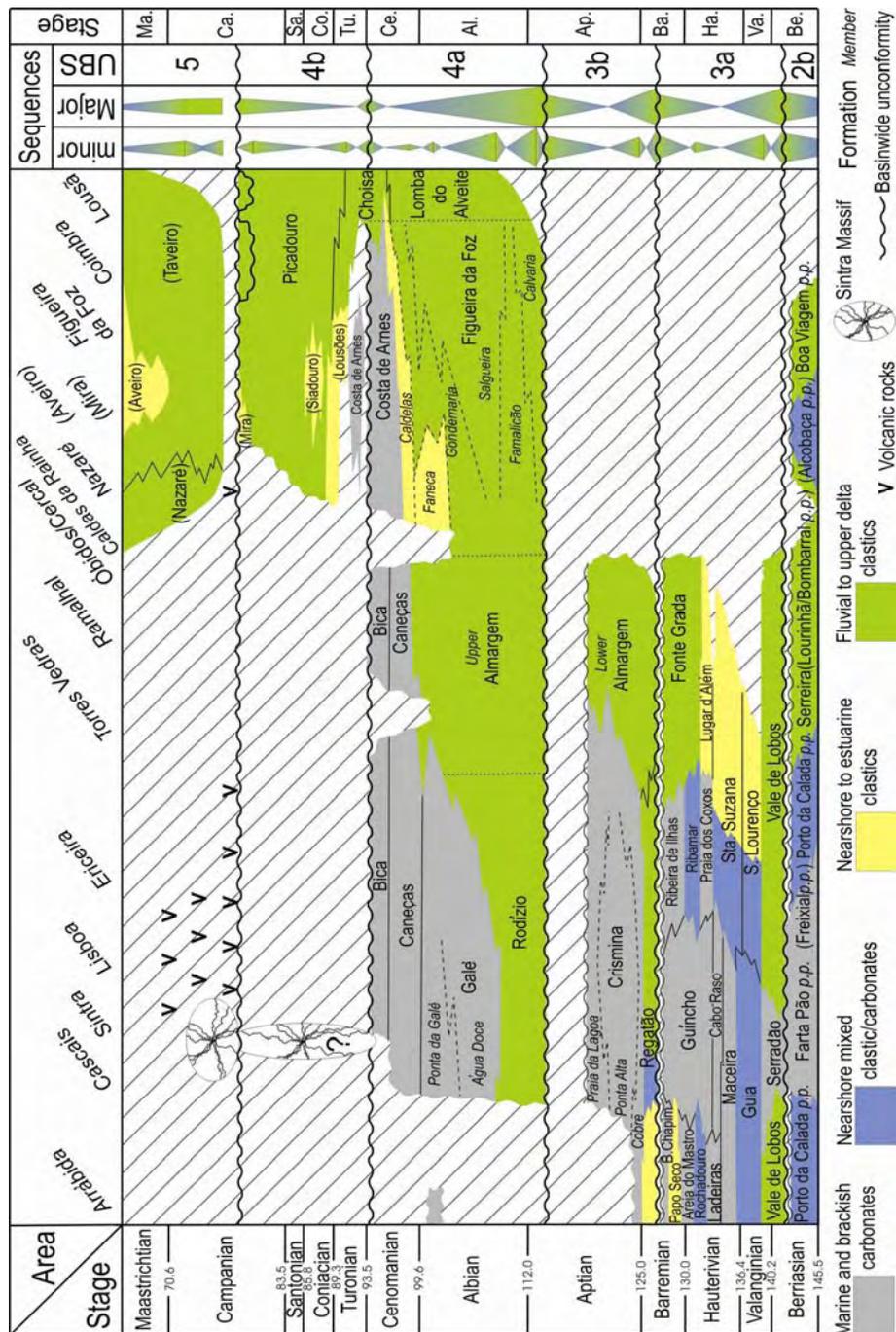
Au Crétacé supérieur les séries calcaires du Cénomaniens se sont développées sur les deux secteurs, témoignant d’une vaste plate-forme carbonatée téthysienne qui a colmaté les dépôts antérieurs du Bassin Lusitanien. Au début du Turonien, le dépôt-centre de la sédimentation se déplace vers les environs de Figueira da Foz, à l’Ouest de Coimbra. Par contre, jusqu’au Campanien, on ne trouve plus de dépôts crétacés au Sud du parallèle de Nazaré.

Depuis le Turonien inférieur sommital jusqu’au Maastrichtien, toute la sédimentation est détritique et continentale, excepté de brèves intercalations marines à faciès mixtes représentatives du Coniacien et du Campanien moyen et liées à des maxima eustatiques. Néanmoins, au début du Campanien inférieur, on trouve partout des témoins d’une forte rupture tectono-sédimentaire, associé à des séries argileuses rouges très épaisses et discordantes sur les unités précédentes, parfois avec une nette discordance angulaire. Au Crétacé supérieur terminal, le dépôt-centre a encore migré vers le Nord, pour se situer dans les domaines de l’actuelle plate-forme continentale, près d’Aveiro. Ici, l’épaisseur connue par la sismique et des forages dépasse sûrement les 500m. Enfin, dans la région de Lisbonne-Cascais-Sintra, le Campanien-Maastrichtien continental est représenté localement par des niveaux de tufs volcaniques, intercalés dans des coulées de la nappe basaltique de Lisbonne.

### LE REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE

La série sédimentaire du Crétacé inférieur est constituée (fig. 4, 5, 6, 7) :

- dans la région de Cascais et de Sintra, de 9 formations à dominante calcaire (REY, 1992), ayant une épaisseur totale cumulée de l’ordre de 400m ;
- dans la Serra da Arrábida, au Nord du Cap Espichel, d’une alternance de calcaires marins, de dolomies, grès et argiles margino-littoraux, et de conglomérats, grès et argiles fluviatiles, agencés en 12 formations ayant une épaisseur totale de 350m environ ;
- dans la région d’Ericeira, d’une succession de dépôts de même nature qu’au Cap Espichel, mais avec une épaisseur moindre, où l’on distingue 10 formations (250m environ).
- au Nord d’Ericeira, à l’Est de Loures et de Sesimbra, de sédiments exclusivement terrigènes, essentiellement fluviatiles, épais de 160m dans les affleurements de la gouttière médiane, notamment au Nord de Torres Vedras où tous les étages paraissent représentés dans 8 formations (REY, 1993a), et de 50m à 100m sur les gradins marginaux (affleurements de Galiota, Alverca, Olhalvo, Abridada, Alcanede, Cercal, bordure orientale du synclinorium de Torres Vedras) où divers unités lithostratigraphiques sont absentes (fig. 2).



**Fig. 4.** – Diagramme lithostratigraphique synthétique du Crétacé de la marge Ouest-Portugaise (d'après DINIS et al., 2008). Unités informelles entre parenthèses. Triangles bleus : phases transgressives ; triangles verts : phases régressives. ; UBS : limites de séquences d'après CUNHA & REIS, 1995.

Par suite, la série sédimentaire du Crétacé supérieur est composée :

- dans la région de Lisbonne, Cascais et de Sintra, de 2 formations constituant une puissante série de carbonates de plate-forme d'âge cénomaniennes, très fossilifères, avec une épaisseur maximale d'environ 180-200m, mais qui décroît progressivement vers le Nord du Bassin. Entre Lisbonne et Cascais, ces unités sont surmontées de basaltes neocrétaqués, avec des intercalations de tufs continentaux fossilifères (Complexe Basaltique de Lisbonne) ;

- au Nord de Torres Vedras, dans les affleurements isolés de Runa, Cercal et Alcanede, des sédiments terrigènes, fluviaux ou de plaine littorale (Cénomaniens inférieurs), suivis de carbonates de plate-forme (Cénomaniens moyens et supérieurs), avec des faciès à rudistes au sommet ;

- dans le promontoire de Nazaré, de 5 formations dont la plus épaisse (80 m) constituée des calcaires et marnes lagunaires et de plaine littorale du Cénomanién inférieur et moyen, surmontés par des calcaires de plate-forme externe avec des calcarénites à débris de rudistes de Cénomanién supérieur auxquels succèdent des faciès margino-littoraux et fluviatiles du Turonien. Le sommet de cette série est terrigène, avec des conglomérats et argiles rouges attribués au Campanien-Maastrichtien ;

- au niveau de l'axe structural de Nazaré-Cós-Juncal-Leiria, d'une succession de 2 formations ; la plus épaisse, à la base, enregistre des conglomérats, grès et argiles fluviatiles d'âge aptien à cénomanién ; lui succèdent des carbonates de plate-forme avec des bioconstructions à rudistes, *Chondrodonta* et coraux hermatypiques (60-70 m) .

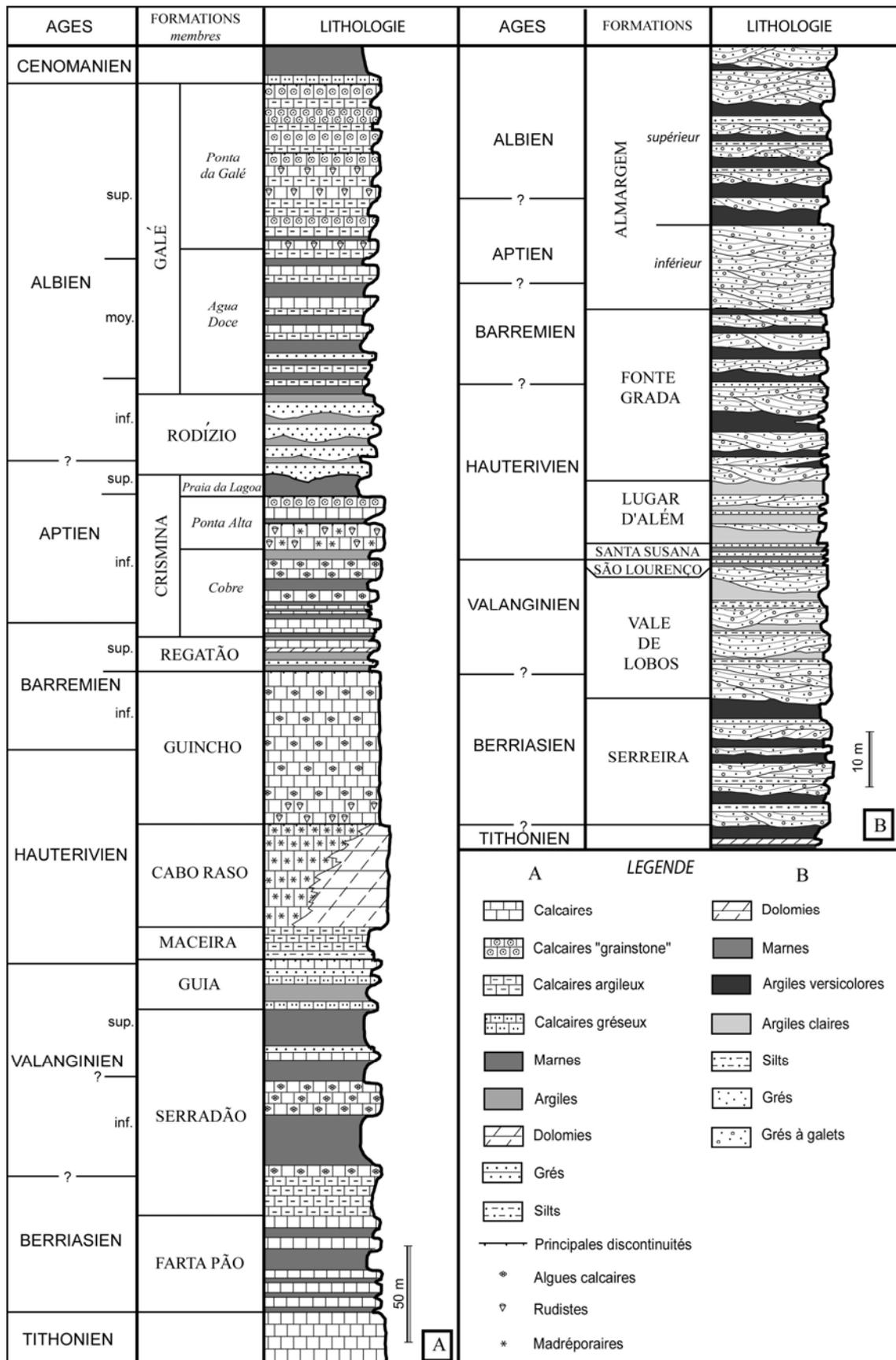
- vers l'Est, dans la région d'Ourém, d'une succession semblable à la précédente, mais avec des calcaires lagunaires à oursins et exogyres du Cénomanién supérieur ;

- au Nord, dans la région du Bas Mondego et suivant un transect Coimbra-Figueira da Foz, de sédiments détritiques du Crétacé inférieur qui remontent vers la marge du bassin, jusqu'à la base du Cénomanién supérieur (80-200 m d'épaisseur). Ils sont suivis au Crétacé supérieur par 4 formations. La première enregistre des dépôts de plate-forme carbonatée avec des calcaires à ammonites (70m d'épaisseur maximal à l'Ouest), alors que les 3 formations suivantes sont détritiques ;

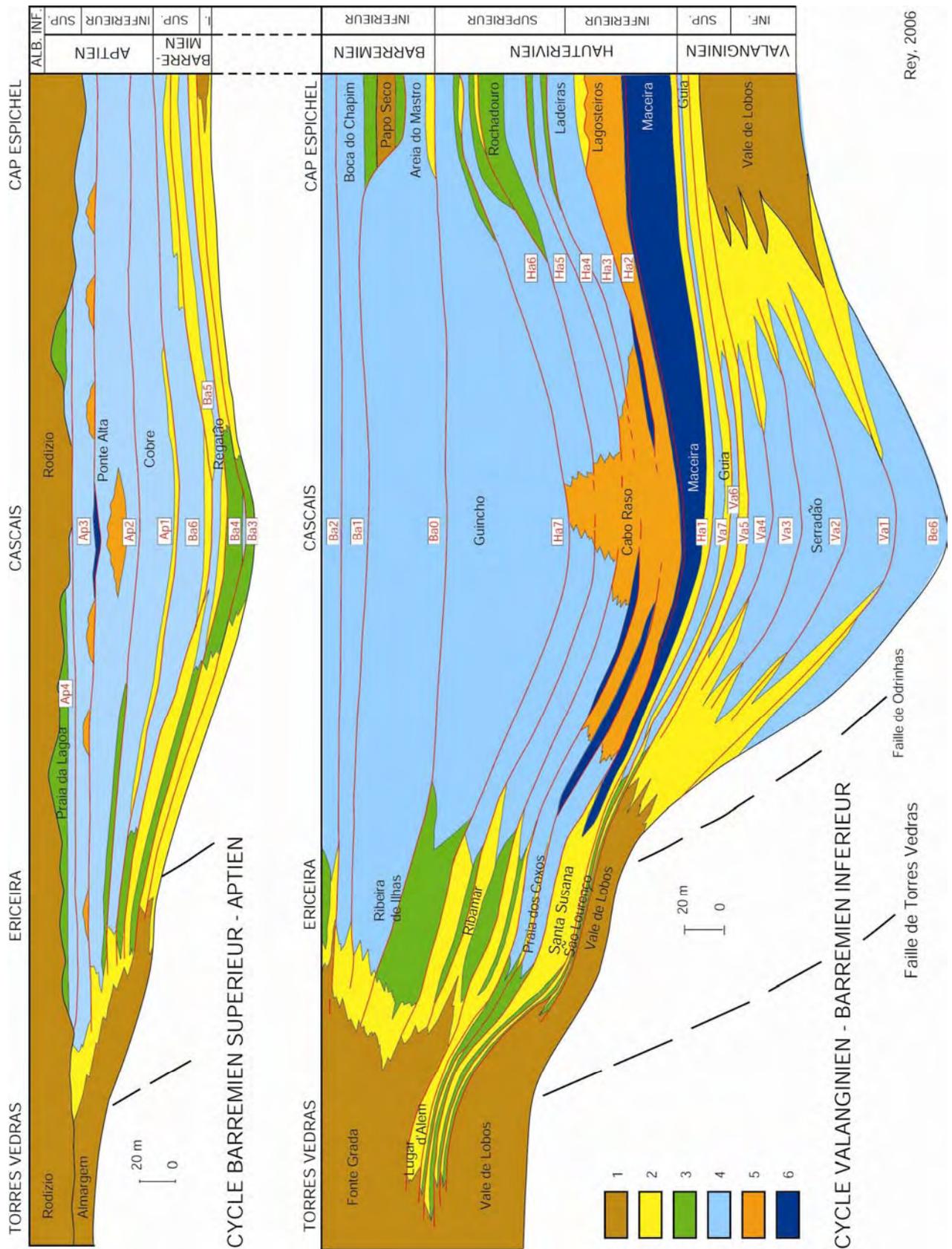
- dans les régions de Mira, Viso et Aveiro, situées près de la limite nord du bassin, des unités équivalents à celles du Bas Mondego, mais avec des carbonates très réduits et un Crétacé terminal très développé, composé d'une épaisse série (>300m dans l'onshore) d'argiles rouges, fluviatiles et fluviomarines, à poissons et tortues.

**Fig. 5.** – Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur dans la partie méridionale du Bassin Lusitanien. Ages, séquences de dépôt et cycles transgressifs – régressifs de 2<sup>ème</sup> ordre

| AGE         | CYCLES T - R  | SEQU. ordre 3                        | UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES |                                 |  |                                 |
|-------------|---------------|--------------------------------------|------------------------------|---------------------------------|--|---------------------------------|
|             |               |                                      | Ericeira                     | Cascais, Sintra                 | Cap Espichel   |                                 |
| ALBIEN      | sup.          | Al 11<br>Al 10<br>Al 9<br>Al 8       | GALÉ                         | Ponta da Galé                   | Ponta da Galé  |                                 |
|             | —             | Al 7                                 |                              | GALÉ                            | Água Doce  | ?                               |
|             | —             | Al 6                                 |                              |                                 |  |                                 |
|             | —             | Al 5                                 |                              |                                 |  |                                 |
|             | —             | Al 4                                 |                              |                                 |  |                                 |
| inf.        | Al 3 à Ap 5 ? | RODÍZIO                              | RODÍZIO                      | RODÍZIO                         |  |                                 |
| APTIEN      | sup.          | ?                                    | CRISMINA                     | Praia da Lagoa Ponta Alta Cobre | CRISMINA   |                                 |
|             | inf.          | Ap 4<br>Ap 3<br>Ap 2<br>Ap 1         |                              |                                 |  | Praia da Lagoa Ponta Alta Cobre |
| BARREMIEN   | sup.          | Ba 6<br>Ba 5<br>Ba 4<br>Ba 3<br>Ba 2 | REGATÃO                      | REGATÃO                         | REGATÃO  |                                 |
|             | inf.          | Ba 1<br>Ba 0                         | RIBEIRA DE ILHAS             | GUINCHO                         | BOCA DO CHAPIM<br>PAPO SECO<br>AREIA DO MASTRO<br>ROCHADOURO |                                 |
| HAUTERIVIEN | —             | Ha 7<br>Ha 6<br>Ha 5                 | RIBAMAR                      |                                 | CABO RASO  | LADEIRAS                        |
|             | —             | Ha 4<br>Ha 3                         | PRAIA DOS COXOS              | Lagosteiros                     |  |                                 |
|             | —             | Ha 2<br>Ha 1                         | SANTA SUSANA                 | MACEIRA                         |  | MACEIRA                         |
|             | —             | Va 7<br>Va 6                         | SÃO LOURENÇO                 | GUIA                            |  | GUIA                            |
| VALANGINIEN |               |                                      | VALE DE LOBOS                | SERRADÃO                        | VALE DE LOBOS  |                                 |



**Fig. 6.** – Exemples de séries stratigraphiques du Crétacé inférieur dans le Bassin Lusitanien.  
 A : colonne litho-stratigraphique de la région de Cascais ; B : colonne litho-stratigraphique du synclinorium de Torres – Vedras.



**Fig. 7. – Le remplissage sédimentaire du Bassin Lusitanien entre le Valanginien et l’Aptien. Profils interprétatifs entre Torres Vedras et le Cap Espichel**  
 1 : dépôts fluviaux ; 2 : dépôts estuariens et littoraux ; 3 : dépôts lagunaires ; 4 : dépôts de plate-forme interne ; 5 : bioconstructions récifales ; 6 : dépôts de plate-forme externe ; 7 : limites de séquences de 3<sup>ème</sup> ordre.

## L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Les fossiles de bonne valeur chronostratigraphique sont rares, tant dans les dépôts marins que dans les sédiments continentaux. Toutefois, l'utilisation des concepts de la stratigraphie séquentielle permet d'identifier des lignes-temps, et donc d'établir des corrélations fiables entre les divers affleurements. Nous pouvons ainsi proposer une brève évocation des paysages sédimentaires dans le Bassin Lusitanien et de leur évolution au cours des temps (fig.8) :

- **Jurassique terminal - Berriasien inférieur.** La plate-forme carbonatée, centrée sur la région de Cascais et de Sintra, est essentiellement baignée par des eaux saumâtres, comme en témoigne la sédimentation prédominante des marno-calcaires à litiolides, charophytes et ostracodes lagunolacustres (faciès " purbeckien ") de la Formation de Farta Pão. Ce domaine est auréolé vers le Nord (Ericeira), l'Est (Malveira) et le Sud (Cap Espichel) de marais littoraux où se dépose la Formation argilo-sableuse de Porto da Calada. Au delà, vers Torres Vedras, Alverca et Sesimbra, s'accumulent des sédiments détritiques grossiers, fluviaux (Formation de Serreira).

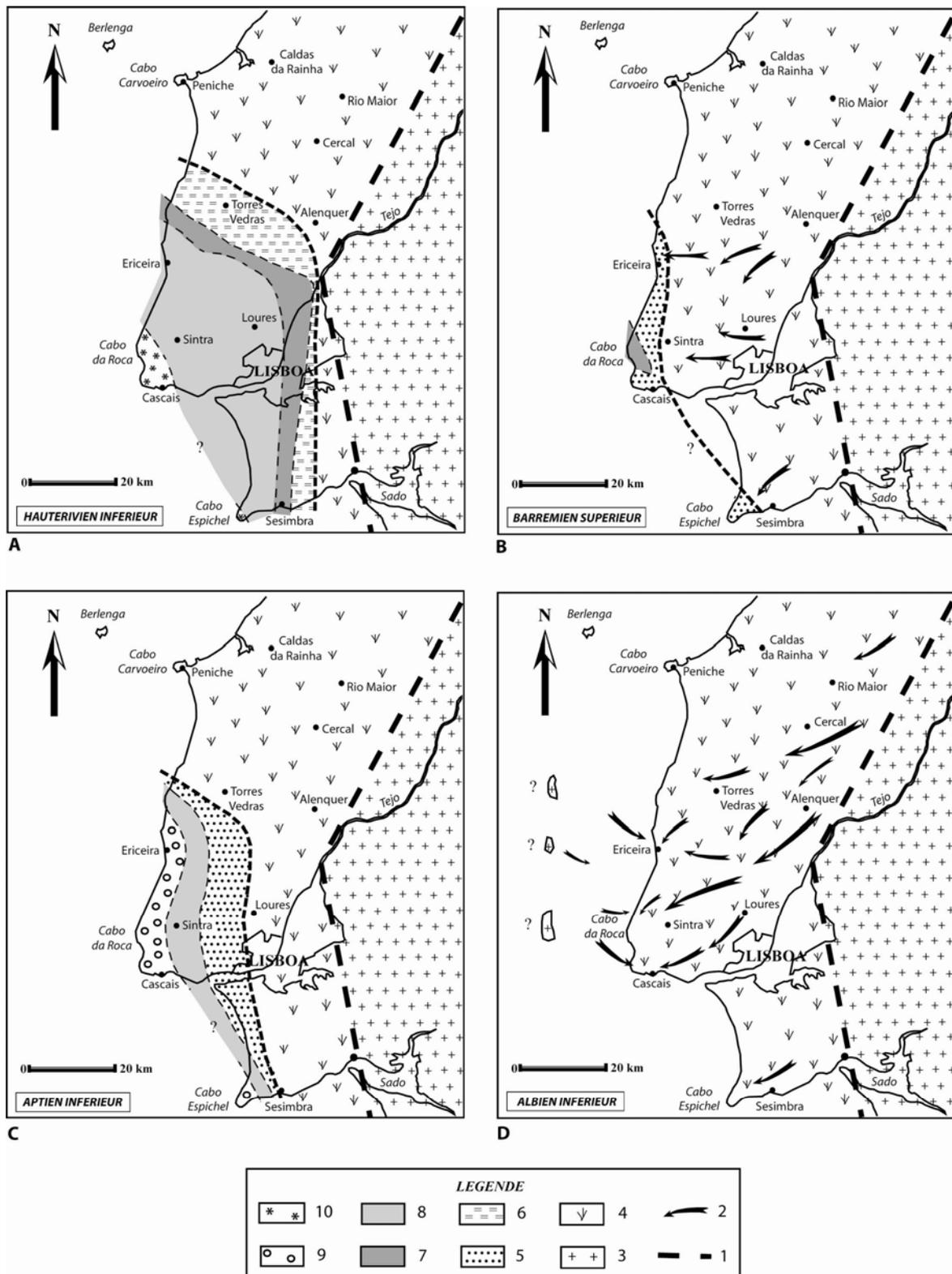
- **Berriasien supérieur - Valanginien.** La limite entre les domaines marin et continental ne se déplace guère. Toutefois, le caractère marin de la plate-forme carbonatée s'affirme progressivement avec le développement de calcaires et marnes sur une plate-forme infralittorale franchement marine et non barrée (Formation de Serradão). A l'inverse, les épandages de grès kaoliniques grossiers se développent en milieux estuariens et fluviaux (Formation de Vale de Lobos).

- **Valanginien terminal - Hauterivien inférieur.** Le niveau marin relatif s'élève très rapidement, de sorte que les régions de Cascais, de Sintra et du Cap Espichel correspondent alors à un milieu marin ouvert, peuplé notamment de céphalopodes, à sédimentation calcaire puis marneuse (Formations de Guia et de Maceira). La mer transgresse très largement vers le Nord et vers l'Est, puisque des vasières littorales atteignent les environs de Torres Vedras, Alverca et la partie orientale de la Serra da Arrábida (Formation de Santa Susana). Au maximum de transgression, des constructions récifales (calcaires dolomitiques à scléactiniaires et stromatoporoïdes) apparaissent dans la région de Cascais où se développe la puissante bioconstruction de Cabo Raso, mais aussi au Nord du Cap Espichel et jusque dans la région d'Ericeira.

- **Hauterivien - Barrémien inférieur.** Le comblement progressif du bassin s'accompagne d'une progradation des corps sédimentaires vers le dépôt-centre de Cascais. Dans la région de Cascais et de Sintra, l'extension des faciès récifaux diminue progressivement et des calcaires de plate-forme interne à rudistes et dasycladales (Formation de Guincho) se mettent ensuite en place, tandis qu'une alternance de calcaires et de marnes infralittorales à rudistes et échinides, de dolomies et de grès lagunaires à restes de dinosauriens (Formations de Praia dos Coxos, Ribamar et Ribeira de Ilhas de la région d'Ericeira ; Formations de Ladeira, Areia do Mastro, Papo Seco et Boca do Chapim, au Nord du Cap Espichel) s'accumule dans la Serra da Arrábida et aux environs d'Ericeira, au gré de fluctuations mineures du niveau marin. Vers le Nord et vers l'Est, les plaines alluviales sont occupées par des cours d'eau à chenaux divagants coulant de l'Est vers l'Ouest (Formation de Fonte Grada).

- **Barrémien supérieur.** Seuls, les affleurements proches de la côte actuelle - du Cap Espichel à Ericeira - montrent des influences marines, avec la sédimentation prédominante de grès, argiles et dolomies de plaines côtières intertidales à supratidales et de milieux estuariens (Formation de Regatão). Ailleurs se déposent des décharges terrigènes fluviales (Formation d'Almargem *pro-parte*).

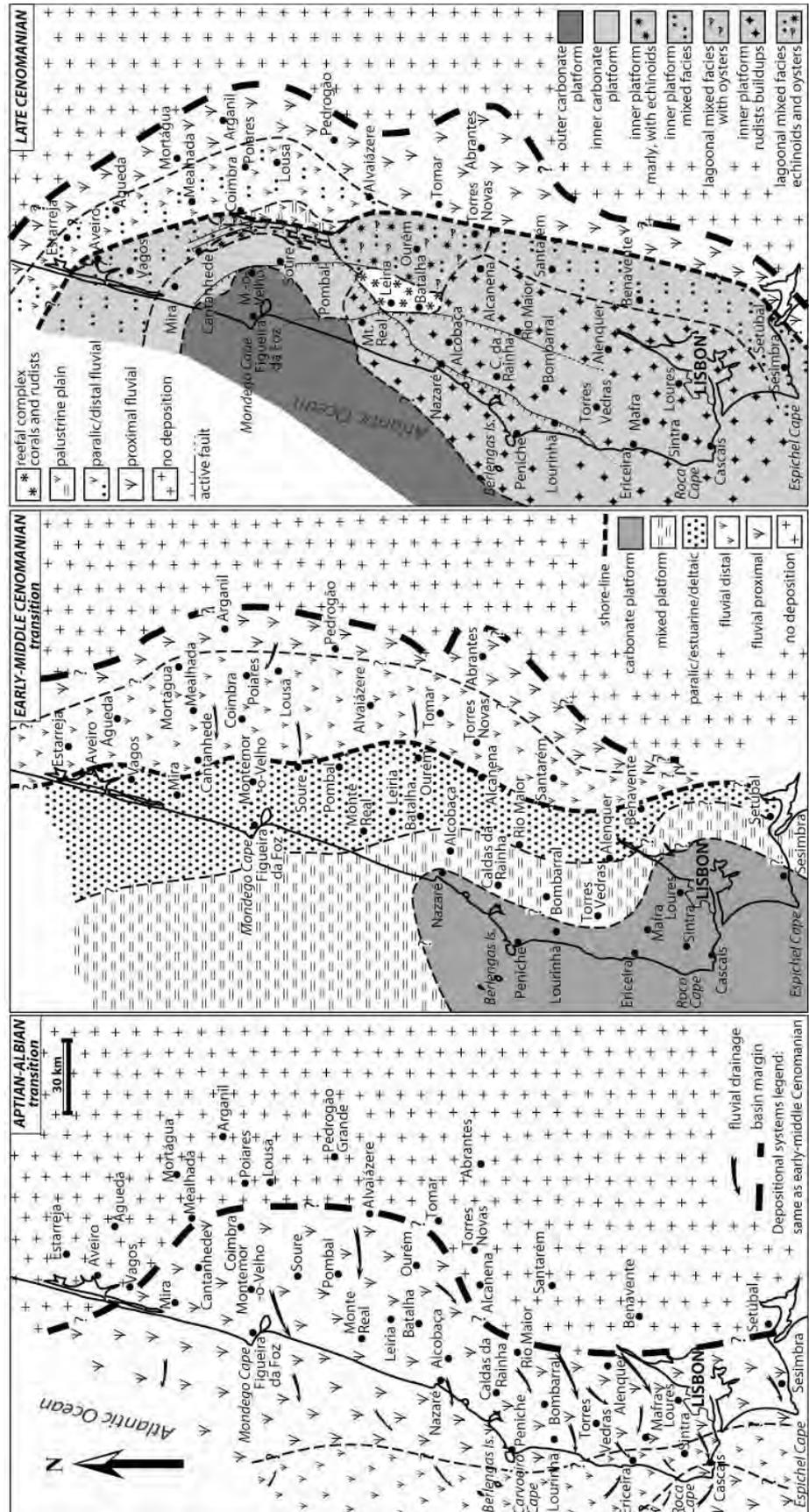
- **Aptien inférieur - Aptien supérieur basal.** Une montée progressive du niveau marin relatif permet l'installation d'un nouveau dispositif de plate-forme barrée, à sédimentation carbonatée : dans la partie occidentale de la Serra da Arrábida, dans la région de Cascais et de Sintra, et d'Ericeira à Mafra, se succèdent dans le temps, avec une grande uniformité spatiale des faciès, des calcaires et marnes de plate-forme interne (Formation de Crismina, membre de Cobre) et des biostromes à madréporaires et rudistes associés à des cordons sableux calcaires (Formation de Crismina, membre de Ponte Alta), puis des marnes à huîtres témoignant de milieux de vasières protégées (Formation de Crismina, membre de Praia da Lagoa). Une frange littorale de sables fins, intertidaux, peut être reconnue entre Mafra et Loures, tandis que la sédimentation déritique fluviale se poursuit plus au Nord et à l'Est (Formation d'Almargem *pro-parte*).



**Fig. 8.** – Quelques étapes de l'évolution paléogéographique du Bassin Lusitanien au Crétacé inférieur  
 1 : limite supposée des aires érodées ; 2 : direction des courants fluviaux ; 3 : Massif hespérique ; 4 : dépôts fluviaux ; 5 : dépôts détritiques intertidaux ; 6 : dépôts de marais littoraux ; 7 : dépôts carbonatés intertidaux ; 8 : dépôts carbonatés de plate-forme interne ; 9 : dépôts carbonatés de plate-forme moyenne ; 10 : bioconstructions récifales

- **Aptien terminal – Albien inférieur.** Un régime continental s'instaure brutalement sur l'ensemble du compartiment méridional du Bassin Lusitanien : des conglomérats, grès et argiles de cours d'eau à chenaux divagants (Formation de Rodízio) s'accumulent dans toutes les unités morpho-structurales et ravinent plus ou moins profondément les termes sous-jacents. Si les apports viennent

principalement du Massif Hespérique, à l'Est, divers indices (directions des courants, granulométries plus grossières, faible maturité des éléments) semblent témoigner dans les affleurements les plus occidentaux d'une alimentation locale à partir du bloc de Berlenga.



**Fig. 9.** – Quelques étapes de l'évolution paléogéographique du Bassin Lusitanien au Crétacé inférieur terminal et au Crétacé supérieur (modifié d'après DINIS *et al.*, 2008)

- **Albien – Cénomaniens supérieur** (fig.9). La mer envahit à nouveau progressivement le bassin, avec l'installation au cours de l'Albien, dans la région de Lisbonne, d'une plate-forme littorale barrée comprenant un domaine côtier argilo-sableux et un domaine interne infralittoral, marneux, à algues vertes, orbitolines et huîtres (Membre d'Água Doce), un domaine de haut-fond avec des calcaires à rudistes et nérinées et des barres sableuses (Membre de Ponta da Galé). Ces divers faciès migrent progressivement vers le Nord et vers l'Est au cours de l'Albien, mais restent exclusivement limités à la région de Lisbonne. Après une pause lors du Cénomaniens inférieur, marquée par la sédimentation de marnes lagunaires (" Marnes à *Exogyra pseudo-africana* "), la transgression s'amplifie considérablement au Cénomaniens moyen et supérieur (BERTHOU & LAUVERJAT, 1979 ; CALLAPEZ, 1998). Au début du Cénomaniens supérieur la plate-forme carbonatée colmate toute l'extension *onshore* du Bassin Lusitanien. La paléoligne de rivage se situe près de la bordure du Massif Hespérique, en connexion avec des vastes plaines littorales à sédimentation mixte et détritico micacée reliées aux systèmes fluviatiles plus orientaux. L'influence de la tectonique diapirique liée à la réactivation de failles tardi-hercyniennes est de plus en plus importante. La plate-forme carbonatée se compartimente : au Nord de l'axe structural NE-SW de Leiria-Nazaré (*faille de Nazaré* pour des Auteurs) s'étend un domaine de plate-forme ouverte, plus profond ; au Sud et jusqu'à Lisbonne, la plate-forme reste plus confinée et limitée par des haut-fonds situés à l'Ouest (horst de Berlengas). Ce sont des conditions propices pour la prolifération des bancs à rudistes, surtout des caprinules et radiolitidés semblables à ceux de Provence et du pourtour mésogéen.

- **Turonien inférieur – Campanien inférieur**. Après une interruption de la sédimentation au cours du Cénomaniens terminal et jusqu'à la partie moyenne du Turonien inférieur, liée au soulèvement tectonique de l'Estrémadure portugaise, la sédimentation de plate-forme reprend dans le secteur septentrional, surtout dans la région du Bas Mondego. On y trouve dans ce bref cycle sédimentaire des marnes dolomitiques, suivies par des calcaires en plaquettes à turritelles et ammonites, des bancs calcaires sableux avec des *patch-reefs* et des sables micacés de plaine littorale et fluviatile progradantes. Les apports détritico micacés venus du Massif Hespérique, à l'Est, sont surmontés par des sédiments fluviatiles grossiers et toute la région reste dans le domaine continental au cours du Coniacien et du Santonien. La seule exception connue est une courte incursion marine à *Hemitissotia*, enregistrée dans les environs de Ceadouro (SSE Aveiro).

- **Campanien inférieur – Maastrichtien**. Dans cet intervalle la sédimentation est surtout continentale. Elle débute après une forte rupture tectonique qui induit un changement brutal de la direction dominante du drainage fluviatile vers le Nord Ouest (Cunha, 1992 ; Cunha & Reis, 1995). L'évolution paléogéographique est aussi contrôlée par le soulèvement de quelques aires diapiriques du secteur septentrional du bassin qu'entourent des cônes alluviaux grossiers. Au Nord du parallèle de Nazaré, on peut reconstituer un paysage avec une large plaine alluviale à sédimentation argileuse rouge, drainée par des chenaux anastomosés. Plus au Nord Ouest et près d'Aveiro, les influences marines se manifestent avec la formation de lagunes restreintes à faune de vertèbrés très variée (Antunes, 1979 ; Antunes & Broin, 1988). Dans cet ensemble, on doit aussi signaler l'intercalation marine de Mira, avec des concentrations de gros foraminifères et des *Hoplitoplacenticeras* marqueurs de la base du Campanien moyen. La continuité vers le Paléocène reste ouverte, car on connaît des faciès très semblables près de Figueira da Foz et qui sont bien datés du Paléocène supérieur.

## L'ORGANISATION SÉQUENTIELLE

### Crétacé inférieur

Du Valanginien à l'Albien, Les dépôts marins du Bassin Lusitanien s'ordonnent (fig. 10, 11) en trois cycles de transgression - régression de 2ème ordre (REY *et al.*, 2003) :

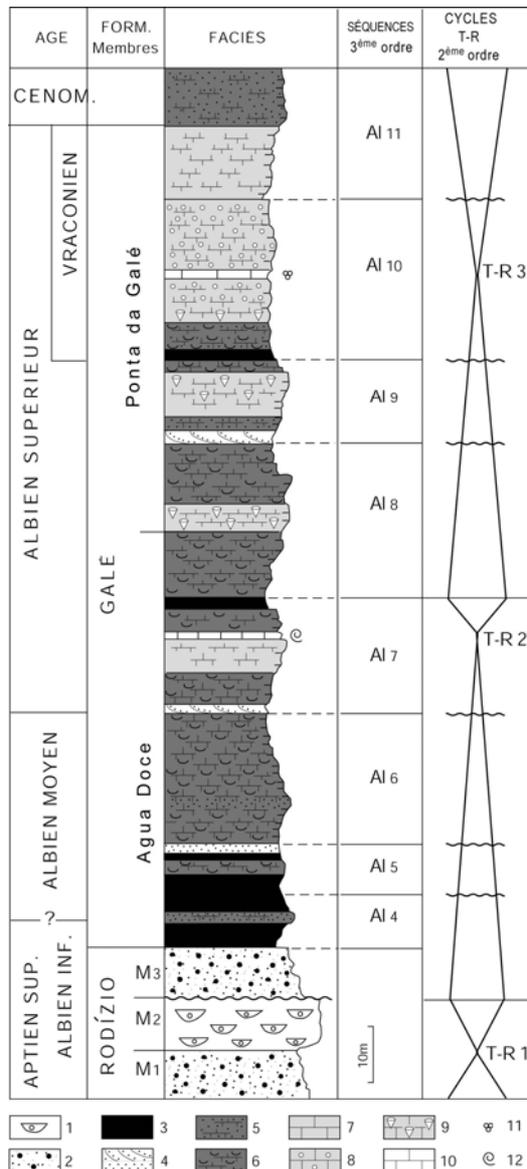
- **un cycle du Valanginien - Barrémien inférieur**. Le maximum de transgression, au passage Valanginien - Hauterivien, s'exprime par des niveaux condensés dans la partie la plus distale du bassin (région de Cascais), par l'apparition de sédiments marneux inter à supratidaux dans la région de Torres Vedras, et par des dépôts terrigènes fins en milieu continental. Une pulsation d'ordre inférieur peut être reconnue dans le demi-cycle régressif, avec un pic de transgression au passage Hauterivien - Barrémien ;

- un maximum de régression au Barrémien, qui se manifeste dans la série carbonatée de Cascais par une surface d'émersion karstifiée pouvant intégrer une lacune stratigraphique, et dans les séries mixtes du Cap Espichel et d'Ericeira par un épandage de grès grossiers ravinants ;

- un cycle du Barrémien supérieur – Aptien supérieur basal. Le maximum de transgression de l'Aptien inférieur (« Bédoulien » moyen), est de moindre ampleur que pour le cycle précédent. Il est signalé par plusieurs surfaces durcies et niveaux condensés dans les séries marines de Cascais et d'Ericeira.

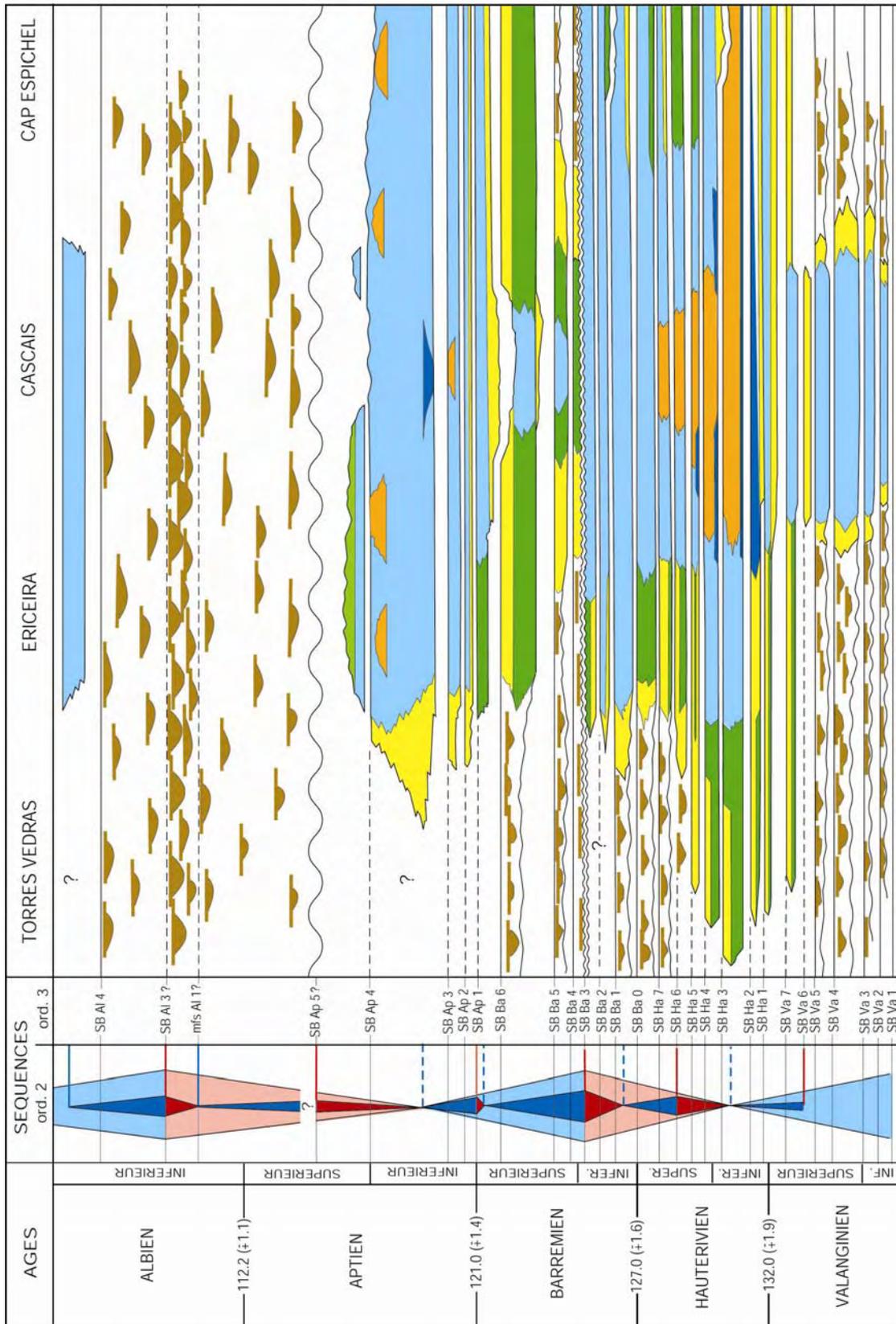
- un maximum de régression à l'Aptien supérieur, dont témoignent les brusques décharges de grès et conglomérats fluviatiles qui se répandent dans tout le bassin à l'Aptien terminal – Albien inférieur, ravinant plus ou moins profondément les dépôts sous-jacents ;

- un cycle de l'Aptien terminal – Albien. Il peut être lui-même décomposé en deux cycles d'ordre inférieur (fig. 28) qui ont été reconnus tant en domaine marin, au Sud du Bassin Lusitanien, qu'en domaine continental, au Nord (DINIS *et al.*, 2002). Le premier pic de transgression, à la base de l'Albien supérieur, correspond dans la région de Cascais par à dalle à ammonites (*Knemiceras uhligi*) ; le second, au Vraconien, est matérialisé par un mince niveau de marnes calcareuses riche en foraminifères planctoniques de plate-forme externe. A la limite entre Albien et Cénomaniens, la limite supérieure du cycle est matérialisée par une surface oxydée, surmontée de calcaires gréseux qui marquent un brusque retour à des environnements plus proximaux.



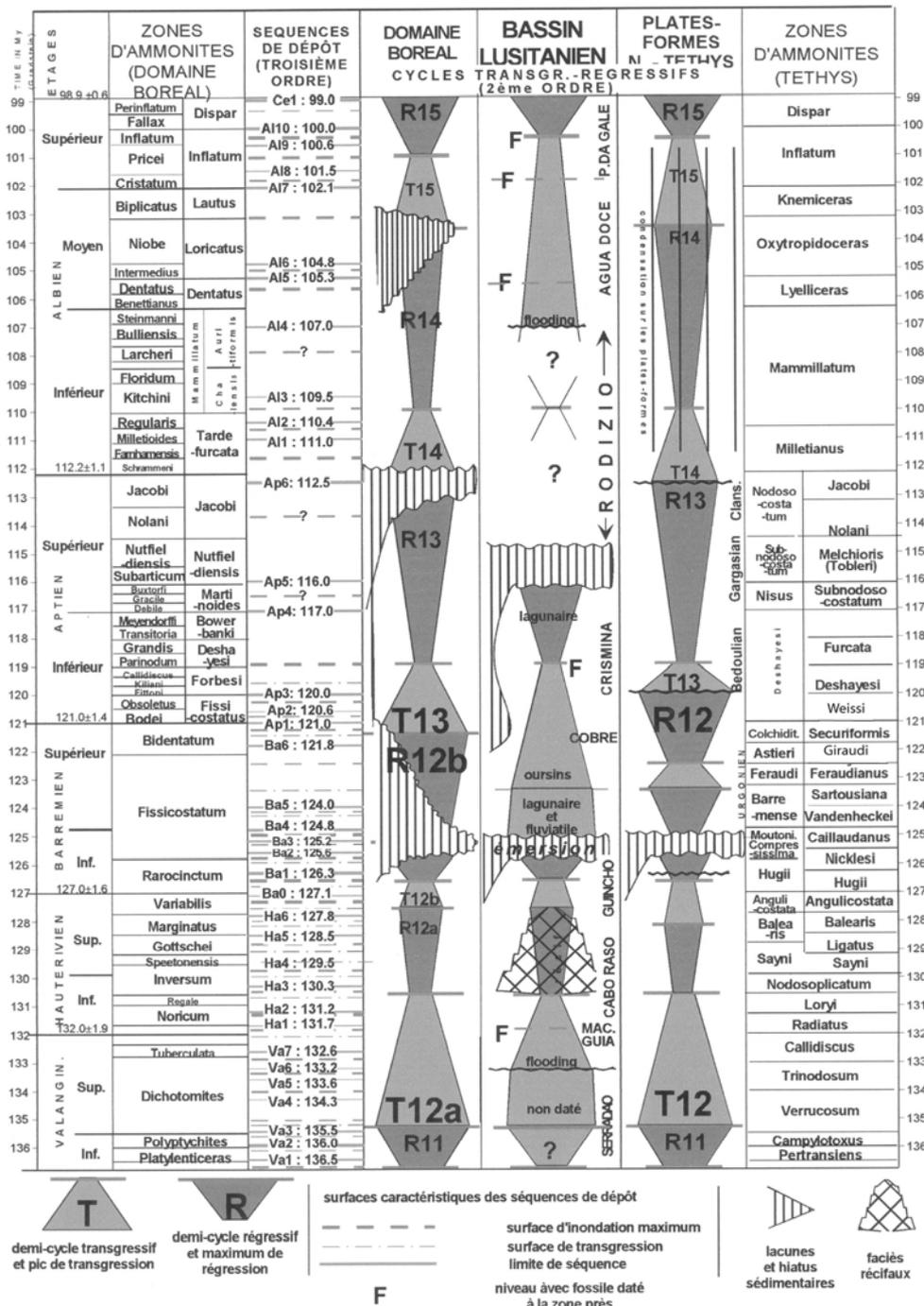
**Fig. 10.** – L'Aptien terminal – Albien dans la région de Cascais. Coupe synthétique, datations et séquences (DINIS *et al.*, 2002).

1 : grés et conglomérats fluviatiles progradants ; 2 : argiles, lignites et grés fluviatiles rétrogradants ; 3 : argiles et grés inter à supratidaux ; 4 : grés littoraux ; 5 : calcaires gréseux de plate-forme interne ; 6 : calcaires et marnes à Ostréidés de plate-forme interne ; 7 : calcaires et calcaires argileux à orbitolines de plate-forme interne ; 8 : calcaires grainstone de plate-forme moyenne ; 9 : calcaires à rudistes de plate-forme moyenne ; 10 : calcaires de plate-forme externe ; 11 : foraminifères planctoniques ; 12 : ammonites.



Rev, 2006

**Fig. 11.** – Diagramme chronostratigraphique des dépôts du Crétacé inférieur dans le Bassin Lusitanien. Mêmes figurés que pour la figure 26. Ages numériques de Hardenbol *et al.* (1998).



**Fig. 12.** – Comparaison des cycles transgressifs – régressifs de 2<sup>ème</sup> ordre et des séquences de dépôt de 3<sup>ème</sup> ordre entre le Bassin Lusitanien et les autres bassins ouest-européens des domaines téthysiens et boréaux (in : REY *et al.*, 2003)

Les cycles majeurs, de 2<sup>ème</sup> ordre, sont eux-mêmes composés des cycles d'ordre inférieur, à l'échelle du million d'années, qui génèrent des séquences de dépôt de 3<sup>ème</sup> ordre (REY, 1993b). Les caractéristiques sédimentologiques, paléontologiques et stratigraphiques de ces séquences de dépôt varient selon leur situation dans le bassin et suivant leur position dans les cycles de transgression - régression de 2<sup>ème</sup> ordre. Les cortèges de bas niveau marin sont très rarement représentés, localisés dans des remplissages de vallées incisées. Ils se distinguent généralement par un brutal accroissement des apports terrigènes. Les cortèges transgressifs se reconnaissent, dans la plupart des cas, par le développement de bancs calcaires et marneux strato-décroissants et de profondeur croissante, par l'abondance de la bioturbation et par la fréquence élevée des surfaces durcies sur

lesquelles peuvent apparaître localement des empreintes de dinosauriens (Praia dos Lagosteiros, Praia Grande do Rodízio). Les cortèges de haut niveau sont essentiellement calcaires (excepté en domaine estuarien où se développent des corps gréseux), stratocroissants et bathy-décroissants. Des paléosols signalent souvent les limites de séquences. Le diagramme chronostratigraphique fondé sur cette interprétation séquentielle (fig. 29) met clairement en évidence le caractère très discontinu de la sédimentation par lacune de la plupart des cortèges de bas niveau marin ou par érosions locales aux limites de séquences. 25 séquences ont ainsi été identifiées dans l'intervalle Valanginien – Aptien inférieur, et 8 dans l'Albien. Pour l'heure, les séquences de dépôt de 3<sup>ème</sup> ordre n'ont pas pu être identifiées dans les dépôts fluviatiles silico-clastiques.

Par leur nombre et par leur âge, les séquences reconnues dans le Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien présentent de fortes analogies avec celles décrites dans les autres bassins sédimentaires européens (JACQUIN *et al.*, 1998). Un découpage séquentiel similaire (fig. 12) a été reconnu dans le Bassin Parisien (RUSCIADELLI, 1999). Ces séquences de 3<sup>ème</sup> ordre pourraient donc être d'origine eustatique.

### **Crétacé supérieur**

Concernant les dépôts marins du Cénomaniens et Turonien inférieur deux cycles de transgression-régression ont été identifiés. Les influences de la tectonique liés à déformations de la plaque ibérique s'y superposent, parfois, au signal eustatique (CALLAPEZ, 1998, 1999b) :

- **un cycle du Cénomaniens.** Le pic transgressif du début du Cénomaniens supérieur (sommet de la zone de *vibrayanus*), est contemporain de l'extension maximale de la plateforme carbonatée, d'un net approfondissement de la colonne d'eau et d'une forte uniformisation des faciès dans les deux secteurs du bassin. Cette inondation maximale est suivie par des condensations dans les zones de plateforme plus internes et par une forte diversification latérale de faciès. On peut le diviser en 4 cycles d'ordre inférieur. Le premier au Cénomaniens inférieur est limité aux régions de Lisbonne, Cascais, Sintra et Nazaré. Le second cycle, qui intègre la majeure partie du Cénomaniens moyen, est caractérisé par une étape initiale nettement transgressive, où la plate-forme gagne fortement sur une plaine littorale détritique à reliefs peu marqués, ainsi que par un important changement dans les paléofaunes. Après une étape régressive qui termine par la progradation de grès fluviatiles, le troisième cycle est marqué par une sédimentation carbonatée qui atteint son climax au maximum transgressif du Cénomaniens supérieur. Le dernier cycle débute après une courte phase régressive identifié par un banc de calcaire paléokarstifié dans quelques affleurements (niveau à *Anorthopygus*), suivie par un fort changement de faciès vers un pôle marneux (introduction des premiers *Vascoceras*). Ce cycle va s'achever au sommet du Cénomaniens supérieur par une étape régressive marquée par l'introduction d'une fraction terrigène dans les carbonates et couronnée par une forte surface de discontinuité associé à des paléokarsts ;

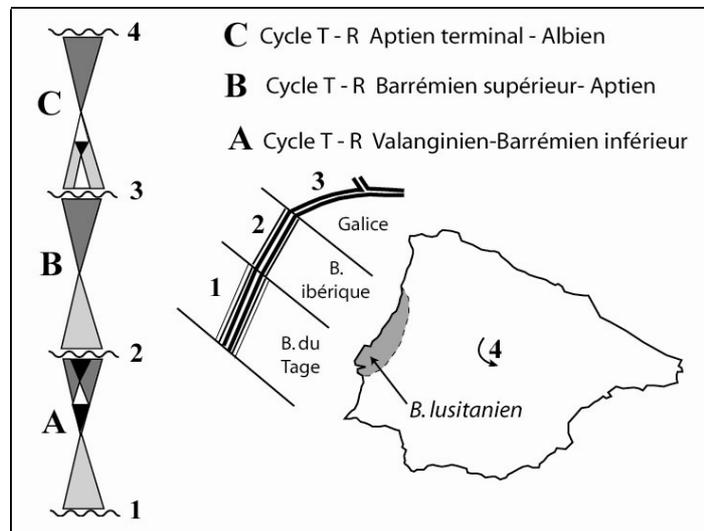
- **un cycle du Turonien inférieur – Coniacien.** Il est bien marqué au Nord du parallèle de Nazaré, avec un pic transgressif bien daté par une association téthysienne d'ammonites de la partie moyenne du Turonien inférieur (Callapez & Soares, 2001; Callapez, 2003, 2004). À Figueira da Foz, ce cycle commence avec des marnes et calcaires dolomitiques suivis par des niveaux très fossilifères de calcaires en plaquettes et des barres calcarénitiques à faune récifale. Au-dessus, l'ensablement est de plus en plus important, avec l'introduction de grès micacés surmontés par des sédiments alluviaux.

## **L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE**

L'histoire tectono-sédimentaire du Bassin Lusitanien au Crétacé inférieur peut être décomposée en 4 grandes phases séparées par les événements les plus marquants de la propagation vers le Nord de l'ouverture de l'Océan Atlantique, le long des 3 segments de la marge occidentale de la péninsule ibérique (fig. 13) : segment du Tage, segment ibérique et segment de Galice respectivement séparés par l'accident Choffat et par la Faille de Figueira da Foz considérés comme des structures tectoniques à l'échelle de la plaque (MALOT & MAUFFRET, 1990 ; PINHEIRO *et al.*, 1996) :

**La phase de subsidence thermique post-rift du Jurassique terminal – Berriasien.** Ce cycle régressif s'insère dans une tendance eustatique à long terme et exprime une réduction graduelle de l'activité tectonique (dont la subsidence, essentiellement thermique), après le climax d'extension au passage Oxfordien – Kimméridgien. La récente datation ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) et l'étude géochimique des dômes sub-volcaniques du secteur septentrional (GRANGE *et al.*, 2008) indiquent des âges d'environ 146 à 142 Ma (Tithonien term. - Berriasien inf.) et une diminution de la contamination crustale, ce qui devrait correspondre à un étirement ou un gonflement de la lithosphère continentale.

**Fig. 13.** – Cycles transgressifs – régressifs de 2<sup>ème</sup> ordre dans le Bassin Lusitanien. Relation avec les événements dans l'Atlantique.



**La crise néocimmérienne.** Une pulsation tectonique se produit dans le Bassin près de la limite entre Berriasien et Valanginien (partie inférieure de la Formation de Serradão). Elle se manifeste :

- par l'approfondissement de l'aire de sédimentation carbonatée de Cascais et de Sintra ;
- par de brusques arrivées de conglomérats et grès sur les bordures de la plate-forme marine (Formation de Vale de Lobos);
- par des discordances des grès fluviatiles valanginiens sur le Jurassique supérieur dans l'affleurement de Cercal ou sur le Jurassique terminal - Crétacé basal, à la bordure orientale du synclinorium de Torres Vedras ;
- par des lacunes stratigraphiques par érosion ou non sédimentation sur les bordures orientale et occidentale du bassin, dans les affleurements d'Olhalvo, Abrigada et Galiota.

Cette crise peut être mise en relation avec le début d'une phase magmatique d'origine mantellique et extensive, interprétée comme le début de l'accrétion océanique ultra-lente dans le secteur du Tage (GIRARDEAU *et al.*, 1998), au début de l'exhumation du manteau dans le segment ibérique (DEAN *et al.*, 2000) et avec le début de la phase de rifting au Nord du segment ibérique et dans le segment de Galice (WILSON *et al.*, 1996 ; WHITMARSH & WALLACE, 2001), générant un ajustement thermique et isostatique avec soulèvement régional des régions adjacentes. Cet effet à grande échelle fut plus intense dans la partie septentrionale du Bassin lusitanien où se produisirent des soulèvements de socle, des mouvements diapiriques, des injections de roches filoniennes (FERREIRA & MACEDO, 1983 ; GRANGE *et al.*, 2008) et des compressions locales.

**La phase de stabilité du Valanginien – Barrémien inférieur.** Du Valanginien au Barrémien inférieur, le Bassin Lusitanien reste relativement stable, les dépôts s'ordonnant en un cycle transgressif – régressif à long terme qui pourrait être la conséquence d'une atténuation progressive de la subsidence tectonique. Lors de cette phase, l'extension se limite, dans le secteur de Galice, à la croûte continentale du Bassin Lusitanien et, dans les secteurs ibérique et du Tage, à l'exhumation du manteau lithosphérique sub-continentale (TUCHOLKE & SIBUET, 2007) ou sous la forme d'une accrétion océanique ultra lente (GIRARDEAU *et al.*, 1998).

**La rupture sédimentaire intra-barrémienne.** Le maximum de régression et l'émersion généralisée du Bassin Lusitanien qui sont enregistrés à la fin du Barrémien inférieur pourraient être associés au début de la formation de la croûte océanique dans le segment ibérique (chron M3, SRIVASTAVA *et al.*, 2000 ; Shillongton *et al.*, 2005), au début de l'exhumation du manteau dans le segment de Galice (FUEGENSCHUH *et al.*, 1998 ; SRIVASTAVA *et al.*, 2005) et à un accroissement

significatif de la vitesse d'expansion océanique dans le segment du Tage (SRIVASTAVA *et al.*, 2000). La partie méridionale du manteau est alors affectée d'un magmatisme en relation avec un panache du manteau (TUCHOLKE & SIBUET, 2007).

**La phase de stabilité du Barrémien supérieur – Aptien supérieur basal.** Durant l'intervalle Barrémien supérieur - l'Aptien supérieur basal, le Bassin Lusitanien est stable, les dépôts sédimentaires s'ordonnant en nouveau un cycle transgressif – régressif à long terme qui pourrait être la conséquence d'une atténuation progressive de la subsidence tectonique. Le taux de subsidence serait alors plus faible que dans le cycle du Valanginien - Barrémien inférieur.

**La crise intra-aptienne.** Au cours de l'Aptien supérieur se produit un événement sédimentaire majeur dans le Bassin Lusitanien : il s'exprime par de brusques décharges de grès et conglomérats fluviatiles qui se répandent dans tout le bassin à l'Aptien terminal – Albién inférieur, ravinant plus ou moins profondément les dépôts sous-jacents et reposant en discordance sur des formations d'âges variés, jurassiques et crétacées, sur les gradins marginaux de la partie méridionale du Bassin et dans l'ensemble de la partie septentrionale (DINIS & TRINCÃO, 1995). Le bloc de Berlenga remonte, participant à l'alimentation du bassin en produits terrigènes.

Cette discontinuité est la plus marquante du processus de séparation continentale entre l'Ibérie et Terre Neuve, exprimée sur toutes les marges, correspondant l'apparition de la formation de la croûte océanique sur la marge nord-occidentale (SCHÄRER *et al.*, 2000 ; TUCHOLKE & SIBUET, 2007) et éventuellement aussi de la marge orientale de Galice (SRIVASTAVA *et al.*, 2000). Il s'amorce aussi une rotation significative de l'Ibérie, postérieure à l'anomalie M0 (OGG, 1988 ; MALOD & MAUFFRET, 1990 ; SRIVASTAVA *et al.*, 1990), qui aurait provoqué l'élévation par ajustement thermique et isostatique d'un vaste secteur de la partie nord occidentale de la plaque et de blocs (tel le bloc de Berlenga) sur la marge occidentale du bassin lusitanien (HISCOTT *et al.*, 1990).

**La phase de stabilité de l'Albién.** L'inondation progressive du Bassin Lusitanien résulte essentiellement d'une montée globale du niveau marin, connue sur toutes les plates-formes stables. Le contrôle tectonique n'est toutefois probablement pas absent. En effet la discontinuité de la base de l'Albién supérieur qui sépare les deux cycles de l'Albién (DINIS, 1999) est contemporaine du début de l'accrétion océanique au Nord Ouest du point triple de Galice (UCHEPI & EMERY, 1991). Ces deux cycles ont une signification supra-régionale puisqu'ils apparaissent aussi sur des plate-formes réputées stables, dans le Bassin de Paris (RUSCIADELLI, 1999), dans le Bassin de Londres et en Mer du Nord (JACQUIN *et al.*, 1998).

**La crise de la limite Albién – Cénomanién.** La discontinuité majeure enregistrée à la limite Albién –Cénomanién, avec la brutale apparition d'environnements plus littoraux, pourrait être une répercussion lointaine de la rotation anti-horaire et de la translation vers l'Est de la plaque ibérique, créant une compression avec l'Afrique (MARTIN-CHIVELET, 1995) et une transpression dans les Pyrénées (OLIVET, 1996 ; CANEROT *et al.*, 2005). Une ample chute du niveau marin est reconnue dans les principaux cycles téthysiens et boréaux (JACQUIN *et al.*, 1998).

**L'événement tectonique au passage Cénomanién – Turonién.** La discontinuité au passage Cénomanién – Turonién n'est pas conforme avec la tendance eustatique à long-terme. Elle s'exprime par une lacune et par une surface karstifiée sur les carbonates, et aussi par un net changement dans la répartition des dépôts sur la marge centre-ouest ibérique ; ceci suggère une origine tectonique peut-être due à une compression croissante dans les domaines pyrénéens (TRITILLA & SOLÉ, 1999) et bétiques (MARTIN-CHIVELET, 1995). Les sills dans le Sud du Bassin indiquent une phase magmatique durant le Turonién (Miranda *et al.*, 2009) et au Coniacien (MAHMOUDI, 1991), probablement associé à une surrection de cette région.

**La phase de stabilité du Turonién – Campanién inférieur.** Suite à une brève reprise de la sédimentation carbonatée, l'évolution régressive à long terme du Turonién-Campanién moyen est uniquement enregistrée dans le domaine septentrional. En *offshore* se différencient des sous-bassins (ALVES *et al.*, 2003). Le sommet de cette pile sédimentaire (Formation de Picadouro) montre une épaisse silcrète qui indique un paysage stable sur de longues durées, probablement causé par une subsidence très faible et décroissante durant le Campanién inférieur, DINIS *et al.*, 2008), sous climat tropical humide.

**La crise du Campanien inférieur.** Une forte discordance angulaire peut être datée du Campanien inférieur. D'importants changements paléogéographiques résultent du diapirisme le long de failles orientées N – S et de déplacements verticaux suivant des failles orientées NE – SW, telle celle de Lousa, avec une composante transpressive sénestre et un soulèvement du bloc méridional. La principale phase d'installation du massif granitique de Sintra est aussi datée du Campanien inférieur à moyen (MIRANDA *et al.*, 2009), ce qui permet d'admettre une nouvelle phase de remontée du secteur méridional de la marge. Cet événement est probablement relié avec la transition de l'accrétion océanique à la compression dans le golfe de Biscaye et avec la décroissance du mouvement transpressif sénestre et l'augmentation de la compression N-S dans les Pyrénées (OLIVET, 1996 ; SIBUET *et al.*, 2004). Ainsi s'installe une compression maximale orientée NNW-SSE à N-S.

## CONCLUSION

Le Crétacé est représenté dans le Bassin Lusitanien par une série sédimentaire de faible épaisseur, où alternent dans le temps et se relaient dans l'espace des roches carbonatées et terrigènes, de milieux marins et continentaux. La nature et l'agencement des dépôts sont manifestement contrôlés par une double influence :

- globale, avec la baisse eustatique du niveau marin au Crétacé inférieur suivie d'une remontée des eaux à l'Albien-Cénomaniens, et avec l'identification de toutes les séquences de dépôt de 3<sup>ème</sup> ordre reconnues dans les bassins sédimentaires européens, excepté pour le Turonien et le Sénonien ;
- régionale, en relation avec diverses étapes de la structuration de l'Atlantique Nord, et en particulier la propagation vers le Nord de l'accrétion océanique : les apparitions successives des croûtes océaniques dans les segments du Tage, ibérique et de Galice rythment les cycles transgressifs – régressifs de 2<sup>ème</sup> ordre du Bassin Lusitanien jusqu'à l'Albien. Puis la sédimentation sur la marge occidentale du Portugal enregistre les interactions compressives avec les plaques africaine (en zone bétique) et Euro-asiatique ( dans les Pyrénées) et les épisodes magmatiques.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALVES, T., GAWTHORPE, R.L., HUNT, D.W. & MONTEIRO, J.H. (2003)– Post-Jurassic Tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (Western Iberian Margin). *Basin Research*, **15**, 227-249.
- ANTUNES, M. T. (1979) – Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleocénico de Portugal. *Ciências da Terra*, **5**, 145-174.
- ANTUNES, M. T. & BROIN, F. (1988) - Le Crétacé Terminal de Beira Litoral, Portugal: remarques stratigraphiques et écologiques, étude complémentaire de *Rosasia soutoi* (Chelonii, Bothremydidae). *Ciências da Terra*, **9**, 153-200.
- BERNARDES, C.A. (1992) – A sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana) ; Modelos deposicionais e arquitetura sequencial. *Tese doutoramento* (não pub.), Univ. Aveiro, 261 p.
- BERTHO, P.Y. & LAUVERJAT, J. (1979) - Essai de synthèse paléogéographique et biostratigraphique du bassin occidental portugais au cours du Crétacé supérieur. *Ciências da Terra*, Lisboa, **5**, 121-144.
- CALLAPEZ, P. M. (1998) – Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano – Turoniano. O significado do eixo da Nazaré – Leiria – Pombal. *Tese doutoramento* (não pub.), Univ. Coimbra, 491 p.
- CALLAPEZ, P. M. (1999) - The Cenomanian-Turonian of the Western Portuguese Basin: Stratigraphy and Palaeobiology of the Central and Northern sectors. *European Paleontological Association Workshop, Field Trip B*, Lisbon, 65 pp.
- CALLAPEZ, P. M. (2003) - The Cenomanian-Turonian transition in West Central Portugal: ammonites and biostratigraphy. *Ciências da Terra*, **15**, 53-70.
- CALLAPEZ, P. M. (2004) - The Cenomanian-Turonian central West Portuguese carbonate platform. *In*: Dinis, J. L. & Cunha, P. P. (Eds.). Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins. Field Trip Guidebook 2, 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, 2004, pp. 39-51.
- CALLAPEZ, P. M. & SOARES, A. F. (2001) - Fósseis de Portugal: Amonóides do Cretácico superior (Cenomaniano-Turoniano). Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, Ediliber Press, 106 p., 14 ests.
- CANÉROT, J. HUDEC, M.R. & ROCKENBAUCH, K. (2005) – Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen : salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG Bull.*, **89** (2), 211-299.
- CUNHA, P. P. (1992) - Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra. PhD Thesis, University of Coimbra, Coimbra 262 pp.
- CUNHA, P. P. & REIS, R. P. (1995) - Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, **16**, 155-170.
- DEAN, S.M., MINSHULL, T.A., WHITMARSH, R.B. & LOUDEN, K.E. (2000) – Deep-structure of the ocean-continent transition on the southern Iberia Abyssal Plain from seismic-refraction profile : the IAM-9 transect at 40°20'N. *Journal of Geophysical research*, **105**, 5859-5886.
- DINIS, J.L. (1999) – Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica. *Tese Doutoramento*, Univ. Coimbra (não pub.), 381p.
- DINIS, J.L., REY, J. & GRACIANSKY, P.C. de (2002) – Le Bassin lusitanien (Portugal) à l'Aptien supérieur – Albien : organisation séquentielle, proposition de corrélations, évolution. *C. R. Geoscience*, Paris, **334** : 757 – 764.
- DINIS, J.L., REY J., CALLAPEZ P.P., CUNHA P.P. & PENA DOS REIS, R. (2008) – Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous : an updated synthesis. *Cretaceous Research*, **29**, 772 – 780.

- DINIS, J.L. & TRINCÃO, P. (1995) - Recognition and stratigraphical significance of the Aptian unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *Cretaceous Research*, London, **16**, 171-186.
- FERREIRA, M. P. & MACEDO, C. R. (1983) - Igneous rocks in the diapiric areas of the western portuguese border: The K-Ar ages and settings of the Upper Jurassic suite. *Mem. Not., pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **96**, 159-181.
- FUEGENSCHUH, B., FROITZHEIM, N. & BOILLOT, G. (1998) – Cooling history of granulite samples from the ocean-continent transition of the Galicia margin : implication for rifting. *Terra Nova*, **10** (2), 96-100.
- GIRARDEAU, J.; CORNEN, G., BESLIER, M.O., LE GALL, B., MONNIER, C., AGRINIER, P., DUBUISSON, G., PINHEIRO, L., ROBEIRO, A. & WHITECHURCH, H. (1998). Extensional tectonic in the Gorrige Bank rocks, Eastern Atlantic ocean : evidence of an ultra-slow mantellic accreting centre. *Terra Nova*, **10**, 330-336.
- GRANGE, M., SCHARER, U., CORNEN, G & GIRERDEAU, J. (2008) – First alkaline magmatism during Iberia-Newfoundland rifting, *Terra Nova*, **20**, 494-503.
- HISCOTT, R.N., WILSON, R.C.L., GRADSTEIN, F.M., PUJALTE, V., GARCIA-MONDEJAR, J., BOUDREAU, R.R. & WISHART, H.A. (1990) - Comparative Stratigraphy and Subsidence History of Mesozoic Rift Basins of North Atlantic. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, **74**, 1: 60-76.
- JACQUIN, Th., RUSCIADELLI, F., AMEDRO, F., GRACIANSKY, P.C. de et MAGNIEZ-JANNIN, F. (1998) – The North Atlantic Cycle : an overview of 2<sup>nd</sup> order transgressive/regressive cycle in the Lower Cretaceous of Western Europe. *In* : GRACIANSKY, P.C. de, HARDENBOL, J., JACQUIN, Th., FARLEY, M. & VAIL, P.R. (1998) - Mesozoic - Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, sp. pub., Tulsa, **60**, 397-409.
- MAHMOUDI, A. (1991) – Quelques intrusions alcalines et basiques du Crétacé supérieur du Portugal. *Thèse Doc. Univ. Nancy*.
- MALOD, J.A. & MAUFFRET, A. (1990) - Iberian Plate motions during Mesozoic. *Tectonophysics*, **184**, 314: 261-278.
- MARTIN-CHIVELET, J. (1995) – Sequence stratigraphy of mixed carbonate-siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting. Upper Cretaceous, Betic continental margin (Spain). *J. Sedim. Research*, **B25** (2), 235-254.
- MIRANDA, R., VALADARES, D., TERRINHA, P., MATA, J., AZEVEDO, M.R., GASPAS, M., KULLBERG, J.C. & RIBEIRO, C. (2009) – Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian margin. *Cretaceous Research*, **30**, 575-586.
- OGG, J. G. (1988) Early Cretaceous and Tithonian magnetostratigraphy of the Galicia margin (Ocean Drilling Project Leg 103). *In* (Ed. por G. Boillot, E. L. Winterer et al.) *Proc. ODP, Sci. Results*, 103, 659-682.
- OLIVET, J.L. (1996) – La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **20** (1), 131-195.
- PINHEIRO, L. M.; WILSON, R. C. L.; REIS, R. P.; WHITMARSH, R. B. & RIBEIRO, A. (1996) The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. *In* (Ed. par R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus & D.G. Masson) *Proc. ODP, Sci. Results*, **149**, 3-23.
- REY, J. (1972) - Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., Lisboa, **21**, 477 p.
- REY, J. (1983) - Le Crétacé de l'Algarve : Essai de synthèse. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **69** (1), 87-101.
- REY, J. (1992) - Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **78** (2), 103-124.
- REY, J. (1993a) - Les unités lithostratigraphiques du groupe de Torres Vedras (Estremadura, Portugal). *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **79**, 75-85.
- REY, J. (1993b) - Stratigraphie séquentielle sur une plate-forme à sédimentation mixte : exemple du Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien. *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **79**, 87-97.
- REY, J., GRACIANSKY, P.C. DE & JACQUIN, Th. (2003). Les séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien. *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **90**, 15-42.
- RUSCIADELLI, G. (1999) - Stratigraphie séquentielle et analyse de l'espace disponible du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du bassin de Paris. *Atti Ticinensi Scienze Terra*, ser. sp. 8, 83 p.
- SCHÄRER, U., GIRARDEAU, J., CORNEN, G. & BOILLOT, G. (2000) – 138 – 121 Ma asthenospheric magmatism prior to continental break-up in the North Atlantic and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **81**, 555-572.
- SIBUET, J.C., SRIVASTAVA, S.P. & SPAKMAN, W. (2004) – Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.*, **109** (B8). B08104. 1-B08104.18. doi : 1029/2003JB002514.
- SHILLINGTON, D.J., HOLBROOK, W.S., TUCHOLKE, B.E., HOPPER, J.R., LOUDEN, K.E., LARSEN, H.C., VAN AVENDONK, H.J.A., DEEMER, S? & HALL, J. (2004) – Data report. Marine geophysical data on the Newfoundland nonvolcanic rifted margin around SCREECH transect 2. *In*: TUCHOLKE, B.E., SIBUET J.C., & KLAUS, A. Eds. *Proc. ODP, Sci. Results*, **210**, 1-56. Doi: 10.2973/odp.Proc. sr. **210**. 1-36.
- SRIVASTAVA, S. P.; SIBUET, J.-C.; CANDE, S.; ROEST, W. R. & REID, I. D. (2000) - Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **182**, 61-76.
- SRIVASTAVA, S. P.; SIBUET, J.-C. & MANATSCHAL, G. (2005) - Magnetic anomalies across the transitional crust of the passive conjugate margins of the North Atlantic : Iberian Abyssal Plain/Northern Newfoundland Basin. *AGU 2005 Fall Meet.*, Abs, T43B, 1389.
- TRIRLLA, J. & SOLÉ, J. (1999) – a newly dated Cretaceous hydrothermal event in the Iberian Ranges (Eastern Spain) and its significance within the Mesozoic thermal history in the Iberian Peninsula. *Ore. Geol. Reviews*, **15**, 243-259.
- TUCHOLKE, B & SIBUET, J.C. (2007) – Leg 210 synthesis : tectonic, magmatic and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift. *In*: TUCHOLKE, B.E., SIBUET J.C., & KLAUS, A. Eds. *Proc. ODP, Sci. Results*, **210**, 1-56. Doi: 10.2973/odp.Proc. sr. **210**. 101. 2007.
- UCHUPI, E. & EMERY, K. O. (1991) - Pangean divergent margins: historical perspective. *Marine Geol.*, **102**, 1-28.
- WHITMARSH, R.B. & WALLACE, P.J. (2001) – The rift-to-drift development of the west Iberia nonvolcanic continental margin : a summary and review of the contribution of Ocean Drilling program Leg 173. *In* : BESLIER, M.-O., WHITMARSH, R.B., WALLACE, P.J. & GIRARDEAU, J. Eds. *Proc. ODP, Sci. Results*, **173**, 1-36.
- WHITMARSH, R. B.; MILES, P. R.; SIBUET, J.-C. & LOUVEL, V. (1996) - Geological and geophysical implications of deep-tow magnetometer observations near sites 897, 898, 899, 900 and 901 on the west Iberia continental margin *In* : WHITMARSH, D. S. SAWYER, KLAUS, A. & MASSON, D. G. Eds. *Proc. ODP, Sci. Results*, **149**, 665-674.
- WILSON, R. C. L.; SAWYER, D. S.; WHITMARSH, R. B.; ZERONG, J. & CARBONELL, J. (1996) - Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberia Abyssal Plain. *In* : WHITMARSH, D. S. SAWYER, KLAUS, A. & MASSON, D. G. Eds. *Proc. ODP, Sci. Results*, **149**, 617-633.

# LIVRET - GUIDE

## D ' EXCURSION

*La numérotation qui a été adoptée pour les séquences de 3<sup>ème</sup> ordre correspond à celle proposée dans la charte des bassins sédimentaires européens (1998). Toutefois, deux séquences supplémentaires ont été reconnues, l'une au sommet de l'Hauterivien notée Ha 7, et l'autre au sommet de l'Albien notée Al 11.*

Abréviations communes à toutes les figures :

SB : limite de séquence ; TS : surface de transgression ; *mfs* : surface d'inondation maximale.

LST : cortège de bas niveau marin ; TST : cortège transgressif ; HST : cortège de haut niveau marin



**Fig. 14.** – Localisation des affleurements étudiés  
 1 : environs de Cascais ; 2 : environs d'Ericeira ; 3 : Nord du Cap Espichel ; 4 : Galiota ; 5 : Nazaré

# LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DES ENVIRONS DE CASCAIS

## LOCALISATION

C'est dans la région de Cascais que les dépôts du Crétacé inférieur présentent le caractère marin le plus affirmé, et leur plus grande épaisseur. Les affleurements que l'on y observe peuvent donc servir de référence pour la connaissance de la plupart des séquences de dépôt du Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien.

Les termes de base de la série (Formations de Farta Pão et de Serradão, du Berriasien – Valanginien *pro-parte*) ne sont connus qu'à l'intérieur des terres, dans des conditions d'observation très médiocres. Si des hypothèses peuvent être avancées sur le découpage séquentiel, une analyse détaillée et illustrée ne peut pas être proposée.

Par contre, les falaises rocheuses qui bordent l'Océan Atlantique entre Boca do Inferno et le Fort de Guincho sont propices à une description exhaustive, banc par banc, de toute la succession stratigraphique comprise entre le Valanginien terminal et la limite Albien - Cénomaniens. Les affleurements décrits ci-après se répartissent en trois ensembles principaux (fig. 15) :

- l'anse de Maceira, 1 km à l'Ouest de Cascais, entre Boca do Inferno et le phare de Guia, qui montre (figs. 16, 17) les dépôts du Valanginien terminal – Hauterivien basal (séquences Va6 à Ha 1) ;
- le plateau qui s'étend au Sud du Fort de Guincho, entre Praia do Abano et Praia Grande do Guincho, sur le flanc Nord du synclinal d'Alcabideche, où l'on peut examiner la série de l'Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur (séquences Ha 5 à Ba 2) ;
- la succession de criques et de caps qui se relaient entre les abords du Fort de Crismina et Praia Grande do Guincho, sur le flanc Sud du Synclinal d'Alcabideche. Elle expose toutes les formations du Barrémien supérieur, Aptien et Albien (séquences Ba 3 à Al 11).

La Formation bio-construite de Cabo Raso, fortement recristallisée et découpée par de nombreuses failles, ne peut pas faire l'objet d'une analyse stratigraphique détaillée – et donc d'une interprétation séquentielle. L'étude des séquences de dépôt de la majeure partie de l'Hauterivien inférieur ne peut donc pas être réalisée dans la région de Cascais.

La Formation fluviatile de Rodízio, caractérisée par de multiples lacunes d'érosion ou de sédimentation, ne se prête pas à une interprétation fiable en terme de stratigraphie séquentielle. De ce fait, les séquences de 3<sup>ème</sup> ordre de l'Aptien terminal – Albien inférieur n'y ont pas été identifiées.

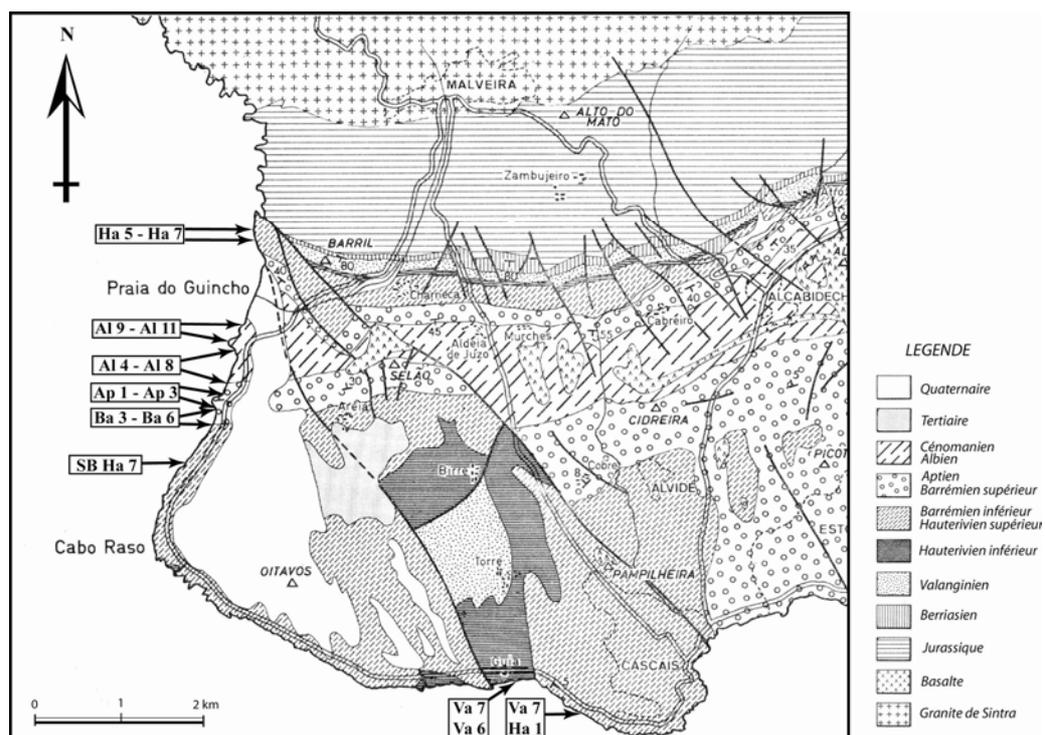


Fig. 15. - Localisation des séquences de dépôt aux environs de Cascais



**Fig. 16.** - Les falaises néocomiennes de Guia, dans la partie occidentale de l'anse de Maceira



**Fig. 17.** - Les falaises néocomiennes de Mexilhoeira et Boca do Inferno, dans la partie orientale de l'anse de Maceira

## SÉQUENCE Va 6

### DÉFINITION

Il s'agit d'une séquence peu épaisse qui marque le retour à des conditions marines dans la région de Cascais. Elle illustre parfaitement les caractéristiques majeures d'une séquence de dépôt dépourvue de cortège de bas niveau marin sur une plate-forme littorale non barrée et peu profonde.

### ÂGE

Valanginien supérieur. Dépourvue de bons marqueurs chronologiques, cette séquence est essentiellement datée par sa position stratigraphique.

### COMPOSITION (fig. 18, 19)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Contact brusque entre un banc de grès grossier et 0,10 m de marne gréseuse à débris de Lamellibranches.

#### Cortège transgressif :

Superposition de trois paraséquences strato-décroissantes exprimant le caractère rétrogradant de ce cortège. Chaque paraséquence est composée de marnes feuilletées, à quartz détritique, à la base, et d'un banc de calcaires gréseux, bioturbés, à surface sommitale durcie et oxydée. La faune est diversifiée : natices, nérinées, trignonies, brachiopodes, ostréidés, lituolidés.

#### Surface d'inondation maximale :

Croûte ferrugineuse et bioturbations horizontales (*Thalassinoides*) emplies d'oxydes de fer (fig. 20).

#### Cortège de haut niveau marin :

Il témoigne d'une évolution bathymétrique décroissante dans un ensemble essentiellement calcaréo-argileux organisé en deux paraséquences de comblement. Cette diminution de la profondeur se manifeste par le contenu faunique (brachiopodes et ostréidés à la base, ostréidés et films algaires à la partie supérieure, oncolites dans le banc sommital), par les structures sédimentaires (fines lamines et rides de vagues à la partie inférieure, nodulisation pédogénétique au sommet) et par la teinte (dominante grise à la base, jaune et violacée au sommet). Le dernier banc, plus épais, à oncolites et nodulisation pédogénétique, est creusé au sommet de nombreuses traces de racines (fig. 20), témoins d'un paléosol qui indique le retour à des conditions émerives, donc le remplissage total de l'espace disponible.

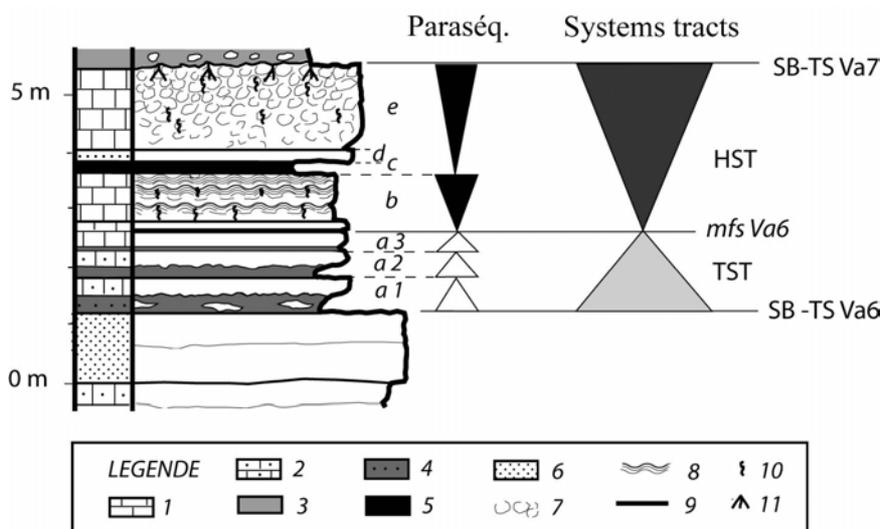
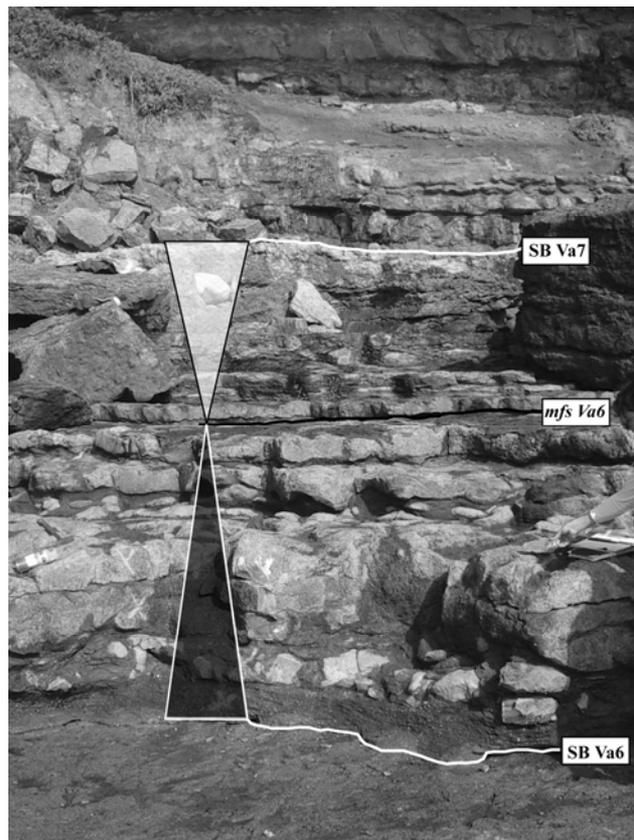


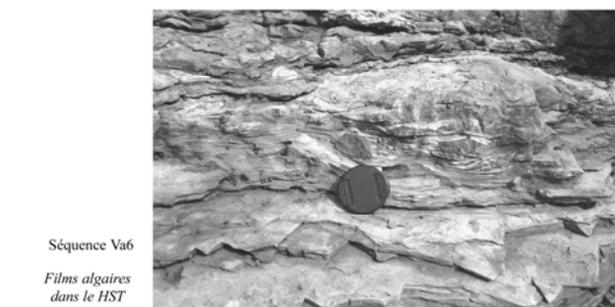
Fig. 18. - La séquence Va 6 à Guia. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

1 : calcaires ; 2 : calcaires gréseux ; 3 : marnes ; 4 : marnes gréseuses ; 5 : argiles noires ; 6 : grès ; 7 : nodulisation pédogénétique ; 8 : films algaires ; 9 : surfaces oxydées ; 10 : bioturbations ; 11 : traces de racines.

**Fig. 19.** - Vue générale de la séquence Va 6 à Guia



Séquence Va6  
*Traces de racines au sommet du HST*



Séquence Va6  
*Films algaires dans le HST*



Séquence Va6  
*Croûte ferrugineuse à la mfs*

**Fig. 20.** - détails de la séquence Va 6 à Guia.  
a : traces de racines au sommet du cortège de haut niveau ; b : films algaires dans le cortège de haut niveau ; c : croûte ferrugineuse sur la surface d'inondation maximale.

## SÉQUENCE Va 7

### DÉFINITION

La séquence Va 7 marque une très forte et rapide invasion marine dans le Bassin Lusitanien, à la vitesse maximale de montée du niveau marin à l'échelle du demi-cycle transgressif de 2<sup>ème</sup> ordre. Elle est donc fortement rétrogradante, avec un cortège transgressif très développé et un cortège de haut niveau marin très mince, tous deux sédimentés dans un contexte de plate-forme littorale non barrée. Comme l'espace disponible avait été entièrement comblé par la sédimentation de la séquence sous-jacente, la basse du niveau marin au début de ce nouveau cycle se traduit par l'altération pédogénétique du cortège de haut niveau marin de la séquence Va6, et par la lacune du cortège de bas niveau de la séquence Va 7.

### ÂGE

Valanginien terminal – Hauterivien basal. La limite entre Valanginien et Hauterivien, très précisément identifiée par les associations d'ammonites (REY & BUSNARDO, 1969) et échinides, est située entre l'intervalle condensé et le cortège de haut niveau marin.

### COMPOSITION (figs. 22, 23, 24, 25)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Surface de remaniement du paléosol, avec des nodules calcaires emballés dans une argile gréseuse (fig. 44).

#### Cortège transgressif :

Deux parties sont à distinguer dans ce cortège particulièrement épais :

- une partie inférieure (fig. 24) composée de marnes silteuses grises, de grès grossiers chenalisés et de calcaires silto-gréseux à débris de lignite, indiquant des environnements estuariens ou de marais littoraux. Un mince banc de calcaire gréseux à trigonies, petits gastéropodes (*Ptygmatis*) et brachiopodes, intercalé au tiers inférieur, marque un maximum d'approfondissement, dans un cycle de 4<sup>ème</sup> ordre (ou cycle de 3<sup>ème</sup> ordre supplémentaire ?).

- une partie supérieure (figs. 23, 25) formée de calcaires gréseux, puis de calcaires graveleux à ciment sparitique ou microsparitique. De la base au sommet, l'épaisseur des bancs diminue et la diversité faunique augmente : gastéropodes (Naticidés, Nérinées), bivalves (ostréidés, pectinidés), échinides (*Pygurus*, *Salenia*, Cidaridés), brachiopodes, madréporaires coloniaux à la partie inférieure, associés à des bélemnites, ammonites et nautilus à la partie supérieure. Les surfaces oxydées au sommet des bancs sont progressivement mieux marquées et plus rapprochées. La densité de la bioturbation (*Thalassinoides*, fig. 25b) augmente. Tout ceci indique un taux de sédimentation décroissant et une épaisseur de la tranche d'eau croissante.

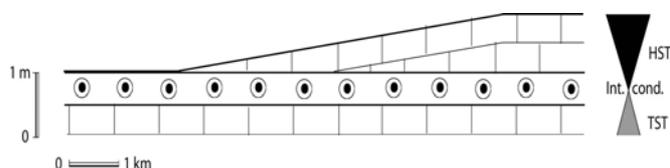
#### Surface d'inondation maximale :

La phase d'inondation maximale s'exprime ici par un intervalle condensé épais de 0,50 m (figs. 25c et 25d), constitué d'une oolithe ferrugineuse à faune très abondante et très variée : ammonites (*Phylloceras*, *Bochianites*, *Neolissoceras*, *Olcostephanus*, *Neocomites*), nautilus, bélemnites, échinides (*Rhabdocidaris*, *Holactypus*, *Collyropsis*), brachiopodes, madréporaires (Montlivaltiédés), nérinées, naticidés, trigonies, ostréidés (dont *Alectryonia*)... Ce niveau repère, connu dans toute la partie méridionale du Bassin Lusitanien, correspond à une surface d'enneigement généralisé.

#### Cortège de haut niveau marin :

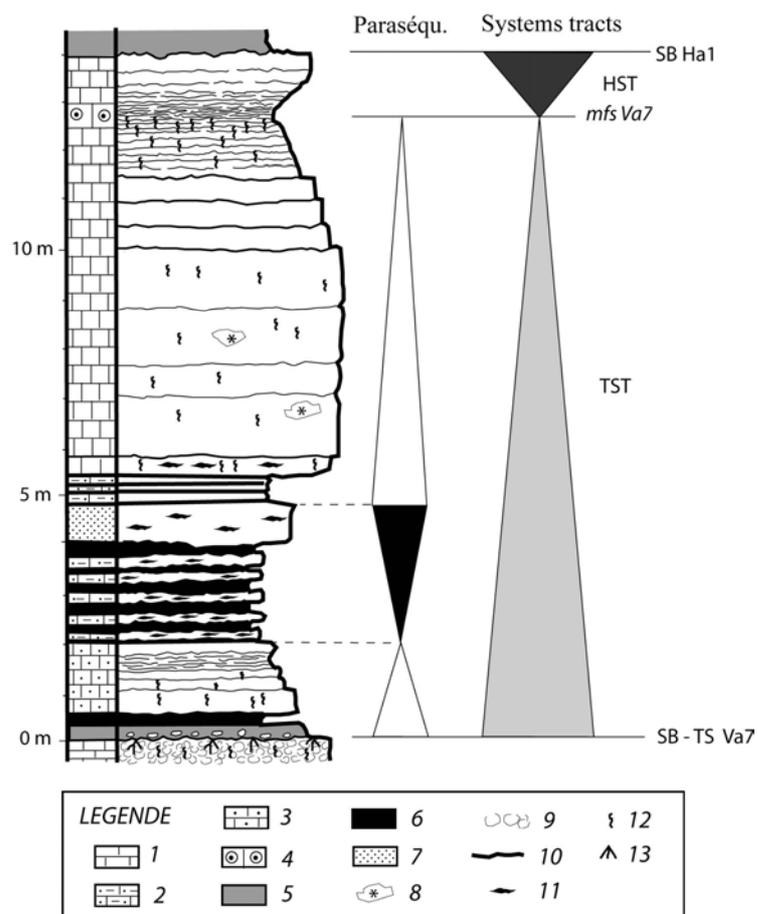
Il est composé (fig. 25a) de 1,40 m de calcaire microclastique, en bancs onduleux strato-croissants et à bioturbation plus clairsemée, à ammonites (*Phylloceras*, *Lytoceras*, *Neolissoceras*, *Oscostephanus*, *Spitidiscus*, *Crioceratites*), nautilus, naticidés et ostréidés. Ce prisme sédimentaire disparaît (fig. 21) 1 km plus à l'Ouest, à Torre da Marinha, où il est remplacé par un encroûtement ferrugineux, en un dispositif de « downlap » très caractéristique.

Fig. 21. - Le biseau en « downlap » du cortège de haut niveau marin de la séquence Va7 entre Boca do Inferno et Torre da Marinha

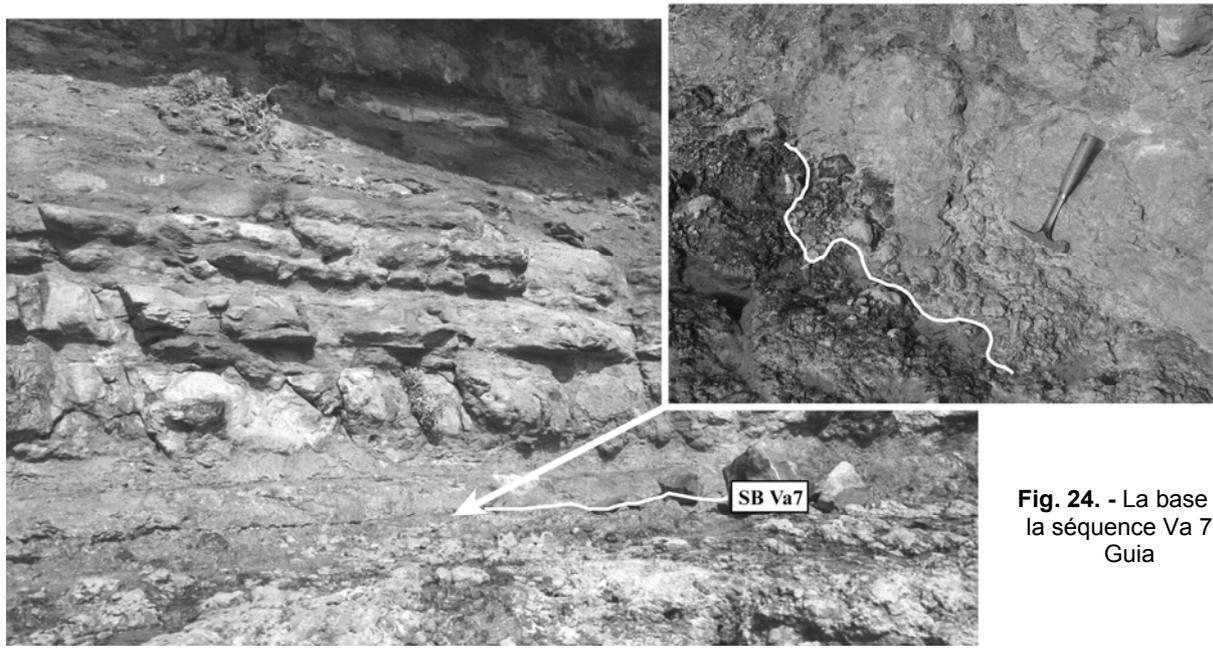


**Fig. 22.** - La séquence Va 7 à Guia (sur les 10 premiers mètres) et Mexilhoeira (partie supérieure). Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

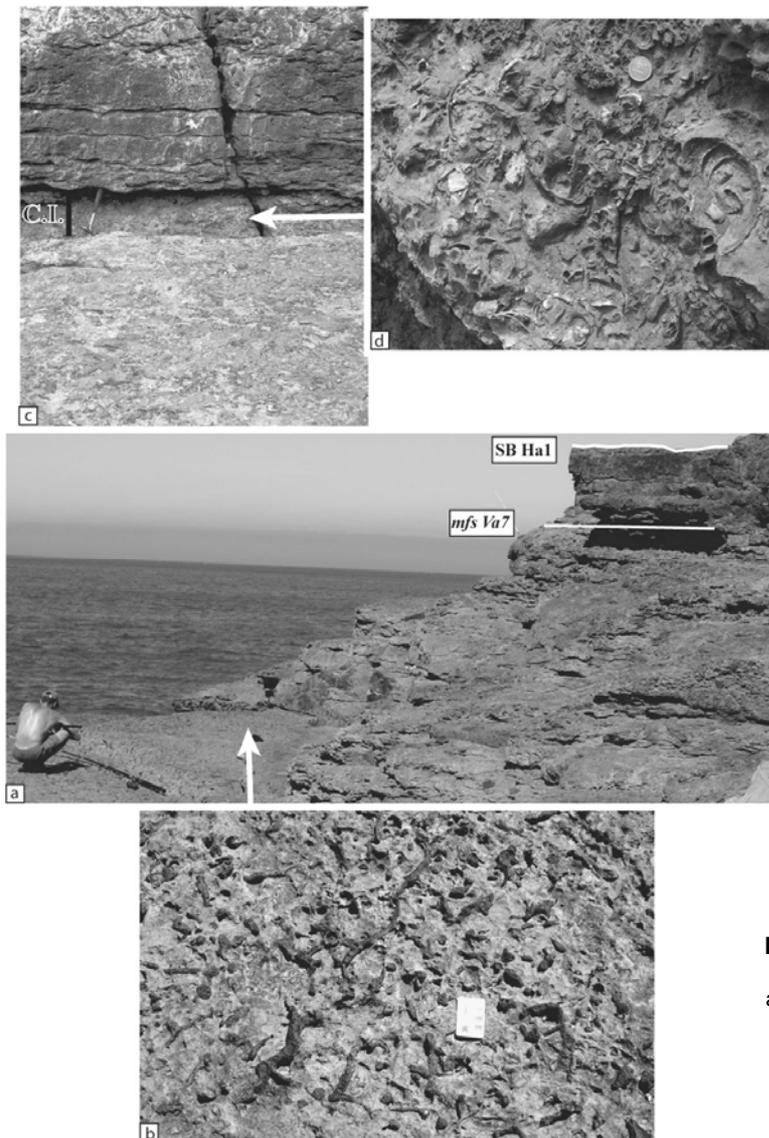
1 : calcaires ; 2 : calcaires silto-gréseux ; 3 : calcaires gréseux ; 4 : oolithe ferrugineuse ; 5 : marnes ; 6 : argiles noires ; 7 : grès ; 8 : polypiers coloniaux ; 9 : nodules pédogénétiques ; 10 : surfaces oxydées ; 11 : lignites ; 12 : bioturbations ; 13 : traces de racines.



**Fig. 23.** - Vue générale de la séquence Va 7 à Guia



**Fig. 24.** - La base de la séquence Va 7 à Guia



**Fig. 25.** - Le sommet de la séquence Va 7 à Mexilhoeira  
 a : vue générale ; b : *Thallasinoides* dans le cortège transgressif ; c, d : intervalle condensé

## SÉQUENCE Ha 1

### DÉFINITION

Cette séquence est caractérisée :

- d'une part par la présence d'un cortège de bas niveau marin (prisme de bordure de plate-forme). Le cortège de haut niveau marin de la séquence Va 7 sous-jacente étant de très faible épaisseur - et le milieu marin étant alors relativement profond -, un espace disponible est préservé après la chute du niveau marin en limite de séquence pour l'accumulation de sédiments ;
- d'autre part par le caractère agrasant des cortèges transgressif et de haut niveau marin : l'empilement des dépôts compense approximativement la montée du niveau marin et l'environnement - de plate-forme distale non barrée - ne change guère entre la surface de transgression et la limite de séquence. Les faciès et la stratonomie sont donc semblables dans le cortège transgressif et dans le cortège de haut niveau marin, sans discontinuités sédimentaires majeures.

### ÂGE

La faune d'ammonites (REY & BUSNARDO, 1969) et d'échinides trouvée dans cette séquence indique un âge Hauterivien inférieur.

### COMPOSITION (figs. 26, 77, 28)

#### Limite de séquence :

Surface calcaire très irrégulière, durcie et mamelonnée, recouverte de sédiments terrigènes fins (fig. 27b).

#### Cortège de bas niveau marin :

Argiles silteuses et micacées, renfermant au sommet des géodes calcitiques (pseudomorphoses d'évaporites ?). Les restes fauniques (échinides, ammonites, brachiopodes, serpules) sont très dispersés et déformés, probablement en raison d'un taux de sédimentation très élevé.

#### Surface de transgression :

Contact entre des argiles silteuses et un calcaire argileux bioturbé, avec des terriers emplis de calcaire s'enfonçant dans les argiles silteuses (fig. 27c).

#### Cortège transgressif :

Trois paraséquences de comblement, chacune étant composée de calcaires argileux bioturbés, organisés en bancs strato-croissants qui alternent avec des marnes calcaireuses bioturbées (fig. 27a). La faune est composée d'ammonites (*Phylloceras*, *Lytoceras*, *Neolissoceras*, *Olcostephanus*, *Spitidiscus*, *Crioceratites*, *Neocomites*), nautilus, échinides (*Salenia*, *Goniopygus*, *Rhabdocidaris*, *Pseudocidaris*, *Collyropsis*, *Holcotypus*, *Pyrina*, *Toxaster*), brachiopodes, naticidés, bivalves, serpules. L'épaisseur des paraséquences augmente sensiblement de la base au sommet.

#### Surface d'inondation maximale :

Très peu exprimée, elle pourrait correspondre à un niveau un peu plus argileux.

#### Cortège de haut niveau marin :

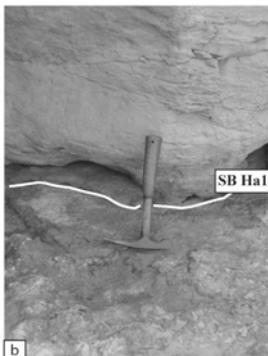
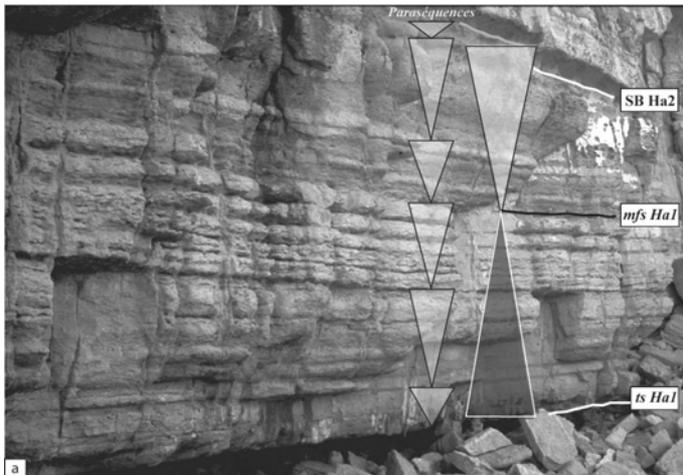
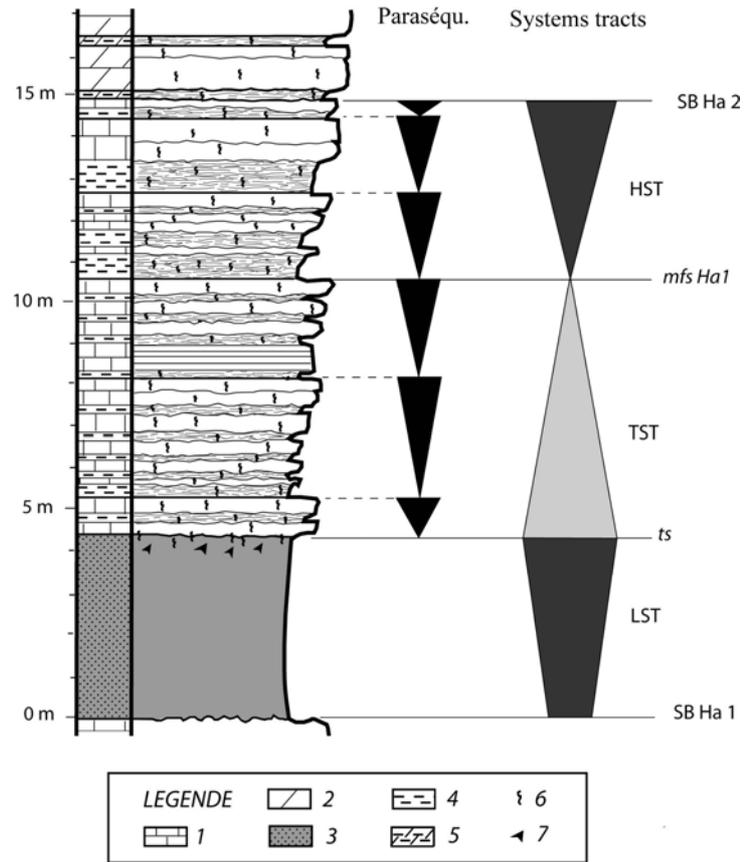
Trois paraséquences de comblement, chacune formée de marnes calcaireuses bioturbées à la partie inférieure, et de calcaires argileux bioturbés à la partie supérieure (fig. 27a), avec les mêmes caractéristiques lithologiques et le même contenu faunique que le cortège transgressif sous-jacent. Toutefois, les termes calcaires sont plus épais, à stratifications moins apparentes, et l'épaisseur des paraséquences décroît de la base au sommet.

#### Limite supérieure de séquence :

Le cortège de haut niveau marin de la séquence Ha 1 est tronqué par une surface en « tolap », particulièrement visible lorsque l'on suit la falaise entre Mexilhoeira et Boca do Inferno (fig. 17). Cette surface, qui constitue la limite de séquence SB Ha 2, sépare les marnes calcaireuses du sommet de la séquence Ha 1, de calcaires dolomitiques qui représentent le premier terme de la séquence Ha 2 (cortège transgressif épais de 1,50 m surmonté d'un niveau plus marneux qui pourrait correspondre à la surface d'inondation maximale ?).

**Fig. 26.** - La séquence Ha 1 à Mexilhoeira. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

1 : calcaires ; 2 : dolomies ; 3 : marnes silteuses ; 4 : calcaires argileux ; 5 : dolomies argileuses ; 6 : bioturbations ; 7 : évaporites.



**Fig. 27.** - Détails de la séquence Ha 1 à Mexilhoeira  
a : paraséquences des cortèges transgressifs et de haut niveau. b : limite de séquence ; c : surface de transgression



Fig. 28. - Vue générale de la séquence Ha 1 à Mexilhoeira

## ANALYSE MINÉRALOGIQUE DES SÉQUENCES NÉOCOMIENNES

### SÉQUENCES VA 6 – VA 7 ( fig. 29 )

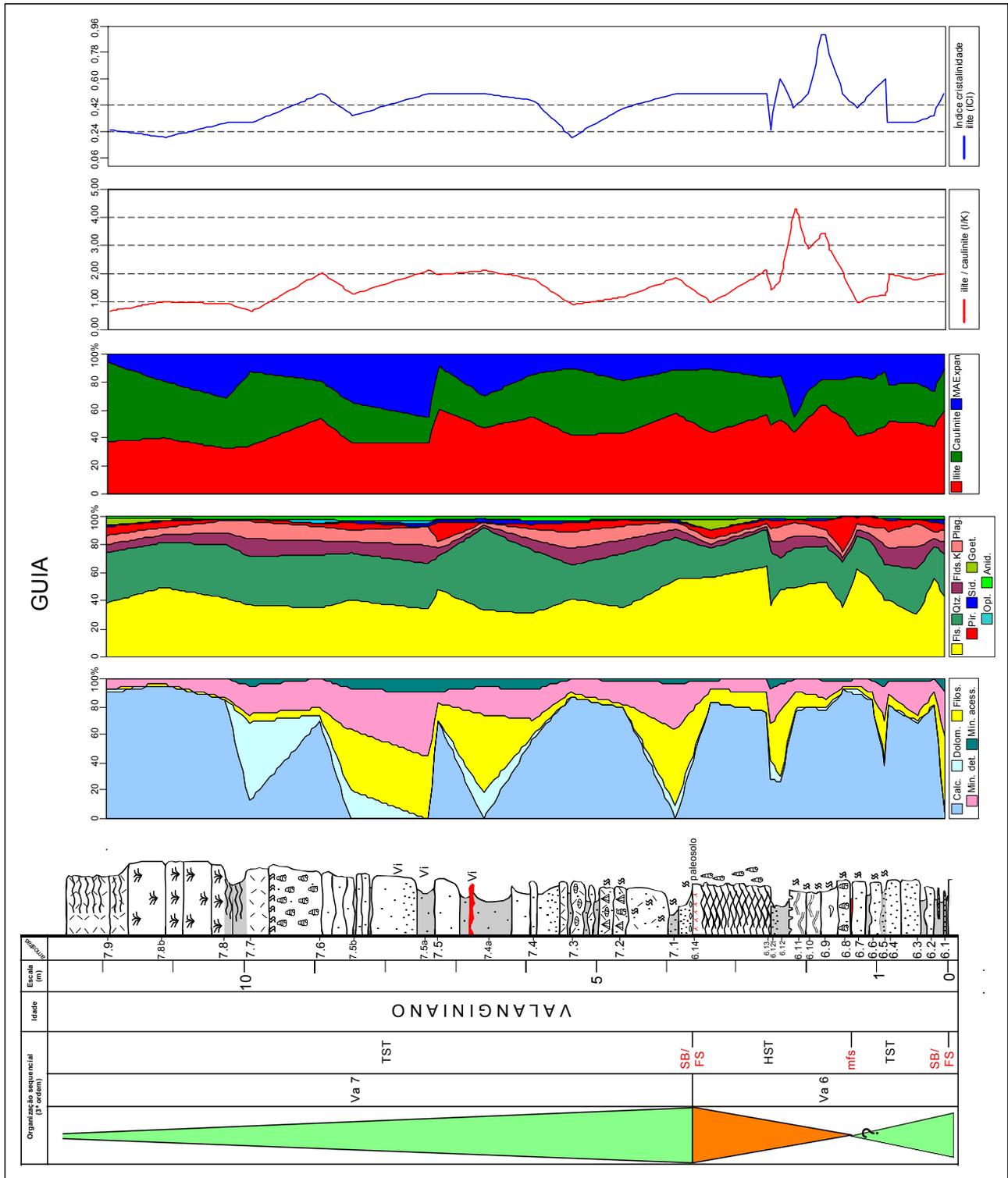
On retiendra les points majeurs suivants :

- la surface d'inondation maximale (*mfs*) de la séquence Va6 est marquée par un enrichissement en pyrite associé à un niveau ferrugineux (valeur maximum de toute la coupe) ;
- un important enrichissement de l'illite par rapport à la kaolinite (les plus hautes valeurs de I/K) est signalé immédiatement au-dessus de la *mfs* (séquence Va6) ;
- les illites avec une plus petite cristallinité (ICI élevé) se trouvent, elles aussi, immédiatement au-dessus de la *mfs* ;
- la partie supérieure de la coupe (TST Va7) montre une augmentation relative de la kaolinite (I/K < 1) et une légère augmentation de la cristallinité des illites.

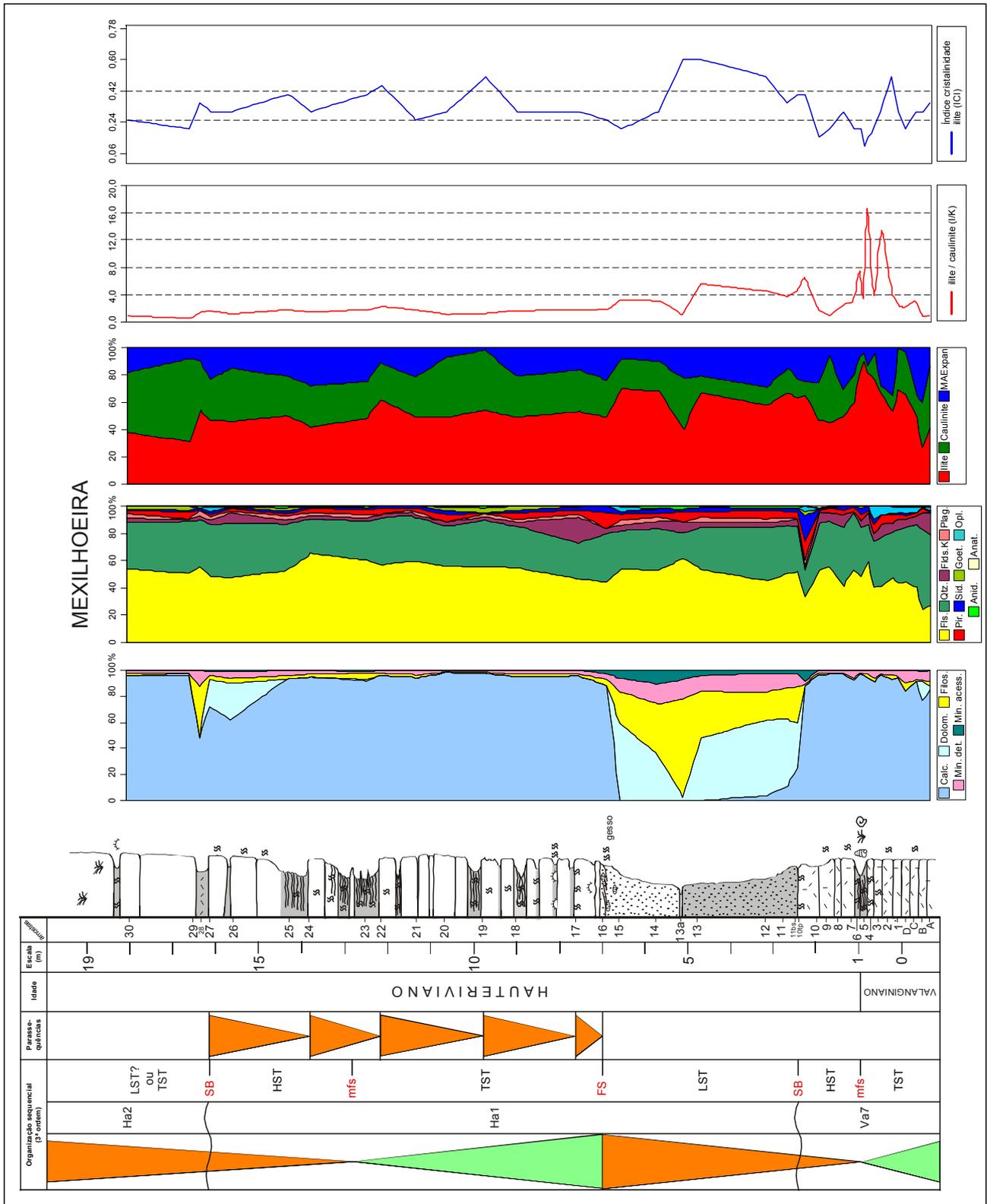
### SÉQUENCE HA 1 ( fig. 30 )

Les observations suivantes peuvent être soulignées :

- la base de la coupe présente une prédominance de la kaolinite par rapport à l'illite (I/K < 1) ; Il en est de même pour le sommet de la coupe de Guia; cependant, ce rapport s'inverse rapidement, atteignant des valeurs de I/K > 1 ;
- la proximité du maximum d'inondation (*mfs*) de Va7 est marquée par un important enrichissement de l'illite par rapport à la kaolinite, et par une décroissance de la cristallinité des illites ; à la base du HST on remarque une augmentation de la cristallinité (minimum de l'ICI dans toute la coupe) et de l'abondance relative de la kaolinite ;
- la limite de séquence Ha1 montre une nette modification des associations minéralogiques : l'échantillon total est caractérisé par la disparition de la calcite (et l'apparition de la dolomite), et par une forte augmentation des phyllosilicates et des minéraux détritiques grossiers ; le résidu insoluble présente une plus grande diversité dans les associations, avec l'augmentation de la pyrite et de la sidérite ; la fraction argileuse présente un pic d'illite ;
- les associations minéralogiques du LST de Ha1 présentent les caractéristiques suivantes : i) un haut contenu de phyllosilicates (particulièrement dans la partie médiane) et de quartz; ii) la pyrite et la sidérite sont abondantes; iii) l'anhydrite, quoique en état de traces, est présente dans tous les échantillons; iv) une significative prédominance de l'illite par rapport à la kaolinite ; v) les illites sont caractérisées par une basse cristallinité ;
- la surface de transgression (FS) est marquée par une nouvelle modification des associations minéralogiques : disparition de la dolomite, remplacée par de la calcite ; forte décroissance des minéraux silico-clastiques ; disparition de l'anhydrite ; augmentation relative de la kaolinite et de la cristallinité des illites ;
- à proximité de la surface d'inondation maximale (*mfs*) de Ha1 apparaît un petit pic de l'abondance de l'illite (I/K = 2,3; échantillon 22) ; conformément à ce qui se passe dans la séquence Va7, la position de la *mfs* pourra être, donc, un peu plus basse que celle proposée à partir de la lithologie ;
- le sommet du HST dans la séquence Ha1 et la limite de la séquence Ha2 sont marqués par l'enrichissement de la dolomite et des phyllosilicates, et alors que les premiers niveaux de Ha2 présentent une augmentation relative de la kaolinite (I/K < 1).



**Fig. 29** – Résultats obtenus dans la coupe de Guia (séquences Va6 et Va7): associations minéralogiques de l'échantillon total, résidu insoluble et fraction <math> < 2 \mu\text{m}</math>, rapport illite/kaolinite (I/K), cristallinité des illites (indice Kubler/Segonzac - ICI).

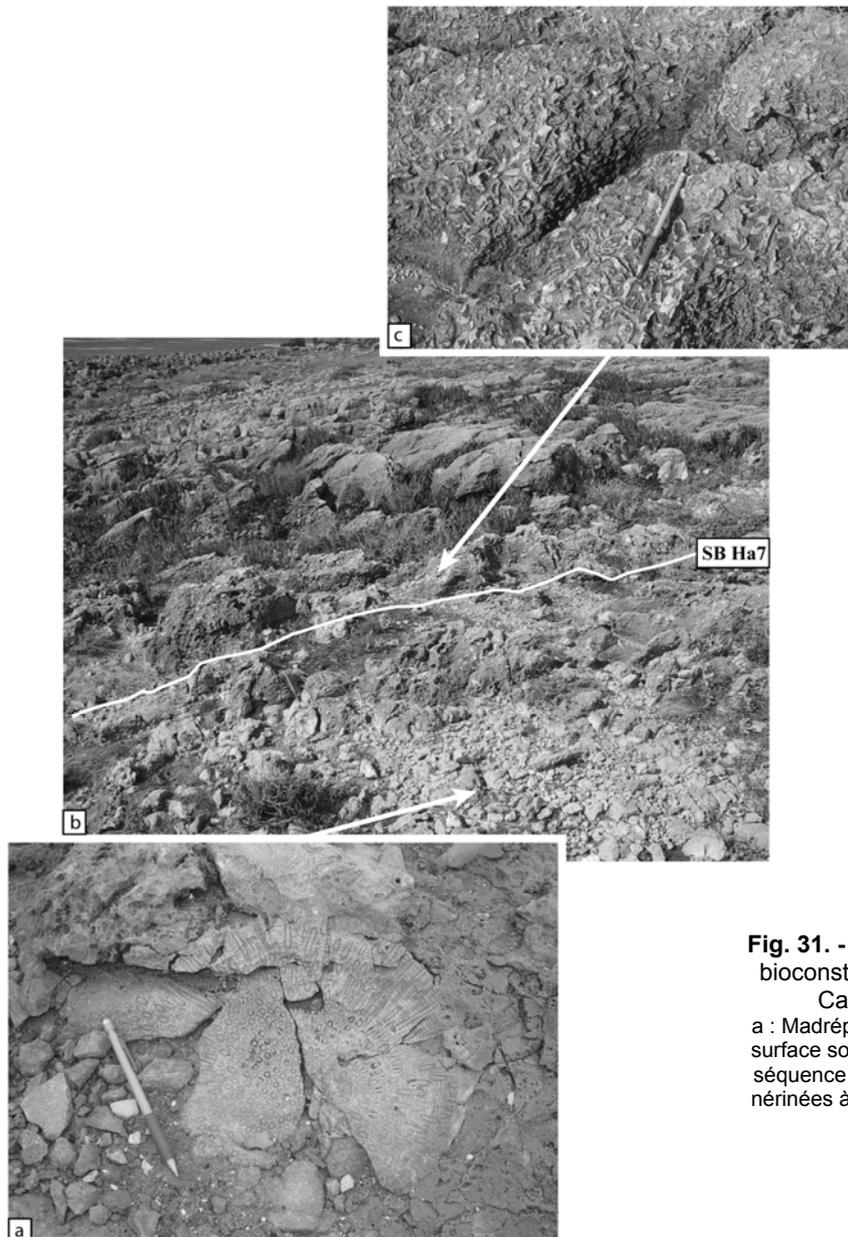


**Fig. 30** – Résultats obtenus dans la coupe de Mexilhoeira (séquence Ha1): associations minéralogiques de l'échantillon total, résidu insoluble et fraction <math> < 2\mu\text{m}</math>, rapport illite/kaolinite (I/K), cristallinité des illites (indice Kubler/Segonzac - ICI).

## LE RÉCIF DE CABO RASO

Les affleurements de Cabo Raso montrent un complexe récifal dolomitisé d'âge hauterivien. Il s'installe lorsque l'extension de la mer à l'échelle des cycles transgressifs – régressifs de 2<sup>ème</sup> ordre est maximale (fig. 26). Le ciment micritique originel est localement préservé. L'association faunique est constituée de stromatoporoïdés, chaetétidés et scléactiniaires (*Astrocoenidae*, *Stylinidae*, *Thammasteriidae*, *Calamophyllidae*), associés à des radioles de cidaridés. Les colonies sont encroûtantes, en forme de dômes ou de boules, d'un diamètre moyen de 10 à 20 cm (fig. 31a). Elles sont relativement denses (disposition type « bafflestone »). Plutôt qu'une unité bioconstruite, il s'agit d'une unité bioaccumulée active. Son épaisseur est de l'ordre de 50 m.

La stratigraphie séquentielle de la Formation de Cabo Raso n'a pas pu être réalisée, en l'absence de bons repères stratigraphiques. La seule surface reconnue est la limite de séquence Ha 7, au toit du récif (fig. 31b). Elle est surmontée d'un lit de calcaire bréchiqye épais de 2 m (fig. 31c), avec des fragments lités et bien classés de rudistes, nérinées et coraux. Ce niveau repère a été identifié dans toute la région de Cascais. Au-dessus viennent des calcaires à grandes nérinées et rudistes (Requiénidés, Monopleuridés, Caprotinidés) qui correspondent à des environnements d'arrière récif.



**Fig. 31.** - Le sommet de la formation bioconstruite de Cabo Raso, entre Cabo Raso et Crismina  
a : Madréporaire au sommet du récif. b : surface sommitale du récif et limite de la séquence Ha 7; c : débris de rudistes et nérinées à la base de la séquence Ba 0.

## SÉQUENCES Ba 3 à Ba 5

La stratigraphie séquentielle de la Formation de Cabo Raso n'a pas pu être réalisée, en l'absence de bons repères stratigraphiques. La seule surface reconnue est la limite de séquence Ha 7, au toit du récif (fig. 49b). Elle est surmontée d'un lit de calcaire bréchiq ue épais de 2 m (fig. 49c), avec des fragments lités et bien classés de rudistes, nérinées et coraux. Ce niveau repère a été identifié dans toute la région de Cascais. Au-dessus viennent des calcaires à grandes nérinées et rudistes (Requiénidés, Monopleuridés, Caprotinidés) qui correspondent à des environnements d'arrière récif.

### DÉFINITION

Succédant à la rupture sédimentaire majeure qui clôt le cycle transgressif – régressif de 2<sup>ème</sup> ordre Valanginien – Barrémien inférieur et qui forme la limite de séquence Ba 3, ces trois séquences amorcent le cycle transgressif – régressif du Barrémien supérieur – Aptien. Les deux premières (Ba 3, Ba 4) sont agradantes et sédimentées en milieu lagunaire. La troisième (Ba 5) montre les premiers faciès franchement marins et exprime donc une tendance légèrement rétrogradante.

### ÂGE

Barrémien supérieur. Dépourvues de bons marqueurs chronologiques, ces séquences sont essentiellement datées par leur position stratigraphique, au-dessous de la limite Barrémien - Aptien.

**COMPOSITION** (figs. 32, 34)

### *Séquence Ba 3*

#### **Limite de séquence et surface de transgression :**

Surface supérieure des calcaires de la séquence Ba 2 érodée, microkarstifiée et même bréchifiée au Nord de Praia Grande do Guincho (fig. 33).

#### **Cortège transgressif :**

Dolomicrites jaunes, surmontées d'un niveau d'argile verte.

#### **Surface d'inondation maximale :**

Lit de grés fin intercalé dans des argiles vertes ( ?).

#### **Cortège de haut niveau marin :**

Deux paraséquences composées d'argiles vertes à la partie inférieure et de dolomicrites jaunes à la partie supérieure. D'une paraséquence à l'autre, l'épaisseur des argiles décroît, et celle des dolomicrites croît. Des structures algo-laminaires de type « algal-chips » apparaissent au sommet de la séquence.

### *Séquence Ba 4*

#### **Limite de séquence et surface de transgression :**

Contact brusque entre dolomicrite et argile.

#### **Cortège transgressif :**

Alternance en trois paraséquences de dolomicrites jaunes, bioturbées, et d'argiles bleutées ou vertes.

#### **Surface d'inondation maximale :**

Très mal exprimée, elle pourrait être placée à la base d'un niveau plus argileux ( ?).

#### **Cortège de haut niveau marin :**

Deux paraséquences composées d'argiles vertes ou bleutées à la partie inférieure et de dolomicrites jaunes à la partie supérieure, en bancs plus épais que dans le cortège transgressif. Des indices d'altération pédogénétique ou de racines marquent les sommets des deux paraséquences.

## Séquence Ba 5 (fig. 34a)

### Limite de séquence et surface de transgression :

Argiles rouges et grès fins blancs recouvrant le dernier banc dolomitique de la séquence sous-jacente traversé par de remarquables rhizoconcrétions (fig. 34b).

### Cortège transgressif :

Il comprend trois paraséquences d'approfondissement :

- la première composée de grès fins blancs à figure de charge et d'argiles rouges, puis de dolomies bioturbées intercalées d'argiles bleutées ;
- la seconde de grès, de calcaires dolomitiques bioturbés, de marnes noires à bioturbations et de dolomies jaunes à structures algo-laminaires et moules internes de bivalves ;
- la troisième de grés et d'un calcaire vacuolaire jaune, très bioturbé, à gastéropodes (*Trochactaeon*, *Glauconia*, *Pyrazus*, ...), échinides (*Heteraster*, *Trochotiara*), bivalves (*Cyprina*, *Astarte*, ostréidés) et Choffatelles.

De la base au sommet, l'épaisseur des bancs de grés diminue et le caractère marin des dépôts s'affirme.

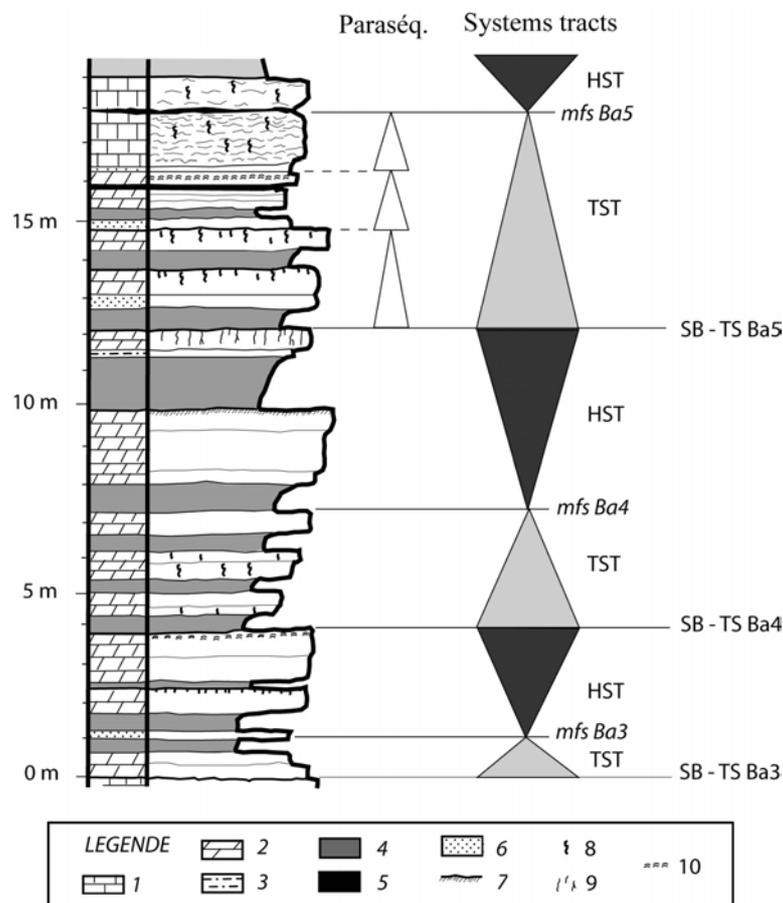


Fig. 32. - Les séquences Ba 3 à Ba 5 à Crismina. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

1 : calcaires ; 2 : dolomies ; 3 : grés silteux ; 4 : marnes et argiles ; 5 : argiles noires ; 6 : grés ; 7 : paléosols ; 8 : bioturbations ; 9 : rhizoconcrétions ; 10 : « algal chips ».

### Surface d'inondation maximale :

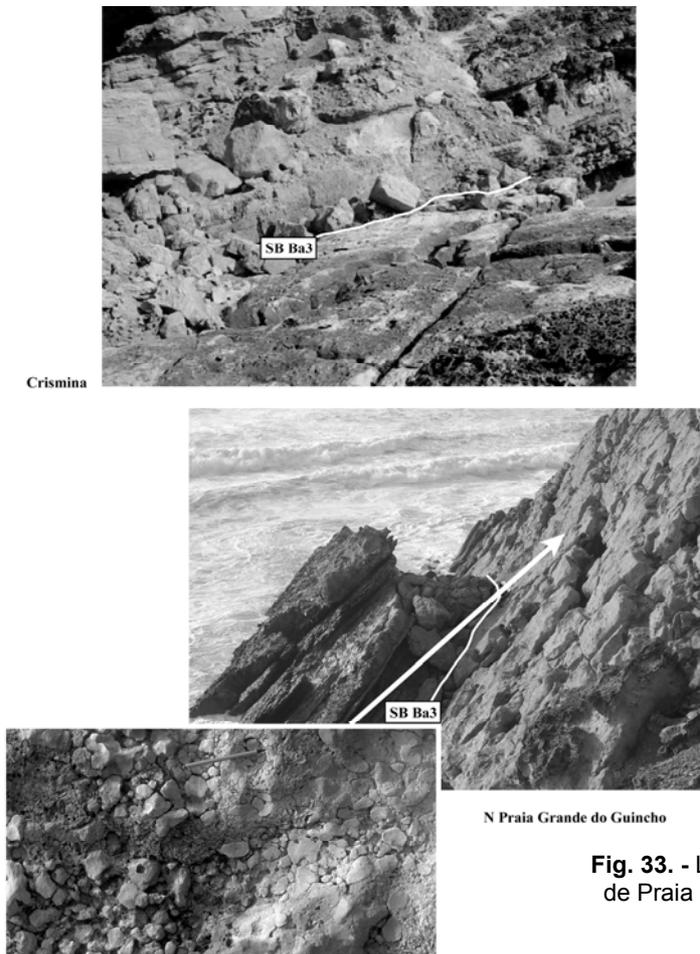
Lit discontinu d'argile verte.

### Cortège de haut niveau marin :

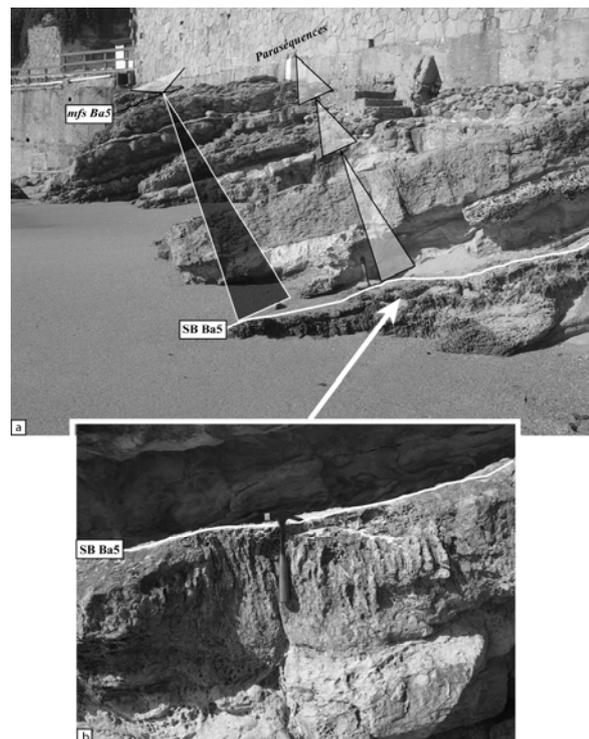
Deux termes peuvent être distingués :

- un terme inférieur de calcaire micritique blanc, très bioturbé, à sections de nérinées et d'ostréidés ;

- un terme supérieur, observé dans les années 1960 mais aujourd'hui masqué par un mur, d'argiles violacées à bleutées alternant avec des bancs de grès fin jaune. Seule apparaît actuellement la partie sommitale (fig. 57) caractérisée par la présence de plusieurs niveaux de paléosols superposés (nodules pédogénétiques, calcrètes, marmorisations).



**Fig. 33.** - La limite de séquence Ba 3 au Nord de Praia Grande do Guincho et à Crismina.



**Fig. 34.** - La séquence Ba 5 à Crismina.  
a : vue générale ; b : rizoconcrétions sous la limite de séquence

## SÉQUENCE Ba 6

### DÉFINITION

Cette épaisse séquence marque une transgression généralisée de la mer dans la partie méridionale du Bassin Lusitanien (fig. 27). Il s'agit donc d'une séquence rétrogradante, pourvue d'un cortège transgressif beaucoup plus épais que le cortège de haut niveau marin.

### ÂGE

Barrémien terminal – Aptien basal. La limite entre Barrémien et Aptien peut être placée au sommet du cortège transgressif, avec l'apparition d' *Heteraster oblongus*, associé à *Palorbitolina lenticularis* et à *Choffatella decipiens*.

### COMPOSITION (figs. 35, 36, 37)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Marnes gis cendré reposant sur un paléosol de calcaire marmorisé (fig. 36b).

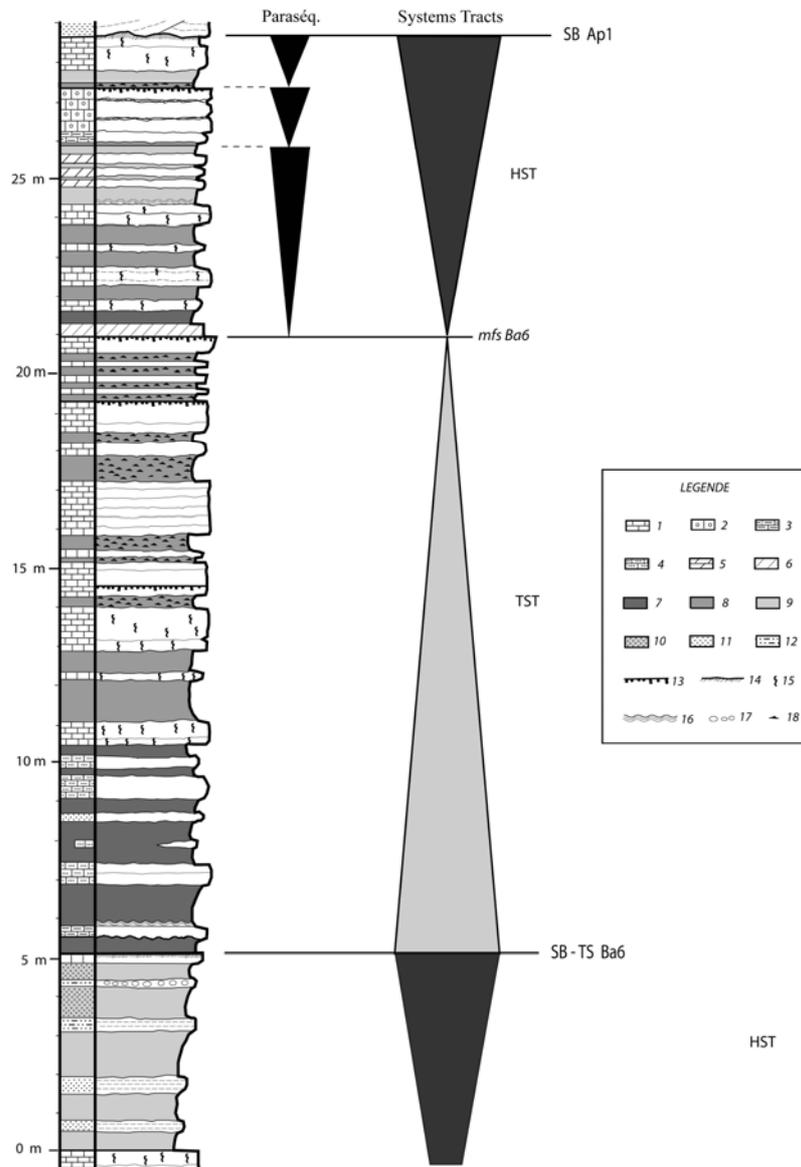
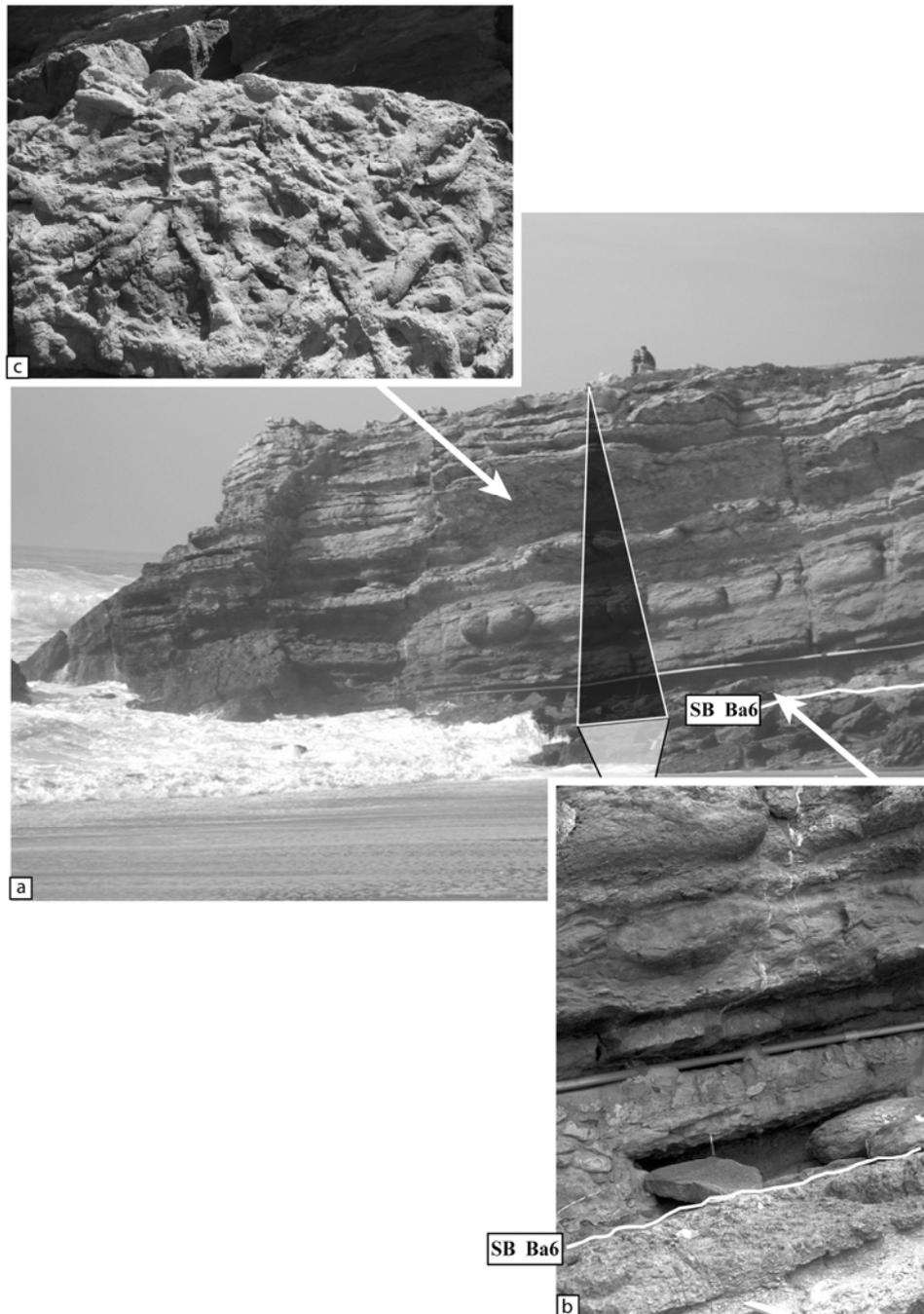


Fig. 35. - La séquence Ba 6 à Crismina. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

1 : calcaires ; 2 : calcaires bioclastiques ; 3 : calcaires argileux ; 4 : calcaires gréseux ; 5 : dolomies ; - : 6 : dolomies de diagenèse tardive ; 7 : marnes ; 8 : marnes calcareuses ; 9 : argiles ; 10 : argiles gréseuses ; 11 : grès ; 12 : silts ; 13 : surfaces durcies ; 14 : paléosols ; 15 : bioturbations ; 16 : Palorbitolines ; 17 : films algaires ; 18 : nodules pédogénétiques .



**Fig. 36.** – Cortège transgressif de la séquence Ba 6 à Crismina.  
 A : vue générale ; b : limite de séquence ; c : *Thalassinoides*.

**Cortège transgressif (fig. 36a) :**

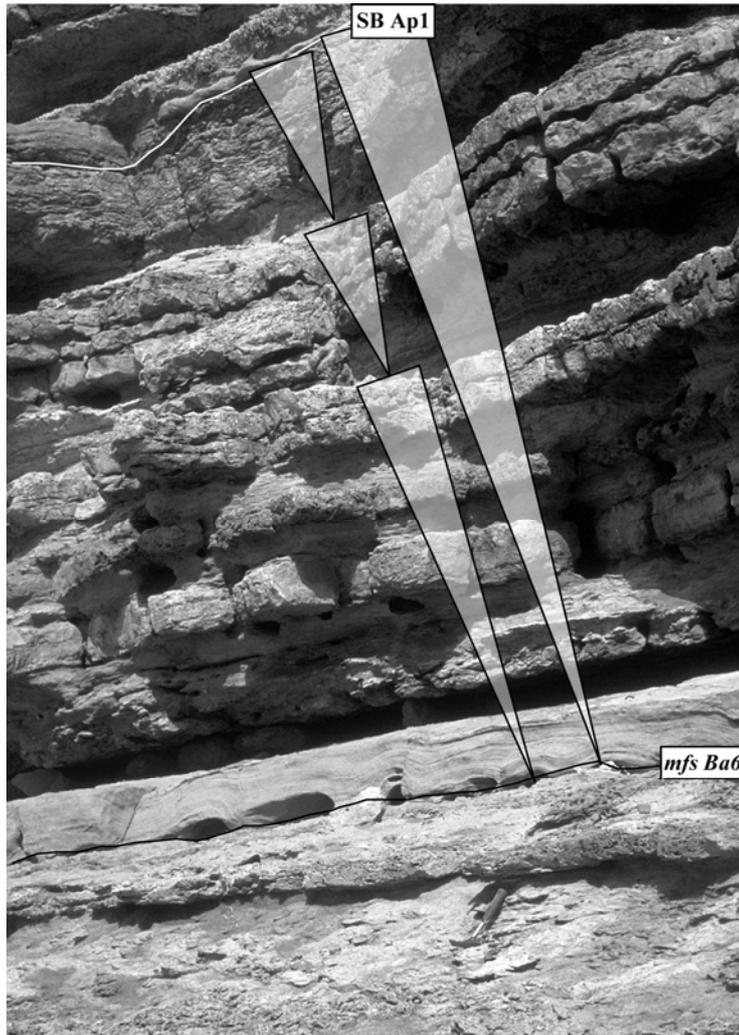
Deux parties sont à distinguer :

- une partie inférieure composée de marnes gris cendré interstratifiées avec des bancs mal différenciés de calcaires gréseux à ostréidés et choffatelles, de grés ou de calcaires argileux. Des structures algo-laminaires apparaissent dans la partie basale du cortège.

- une partie supérieure formée de marnes calcareuses grises ou jaunes alternant en plusieurs paraséquences de comblement avec des calcaires bioclastiques à grandes bioturbations (*Thalassinoides*, fig. 36c), à gastéropodes (nérinées, natices, *Pyrazus* ... ), bivalves (ostréidés, lucines), brachiopodes, échinides, choffatelles, algues calcaires. Les surfaces sommitales des bancs sont durcies. Les palorbitolines abondent dans les deux tiers supérieurs de ce terme.

**Surface d'inondation maximale :**

Surface supérieure d'une dalle calcaire très riche en *Heteraster oblongus* (fig. 37).



**Fig. 37.** - La séquence Ba 6 à Crismina.  
Surface d'inondation maximale et cortège de haut niveau marin.

**Cortège de haut niveau marin (fig. 37) :**

Il est composé de trois paraséquences de comblement dont l'épaisseur décroît de la base au sommet :

- une première paraséquence qui associe des marnes gris foncé\*, des marnes calcareuses jaunes, bioturbées et des calcaires micritiques à choffatelles dominantes et palorbitolines. Elle s'achève avec des marnes feuilletées verdâtres à structures algo-laminaires et par des dolomies ;
- une deuxième paraséquence qui débute par un mince lit marneux, se poursuit par un banc de calcaire argileux et se termine par trois bancs de calcaire « grainstone » à stratifications obliques en mamelons. La surface supérieure du dernier banc est perforée ;
- une troisième paraséquence comprenant à la base un lit de marnes grises à palorbitolines, puis des marnes vertes et - à la partie supérieure - un niveau de calcaire gris clair, finement graveleux, très bioturbé, à stratification peu apparente.

---

\* Les marnes ou argiles de la base du cortège sont localement remplacées par des dolomies ocre, à proximité de filons de basalte. Il s'agit là d'un phénomène de diagenèse tardive, lié à la mise en place des roches volcaniques, qui est relativement fréquent dans la série de Crismina. Il en est de même pour les dolomicrites jaunes des séquences Ba 3 et Ba 4.

## SÉQUENCE Ap 2

### DÉFINITION

Cette séquence, modérément rétrogradante, montre l'agencement des dépôts et faciès dans un contexte de plate-forme moyenne.

### ÂGE

Aptien inférieur, avec l'association *Palorbitolina lenticularis* – *Choffatella decipiens*.

### COMPOSITION (figs. 38, 39, 40)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Surface perforée, surmontée de marnes vertes passant latéralement à une dolomie jaune de diagenèse tardive, près de filons basaltiques (fig. 39b).

#### Cortège transgressif :

Il est constitué de trois paraséquences de bathymétrie croissante et d'épaisseur décroissante : la première (niveaux *a1* et *a2*) associe des marnes vertes intercalées de calcaires gréseux, des calcaires micritiques bioturbés et des marnes calcareuses à palorbitolines. La seconde (niveaux *b1* à *b3*) est composée de marnes à palorbitolines intercalées de calcaires gréseux et de grès à surfaces supérieures perforées. La troisième (niveau *c*) correspond à une marne brune très riche en palorbitolines, constituant un véritable intervalle condensé.

#### Surface d'inondation maximale :

Sommet de l'intervalle condensé (fig. 39c)

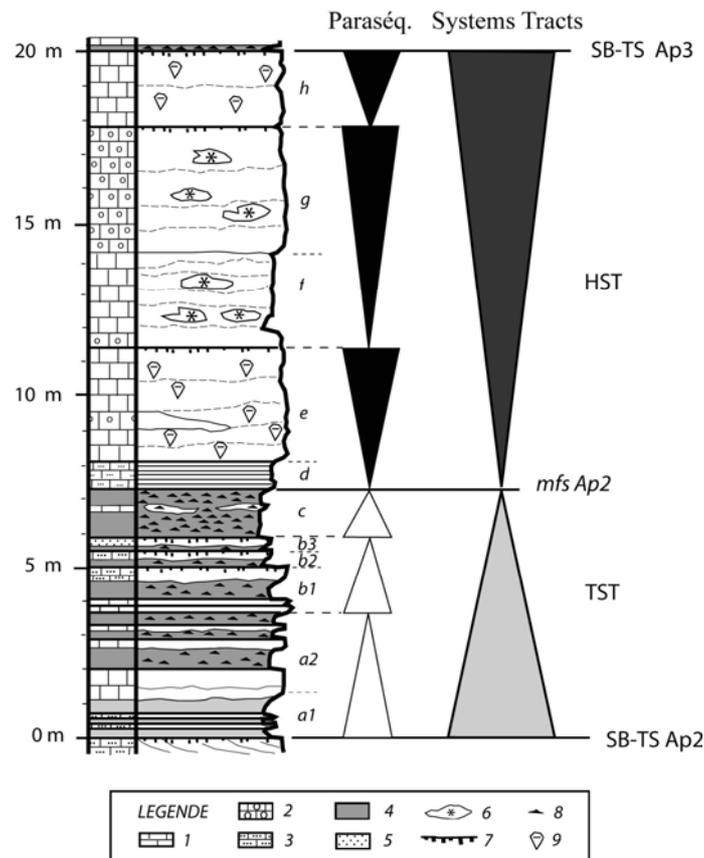


Fig. 38. - La séquence Ap 2 à Ponta Alta. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

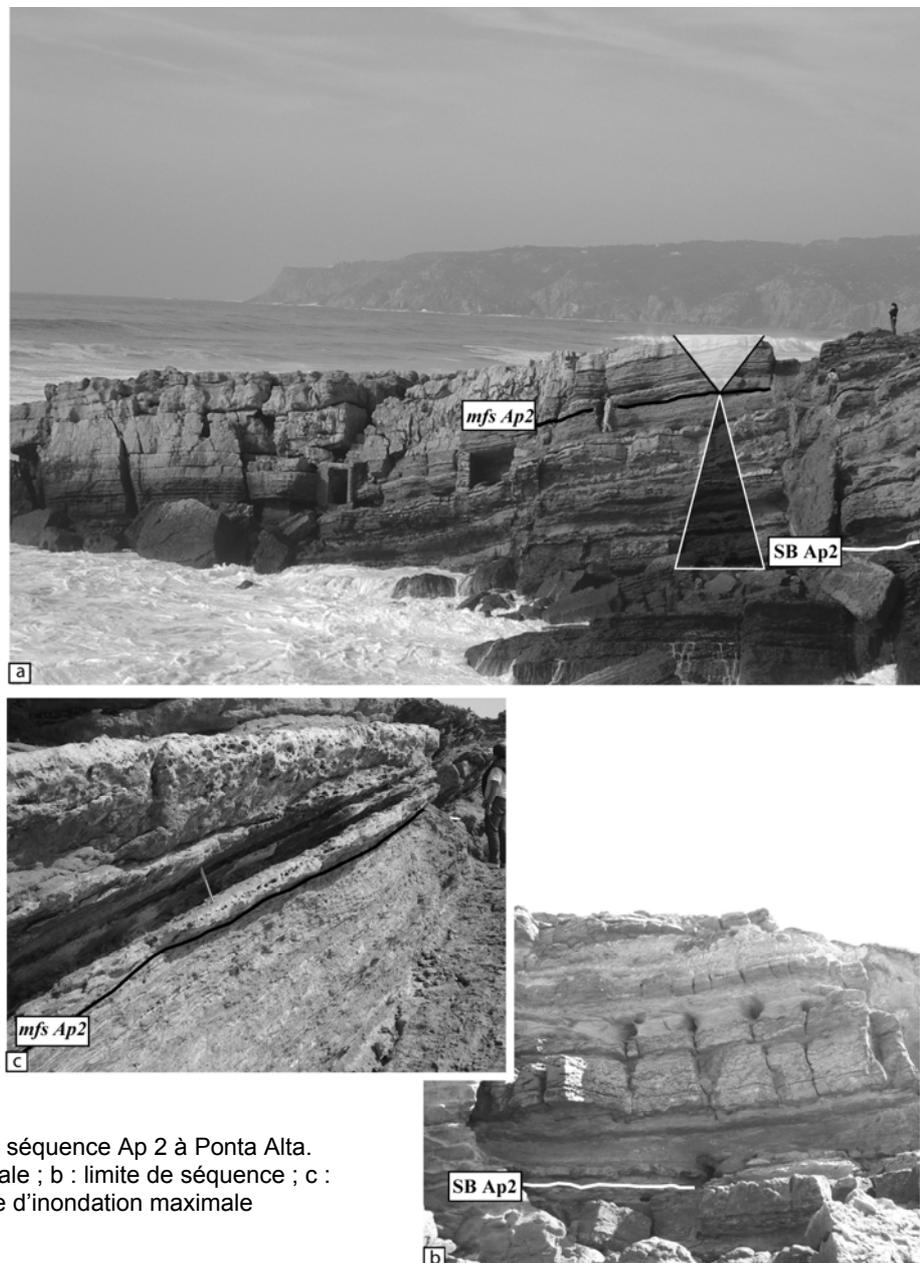
1 : calcaires ; 2 : calcaires oolithiques ; 3 : calcaires gréseux ; 4 : marnes calcareuses ; 5 : grès ; 6 : polypiers coloniaux ; 7 : surfaces durcies ; 8 : palorbitolines ; 9 : rudistes.

### Cortège de haut niveau marin :

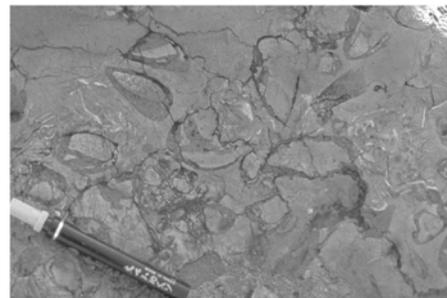
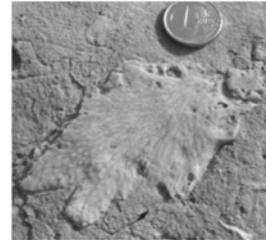
Il comprend cinq termes, soit de la base au sommet :

- niveau d : minces dalles de calcaire gréseux à palorbitolines, choffatelles, échinides (spatangidés) ;
- niveau e : calcaire micritique à rudistes (*Requienidae*, *Caprotinidae*) et grandes nérinées (fig. 40a), admettant des lentilles de calcaire « grainstone ». La surface supérieure de ce niveau, à coquilles dissoutes et remplissage de calcaire « grainstone » (fig. 40c) indique une phase d'émerision ;
- niveau f : calcaires « grainstone » et calcaire microclastique à stromatoporoïdés et madréporaires dispersés (*Astrocoenidae*, *Montlivaltiidae*, *Faviidae*, fig. 40b).
- niveau g : calcaire « grainstone » à madréporaires, couronné par une surface d'émerision ;
- niveau h : calcaire micritique à rudistes (*Requienidae*), nérinées et rares madréporaires. Au sommet du dernier banc, les fossiles sont dolomitisés.

Durant la sédimentation de ce cortège de haut niveau marin, la surface de sédimentation est très proche du niveau marin, de sorte que, seule, la montée du niveau marin absolu (ou la subsidence) est susceptible de créer un espace disponible qui est très rapidement comblé par la production bio-sédimentaire.



**Fig. 39.** - La séquence Ap 2 à Ponta Alta.  
a : vue générale ; b : limite de séquence ; c :  
surface d'inondation maximale



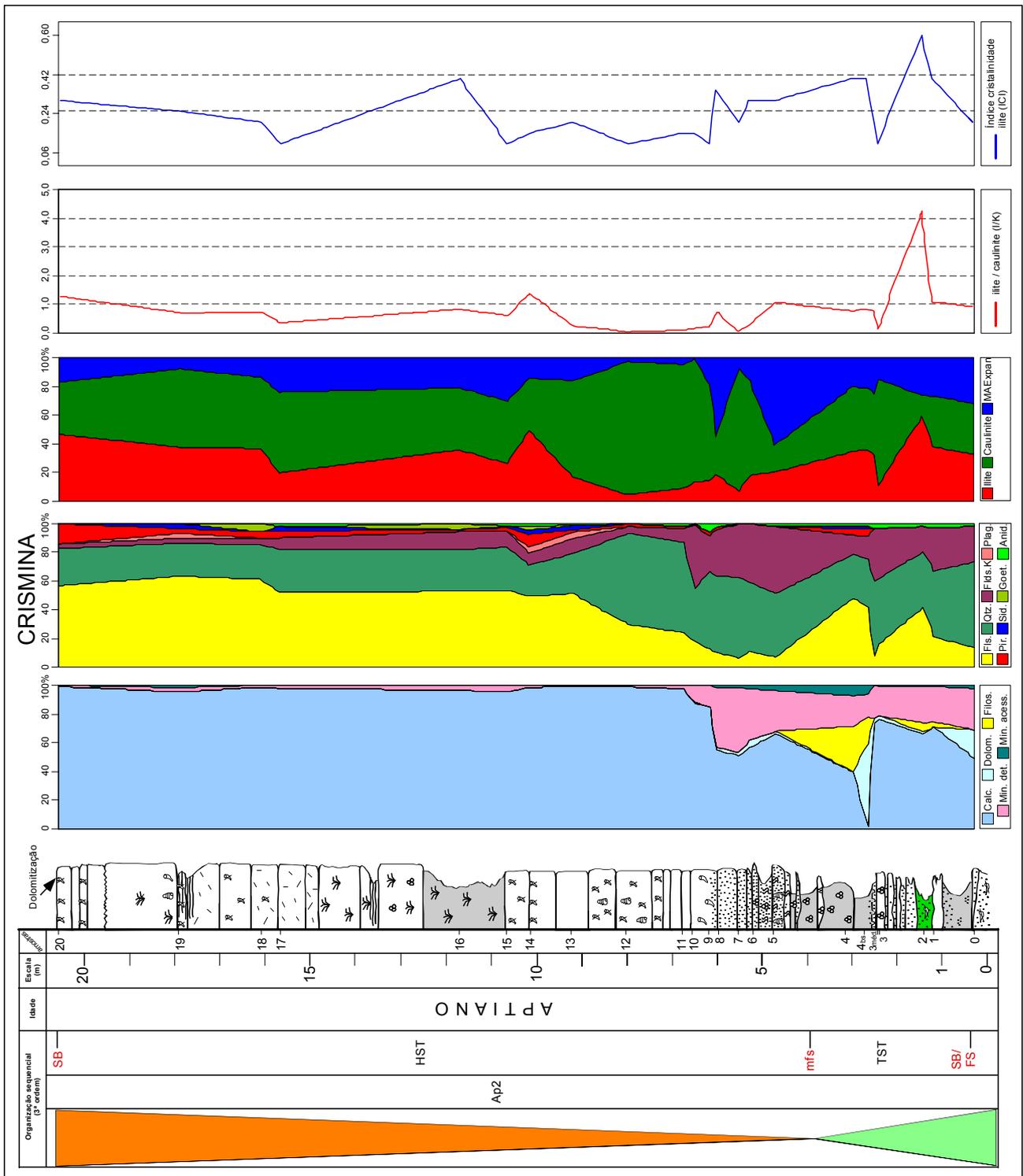
**Fig. 40.** - Contenu paléontologique du cortège de haut niveau marin dans la séquence Ap 2 à Ponta Alta.  
a : nérinées ; b : madréporaires ; c : coquilles de rudistes dissoutes.

## MINÉRALOGIE DES ARGILES

On peut faire les observations suivantes (fig. 41) :

- La limite de la séquence Ap2 est marquée par une relative abondance de quartz et de feldspaths K, suivie par une tendance à une légère décroissance dans les niveaux sus-jacents. Vers le sommet du cortège transgressif se produit un nouvel enrichissement de ces minéraux.
- Les associations de minéraux argileux de cet intervalle transgressif montrent un fort enrichissement en illite de basse cristallinité, ce qui témoigne de l'origine primaire et de la dégradation due à un transport relativement long ; vers le sommet, l'abondance et le degré d'ordre structural des illites diminuent progressivement.
- À la phase d'inondation maximale correspond le minimum des carbonates (calcite), la plus grande abondance des phyllosilicates et la présence de la pyrite.
- Les premiers niveaux du cortège de haut niveau marin (HST) sont marqués par une plus grande abondance des détritiques grossiers et le minimum des phyllosilicates ; les minéraux argileux expansifs (M.A.E.) y sont relativement abondants.
- Le reste du cortège HST indique l'installation de la plate-forme carbonatée, avec des calcaires biodétritiques et de rares apports silico-clastiques.
- Malgré leurs quantités réduites, on peut observer quelques fluctuations des contenus du résidu insoluble et de la fraction  $<2\mu\text{m}$  avec certains niveaux remarquables (quelques uns déjà reconnus dans la description de terrain et correspondant à des surfaces d'émersion) : un premier, vers les 8 m (échantillon 12), montre des maxima de quartz et de kaolinite et des minima d'illite (avec une cristallinité élevée) ; un autre, vers les 10 m (échantillon 14), présente un minimum de quartz, une forte présence de pyrite et un pic d'abondance d'illite ( $I/K = 1,37$ ) ; un troisième, vers les 18 m (échantillon 19), avec un maximum de phyllosilicates et des valeurs minimales de détritiques grossiers ; au sommet de la coupe, en accord avec la limite de la séquence, apparaît un nouveau minimum de détritiques grossiers, une abondance de la pyrite et un pic d'abondance relative d'illite ( $I/K = 1,28$ ). Ces fluctuations dans la signature

minéralogique sont interprétées comme des fluctuations séquentielles d'ordre supérieur (au niveau de la parasséquence).



**Fig. 41** – Résultats obtenus dans la coupe de Crismina (séquence Ap2): associations minéralogiques de l'échantillon total, résidu insoluble et fraction <2µm, rapport illite/kaolinite (I/K), cristallinité des illites (indice Kubler/Segonzac - ICI).

## SÉQUENCE Ap 3

### DÉFINITION

La séquence Ap 3 porte le pic de transgression du cycle Barrémien supérieur – Aptien inférieur. Fortement rétrogradante, elle correspond à un maximum d'extension des faciès marins dans le bassin (figs. 7, 8). Les milieux de dépôt s'approfondissent, atteignant la plate-forme externe.

### ÂGE

Aptien inférieur. L'apparition, à la base de cette séquence, de *Praeorbitolina cormyi* indique plus précisément la Zone à Desayesi (« Bédoulien moyen », HARDENBOL *et al.*, 1998).

### COMPOSITION (figs. 42, 43, 44, 45)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Surface perforée, irrégulière, à coquilles dolomitisées (fig. 44a et b), tronquant le sommet de la séquence Ap 2.

#### Cortège transgressif :

Il se compose de cinq paraséquences très minces (fig. 45a), chacune avec un banc marneux à la base et une dalle de calcaire micritique à surface supérieure durcie au sommet. Les deux lithofaciès contiennent des orbitolinidés – *Palorbitolina*, *Praeorbitolina* – jointifs (fig. 44c), mais aussi une faune très riche : madréporaires isolés, bryozoaires, brachiopodes, échinides (*Salenia*, *Pyrina*, *Heteraster*), bivalves (ostreidés, pectinidés, monopleuridés), nérinées, formant un véritable intervalle condensé.

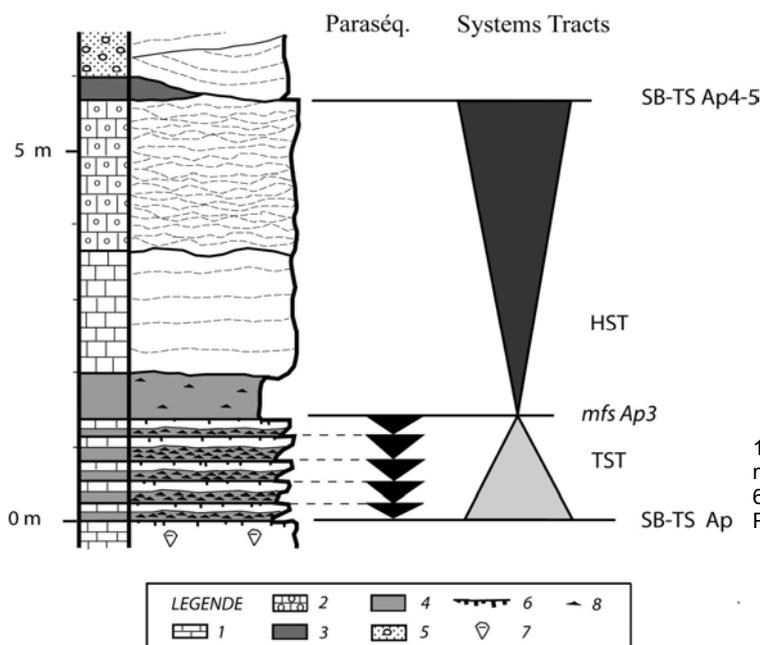
#### Surface d'inondation maximale :

Dernière surface durcie, au sommet de l'intervalle condensé.

#### Cortège de haut niveau marin :

Il est formé de trois niveau, soit de bas en haut :

- marnes jaunes ou brunes à Orbitolinidés dispersés et bioturbations (fig. 45a) ;
- calcaire « mudstone » à « wakestone », à choffatelles et palorbitolines, s'achevant par une surface à grandes rides symétriques (fig. 45b) ;
- calcaire « grainstone », disposé en une barre massive à stratifications obliques entrecroisées en auges et à lamines internes progradantes composées d'abondants débris coquilliers (fig. 45c). La surface supérieure du niveau est perforée et oxydée. Cet ensemble passe latéralement vers l'Est, dans le secteur de Murches et Cabreiro, à un récif de madréporaires et rudistes (REY, 1972).

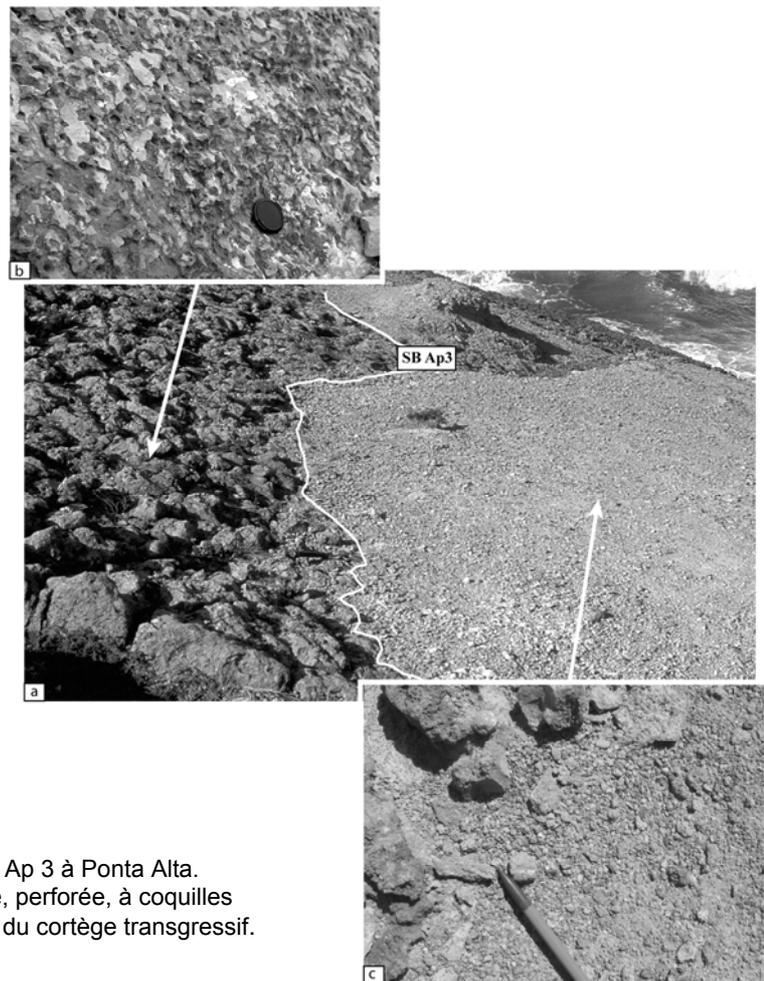


**Fig. 42.** - La séquence Ap 3 à Ponta Alta. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

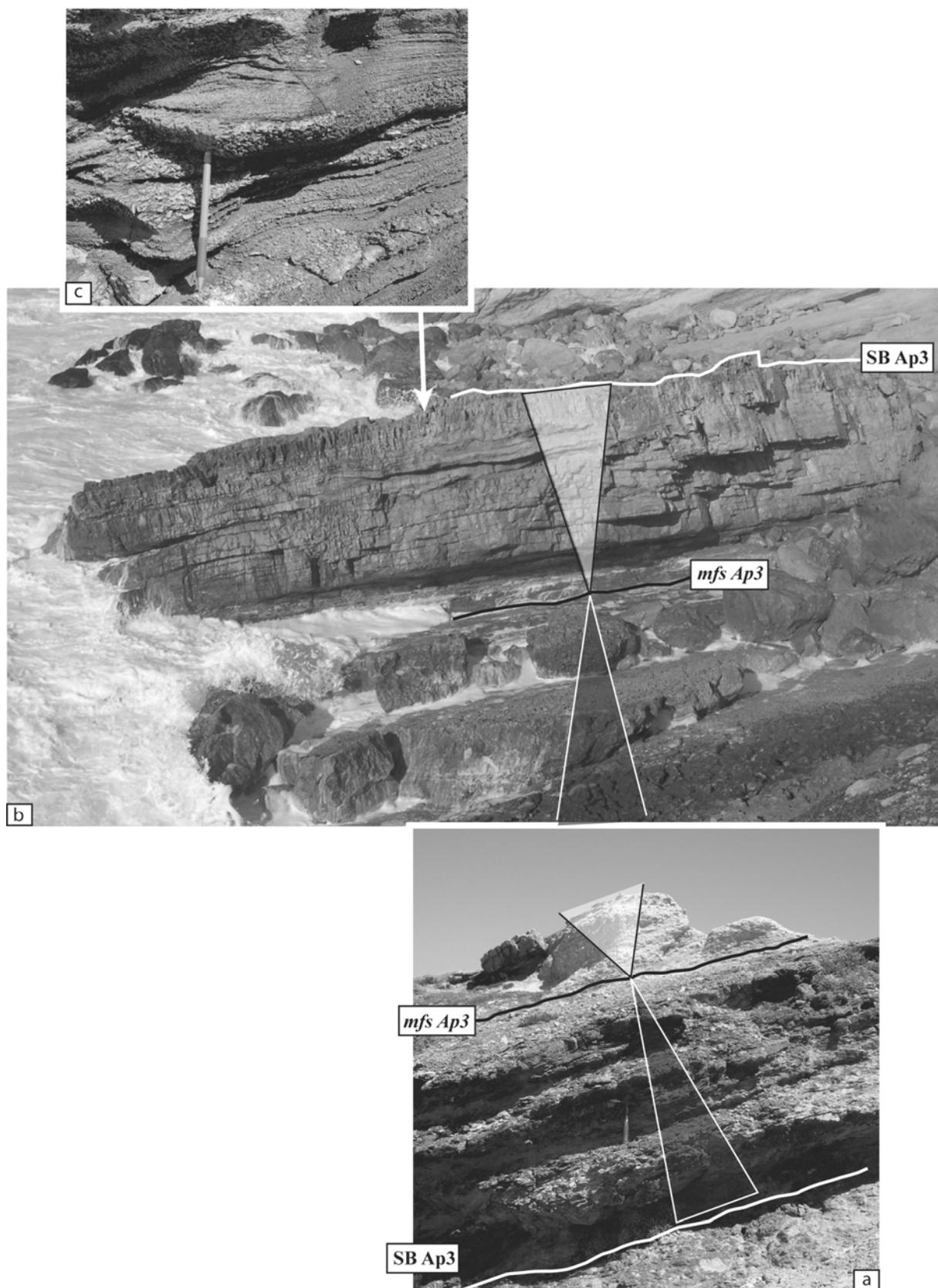
1 : calcaires ; 2 : calcaires bioclastiques ; 3 : marnes ; 4 : marnes calcareuses ; 5 : grès ; 6 : surfaces durcies ; 7 : rudistes ; 8 : Palorbitolines.



**Fig. 43.** – La séquence Ap3 et les affleurements albo-aptiens de Galé, entre le Fort de Crismina et Praia Grande do Guincho



**Fig. 44.** – La limite de séquence Ap 3 à Ponta Alta.  
a : Vue générale ; b : surface durcie, perforée, à coquilles dolomitisées c : sable à palorbitolines du cortège transgressif.



**Fig. 45.** – La séquence Ap 3 au Nord de Ponta Alta.

a : cortège transgressif et base du cortège de haut niveau marin ; b : partie du cortège transgressif et cortège de haut niveau marin ; c : stratifications obliques en auges à débris coquilliers, au sommet du cortège de haut niveau marin.

## SÉQUENCE AI 7

### DÉFINITION

Cette séquence à tendance rétrogradante se développe sur une plate-forme littorale non barrée, dans des environnements infralittoraux, un peu plus distaux que dans la séquence sous-jacente. Elle exprime un remarquable pic de transgression (fig. 10), à l'intérieur du cycle transgressif - régressif de l'Albien, qui a été identifié jusque dans les dépôts fluviatiles de la partie septentrionale du bassin lusitanien (DINIS *et al.*, 2002).

### ÂGE

Albien supérieur. Cette séquence est précisément datée :

- par l'horizon de la dernière observation de *Simplorbitolina manasi* – *conulus* (limite entre Albien moyen et Albien supérieur) dans les premiers bancs de la séquence (BERTHOU & SCHROEDER, 1979) ;
- par la présence d'un banc repère à *Knemiceras ulhigi*, ammonite caractéristique de la Zone à Inflatum, au sommet du cortège transgressif (REY *et al.* 1977).

### COMPOSITION (figs. 46, 47)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Contact entre les argiles grises du sommet de la séquence AI 6 et une barre de calcaire gréseux progradant, base de la séquence AI 7.

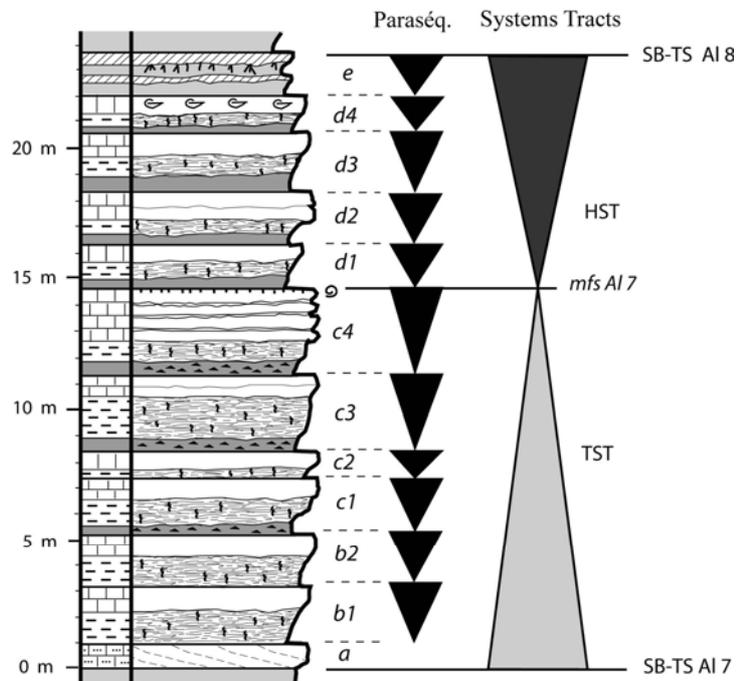
#### Cortège transgressif :

Il comprend (fig. 47b) trois termes témoignant d'une bathymétrie croissante de la base au sommet du cortège, soit :

- niveau a : banc de calcaire gréseux à stratifications obliques planes ;
- niveaux b1 – b2 : deux paraséquences de marnes calcareuses et de calcaires argileux, bioturbés, à ostréidés, gastéropodes, orbitolinidés (*Mesorbitolina*), miliolidés, hensonines et dasycladales. C'est ce niveau qui porte l'horizon d'extinction de *Simplorbitolina manasi* - *conulus* ;
- niveaux c1 – c2 – c3 – c4 : quatre paraséquences débutant chacune par un niveau de marnes à orbitolines très denses, surmonté de calcaires argileux puis micritiques, très bioturbés, à échinides (*Heteraster*, *Tetragramma*), bivalves, colomielles, hensonines. Le banc sommital de ce cortège renferme *Knemiceras ulhigi* (fig. 47c).

**Fig. 46.** - La séquence AI 7 à Praia da Água Doce. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

1 : calcaires ; 2 : calcaires gréseux ; 3 : calcaires argileux ; 4 : calcrètes ; 5 : argiles ; 6 : marnes ; 7 : surfaces durcies ; 8 : rhizoconcrétions ; 9 : bioturbations ; 10 : ostréidés ; 11 : orbitolines ; & : ammonites.



| LEGENDE |    |
|---------|----|
| 1       | 2  |
| 3       | 4  |
| 5       | 6  |
| 7       | 8  |
| 9       | 10 |
| 11      | 12 |

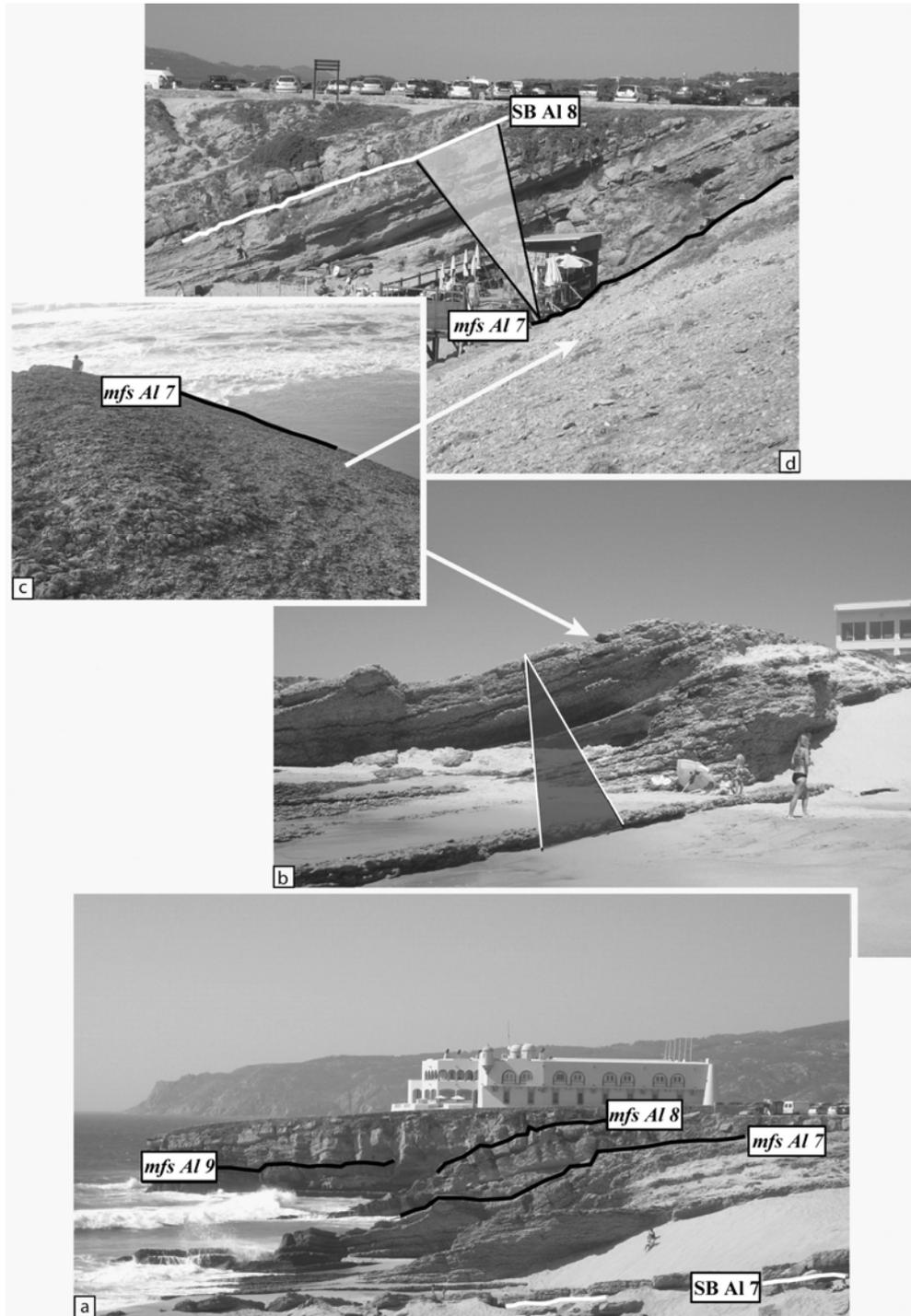
**Surface d'inondation maximale :**

Surface supérieure perforée de la dalle à *Knemiceras uhligi*.

**Cortège de haut niveau marin :**

Il est composé de deux parties (fig. 47d), illustrant une évolution bathymétrique décroissante :

- niveaux d1 – d2 – d3 – d4 : quatre paraséquences métriques de marnes, marnes calcareuses et calcaires bioturbés à ostréidés et miliolidés ;
- niveau e : de marnes argileuses vertes et violacées intercalées de deux horizons de calcrètes et rhizoconcrétions (fig. 78b) témoignant du total comblement de l'espace disponible.



**Fig. 47.** - La séquence AI 7 à Praia da Água Doce  
a : vue générale des séquences AI 7 à AI 9 ; b : cortège transgressif ;  
c : surface d'inondation maximale (dalle à *Knemiceras uhligi*) ; d : cortège de haut niveau marin

## SÉQUENCE AI 8

### DÉFINITION

Cette séquence se caractérise, d'une part par un épais cortège transgressif à faciès progressivement plus profonds et distaux – et montrant donc un accroissement notable de l'espace disponible –, et d'autre part par la première apparition dans le cortège de haut niveau marin de bancs à rudistes de la plate-forme moyenne. Elle est, dans son ensemble, agradante.

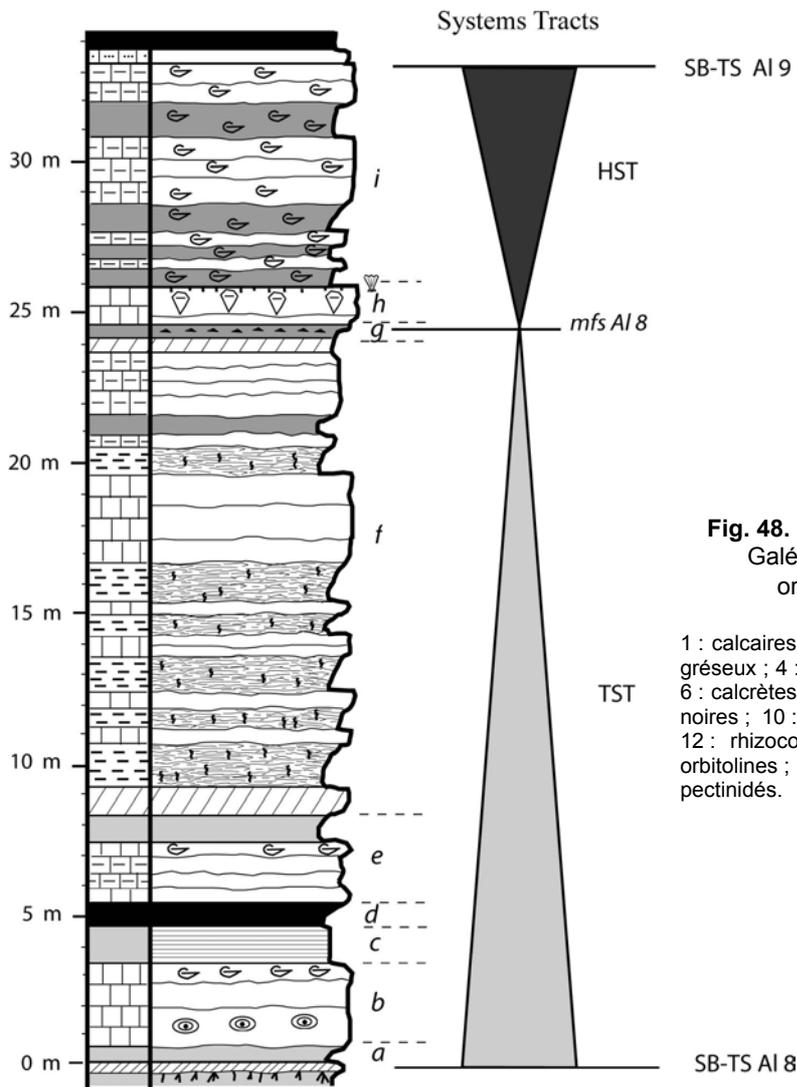
### ÂGE

Albien supérieur, avec l'association d'*Orbitolina (Mesorbitolina) texana* – *Orbitolina paeneconica*.

### COMPOSITION (figs. 48, 49)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Surface supérieure du dernier niveau de calcrête de la séquence AI 7 (fig. 49b).



**Fig. 48.** - La séquence AI 8 à Ponta da Galé. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle.

1 : calcaires ; 2 : calcaires argileux ; 3 : calcaires gréseux ; 4 : marnes calcaireuses ; 5 : dolomies ; 6 : calcrètes ; 7 : argiles ; 8 : marnes ; 9 : argiles noires ; 10 : surfaces durcies ; 11 : oncolithes ; 12 : rhizoconcrétions ; 13 : bioturbations ; 14 : orbitolines ; 15 : ostréidés ; 16 : rudistes ; 17 : pectinidés.

| LEGENDE | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|
|         |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |

### Cortège transgressif :

La tendance générale à l'approfondissement de la base au sommet du cortège, s'exprime par la succession suivante :

- niveau a : argiles jaunes, à bioturbations horizontales calcaires ;
- niveau b : calcaire micritique à bacinelles, puis lumachelle à ostréidés ;
- niveau c : argiles silteuses jaunes, finement litées ;
- niveau d : argiles noires ;
- niveau e : marnes et calcaires argileux, bioturbés, à bivalves, miliolidés et dasycladales ;
- niveau f : marnes calcareuses et calcaires argileux bioturbés à ostréidés, moules de bivalves, dasycladales, échinides (*Diplopodia*), hensonines et orbitolines.

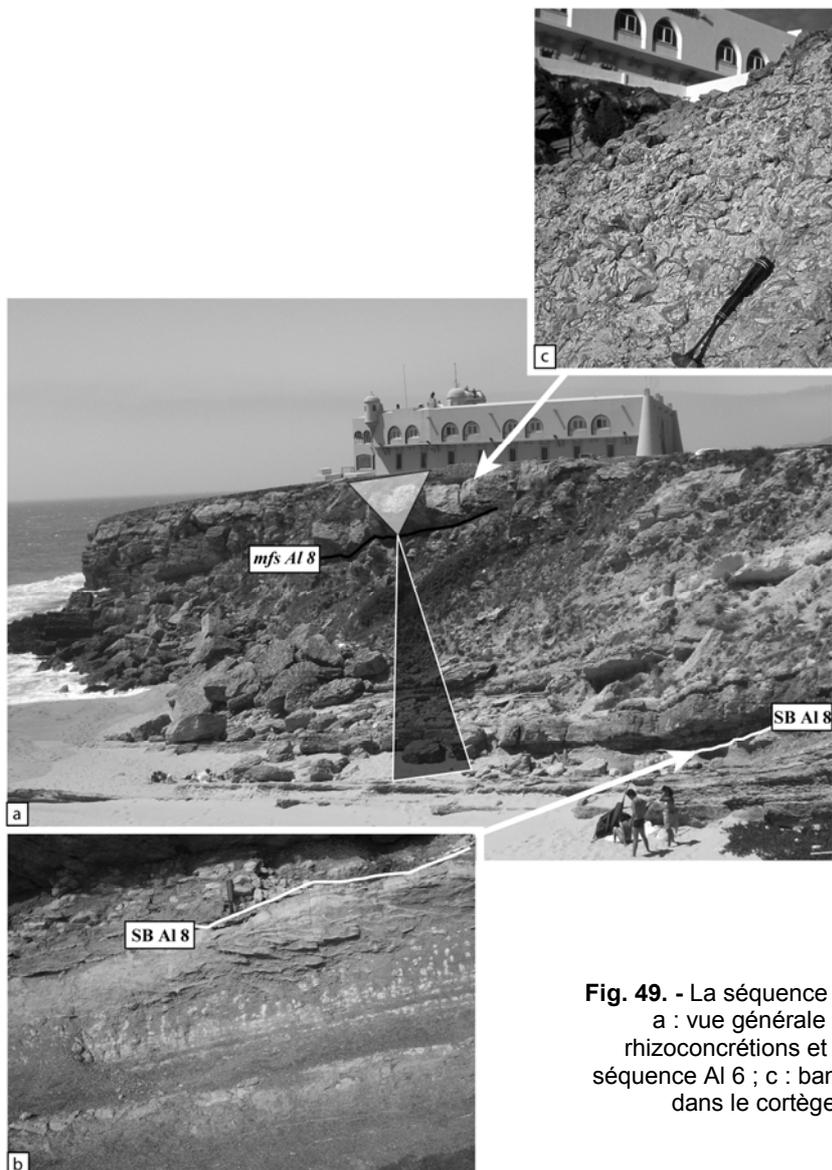
### Surface d'inondation maximale :

Banc de marnes calcareuses jaunes à orbitolines jointives (niveau g).

### Cortège de haut niveau marin :

Il comprend deux termes, en évolution bathymétrique décroissante :

- niveau h : calcaire micritique blanc à rudistes (*Sphaerulites*, *Polyconites subverneuili*, fig. 49c), dicyclines et hensonines, nérinées et pectinidés au sommet du banc, couronné par une surface durcie et perforée ;
- niveau i : marnes à ostréidés alternant avec des bancs strato-croissants de calcaires argileux à dasycladales et orbitolines.



**Fig. 49.** - La séquence AI 8 à Ponta da Galé da Galé.  
a : vue générale ; b : limite de séquence, rhizoconcrétions et calcrètes en sommet de la séquence AI 6 ; c : bancs à *Polyconites subverneuili* dans le cortège de haut niveau marin

# LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DES ENVIRONS D'ERICEIRA

## LOCALISATION

La région d'Ericeira occupe au Crétacé inférieur la bordure septentrionale du domaine marin (fig. 8). La sédimentation y est mixte, silico-clastique et carbonatée, avec une prédominance des environnements littoraux.

La succession stratigraphique y est bien découverte dans les falaises qui surplombent l'Océan Atlantique entre Ericeira et São Lourenço (fig. 50). Les couches sont sub-horizontales ou à très faible pendage vers le Sud. Toutefois, des failles parallèles à la côte découpent la série et nécessitent une analyse rigoureuse dans des compartiments différents. Notre étude portera sur l'intervalle compris entre le Valanginien supérieur élevé et le Barrémien supérieur. Nous n'examinerons pas ici les termes de base du Crétacé (Formations de Porto da Calada et de Vale de Lobos), mal datées et dont l'interprétation séquentielle reste à faire, ni la série aptienne qui affleure dans le village d'Ericeira et au Sud de l'agglomération avec les mêmes faciès que dans la région de Cascais. L'Albien, qui occupe sur une très large étendue tout le cœur du synclinal de Pero Pinheiro entre São Julião et Azenhas do Mar n'a pas été réexaminé en détail dans l'optique de la stratigraphie séquentielle.

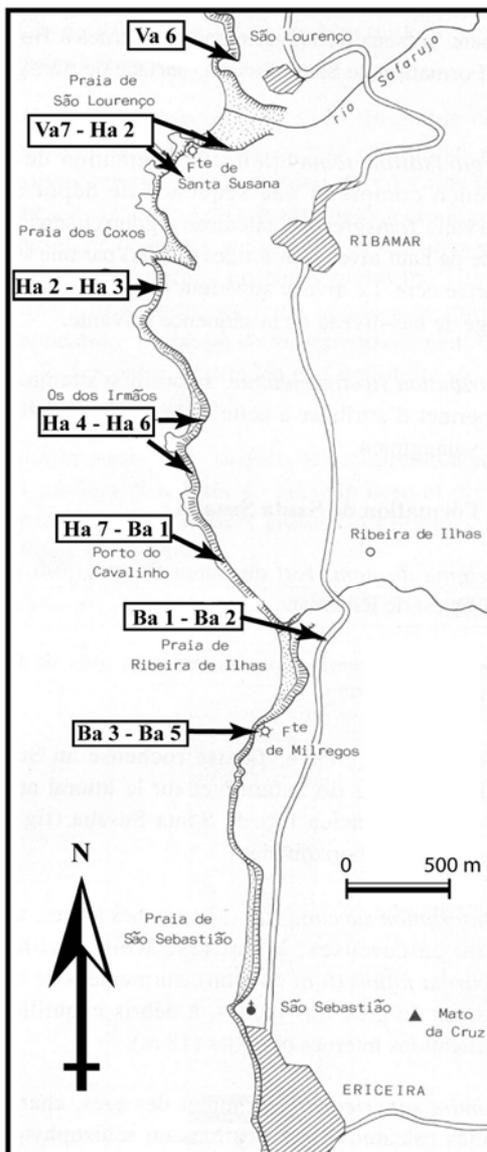


Fig. 50. - Localisation des séquences de dépôt au Nord d'Ericeira

## SÉQUENCE Ha 2

### DÉFINITION

Les dépôts de cette mince séquence carbonatée occupent la partie la plus distale de la plateforme protégée. Contemporains de l'installation des formations récifales de la région de Cascais et de Lagosteiros, ils expriment le maximum de transgression aux environs d'Ericeira dans le cycle Valanginien supérieur – Barrémien inférieur.

### ÂGE

Hauterivien inférieur. Dépourvue de bons marqueurs chronologiques, la séquence est datée par sa position stratigraphique et par corrélation séquentielle avec les affleurements des environs de Cascais.

### COMPOSITION (figs. 51, 52)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Remarquable surface érosive, entaillant plus ou moins profondément des calcaires gréseux du haut niveau marin de la séquence sous-jacente (fig. 52).

#### Cortège transgressif :

Il n'est représenté que par un niveau de calcaire gréseux, « grainstone » et bréchique, à litage oblique très irrégulier, dont l'épaisseur varie rapidement, renfermant une faune remaniée de gastéropodes et bivalves

#### Surface d'inondation maximale :

La transgression maximale est exprimée par un mince lit de grés à ciment calcaire.

#### Cortège de haut niveau marin :

Il est constitué par quatre à cinq bancs de calcaire « wakestone – packstone », gris clairs, séparés par des interbancs de calcaire argileux bioturbés (fig. 52). Les bancs calcaires contiennent une faune diversifiée de rudistes (*Requienia*), grandes nérinées, naticidés, ostréidés et miliolidés, accompagnés de quelques colonies dispersées de madréporaires. Plusieurs surfaces de bancs sont durcies et oxydées.

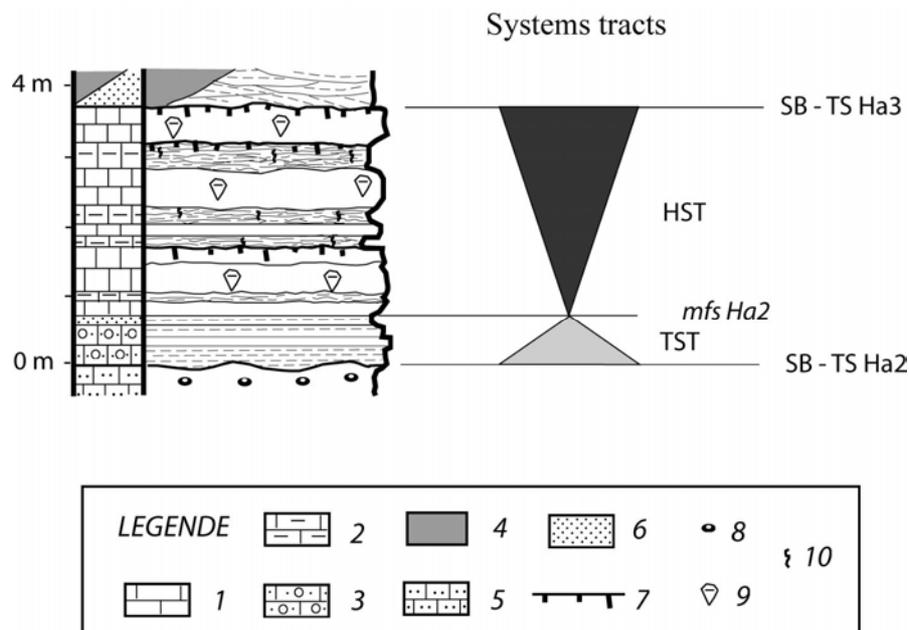


Fig. 51. - La séquence Ha 2 à Praia dos Coxos. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle

1 : calcaires ; 2 : calcaires argileux ; 3 : calcaires graveleux et gréseux ; 4 : marnes ; 5 : calcaires graveleux et gréseux ; 6 : grés ; 7 : surfaces durcies ; 8 : bioturbations noduleuses ; 9 : rudistes ; 10 : bioturbations.

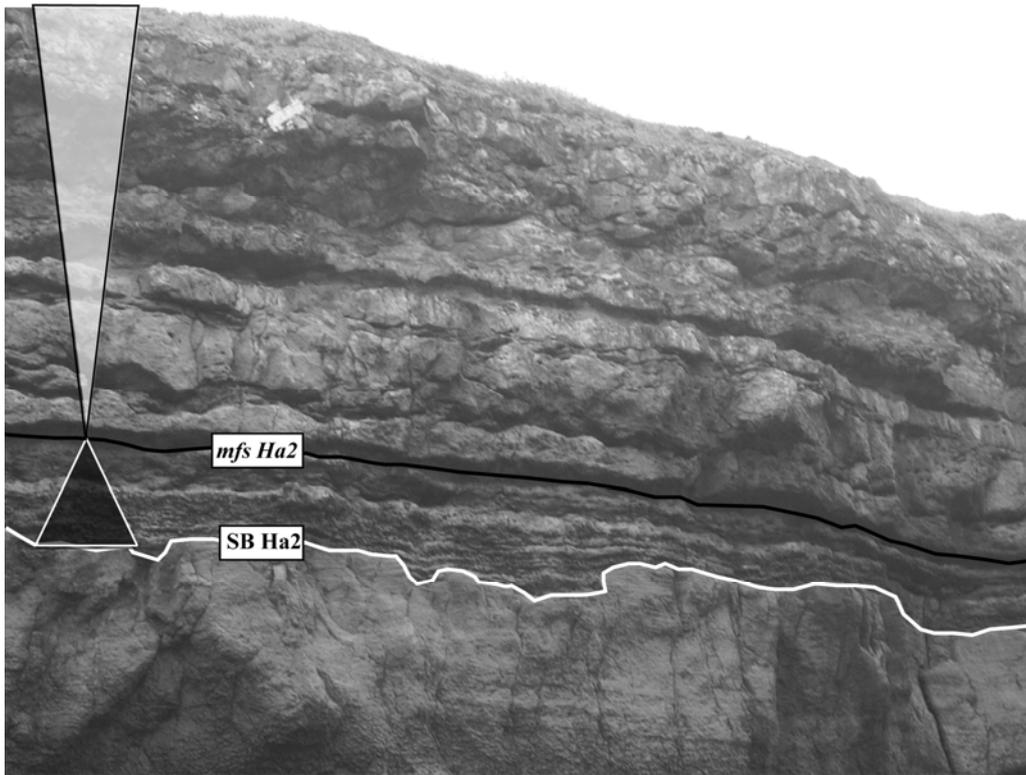


Fig. 52. - La séquence Ha 2 au Sud de Praia dos Coxos.

### SÉQUENCE Ha 3

#### DÉFINITION

Cette mince séquence agradante s'est déposée dans un environnement de plate-forme protégée plus proximal que la séquence sous-jacente. Elle témoigne donc d'un début de régression dans le cycle transgressif – régressif du Valanginien supérieur – Barrémien inférieur.

#### ÂGE

Hauterivien, comme l'indique la présence dans cette séquence de *Trochotiar* *bourgueti*. L'attribution très probable à l'Hauterivien inférieur est déduite des corrélations séquentielles.

**COMPOSITION** (figs. 53, 54, 55)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Remarquable surface durcie, perforée, recouverte d'un encroûtement ferrugineux (fig. 55a et b).

#### Cortège transgressif :

Il est composé de deux termes :

- un terme inférieur d'argiles vertes ou rouges suivies d'argiles ligniteuses (Nord de Praia dos Coxos), passant latéralement à un corps de grès fins blancs, bien classés, à stratifications obliques entrecroisées (Sud de Praia dos Coxos), correspondant à une barre tidale (fig. 54, 55a et c).

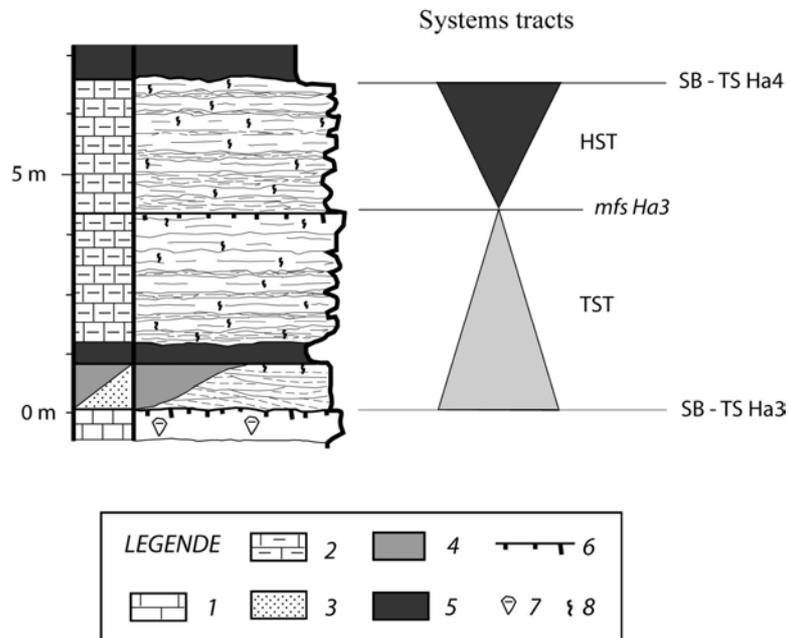
- un terme supérieur de calcaires argileux « wakestone », beiges à bleutés, très bioturbés, à stratifications mal exprimées, alternant avec des passées un peu plus argileuses. Du bas vers le haut les bancs calcaires sont strato-croissants et la bioturbation est plus intense. La faune est variée : gastéropodes (*Glauconia*, naticidés, bivalves (trigones, ostréidés), échinides (*Toxaster*, *Trochotiar*), choffatelles (fig. 55a).

#### Surface d'inondation maximale :

Surface durcie du dernier banc de calcaire du cortège transgressif.

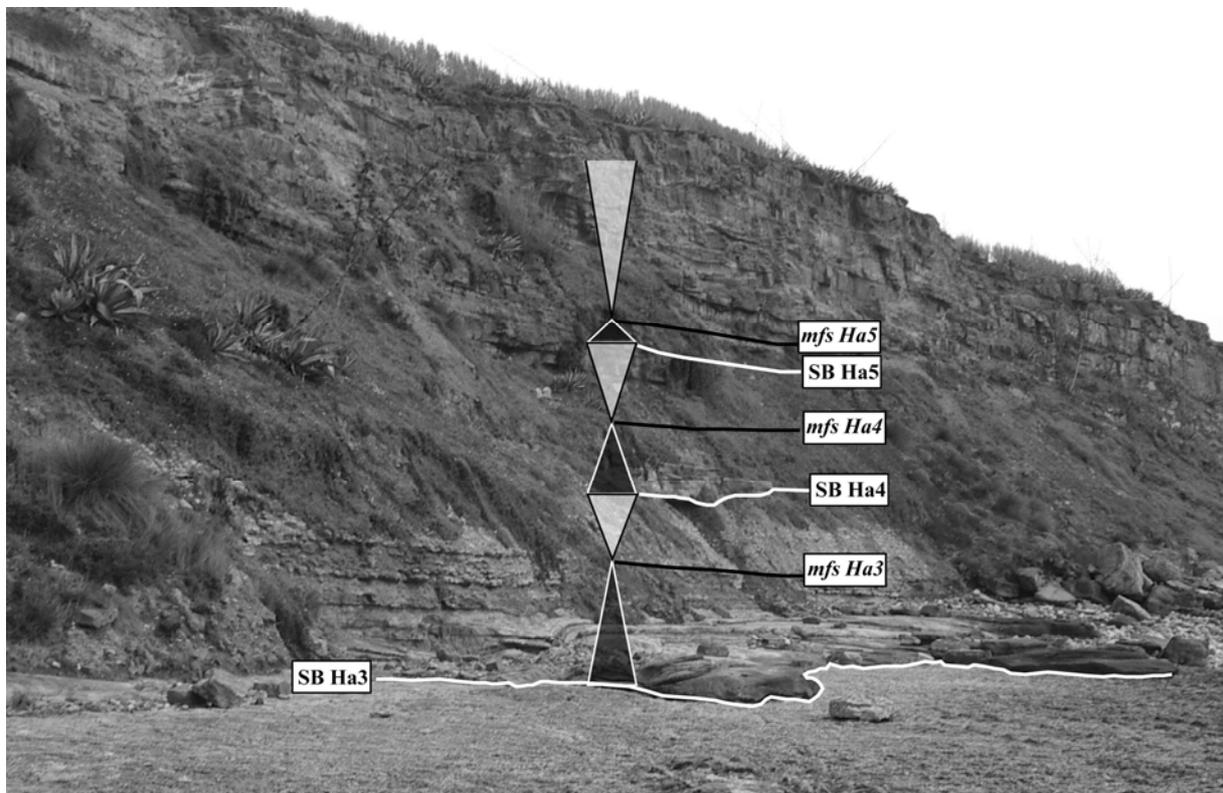
**Cortège de haut niveau marin :**

Il possède le même faciès et la même biophase que le terme supérieur du cortège transgressif, mais avec une bioturbation et une densité de faune qui tendent à décroître vers le haut.

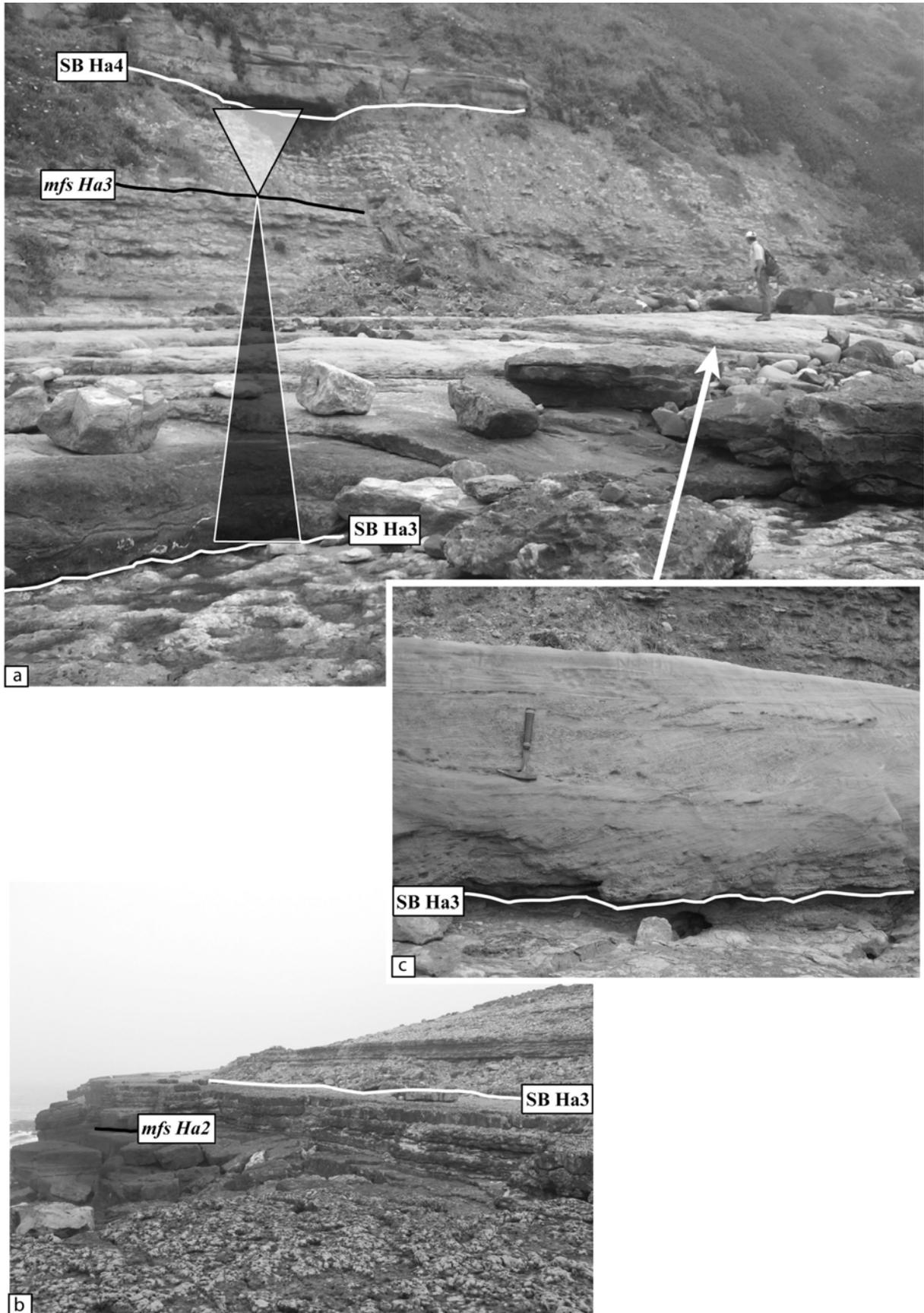


**Fig. 53.** - La séquence Ha 3 à Praia dos Coxos. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle

1 : calcaires ; 2 : calcaires argileux ; 3 : grès ; 4 : marnes ; 5 : argiles ; 6 : surfaces durcies ; 7 : rudistes ; 8 : bioturbations



**Fig. 54.** - Vue générale des séquences Ha 3, Ha 4 et Ha 5 à Os dos Irmãos.



**Fig. 55.** - La séquence Ha 3 à Praia dos Coxos.  
 A : vue générale ; b : sommet de la séquence Ha 2 et limite de séquence ;  
 c : barre tidale à la base de la séquence Ha 3

## SÉQUENCE Ha 5

### DÉFINITION

La phase de remplissage du Bassin Lusitanien se poursuit avec la sédimentation de la séquence Ha 5. Il s'agit d'une séquence mixte, terrigène et carbonatée déposée dans des environnements de marais maritimes. Elle est surtout caractérisée par la grande symétrie de ses deux cortèges, tant pour l'évolution des faciès lithologiques que pour l'évolution de la stratonomie et de la bioturbation.

### ÂGE

Hauterivien. L'attribution probable à l'Hauterivien supérieur est fondée sur la position stratigraphique de cette séquence et sur la comparaison avec la charte des séquences de dépôt dans les bassins sédimentaires européens, en l'absence de bons marqueurs chronologiques.

### COMPOSITION (figs. 54, 56, 57)

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Très discrète, elle est positionnée à la limite entre une barre de grès lenticulaire, à stratifications obliques entrecroisées, et une mince dalle horizontale de grès.

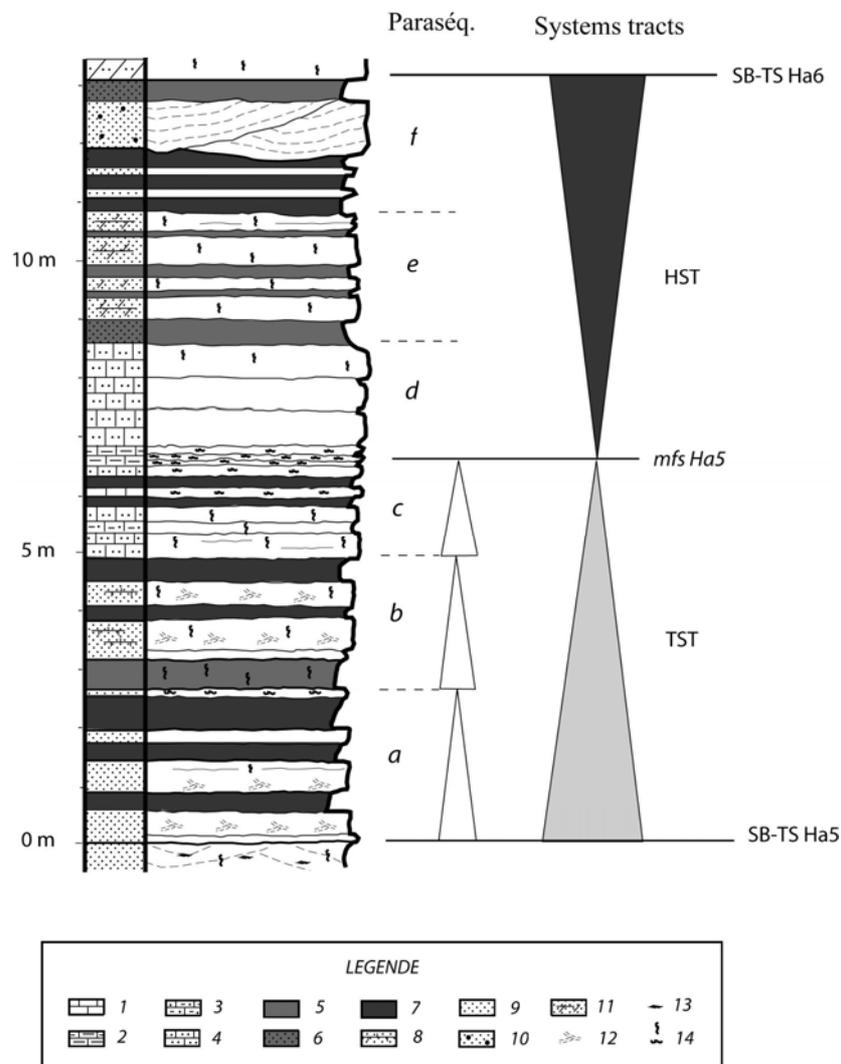
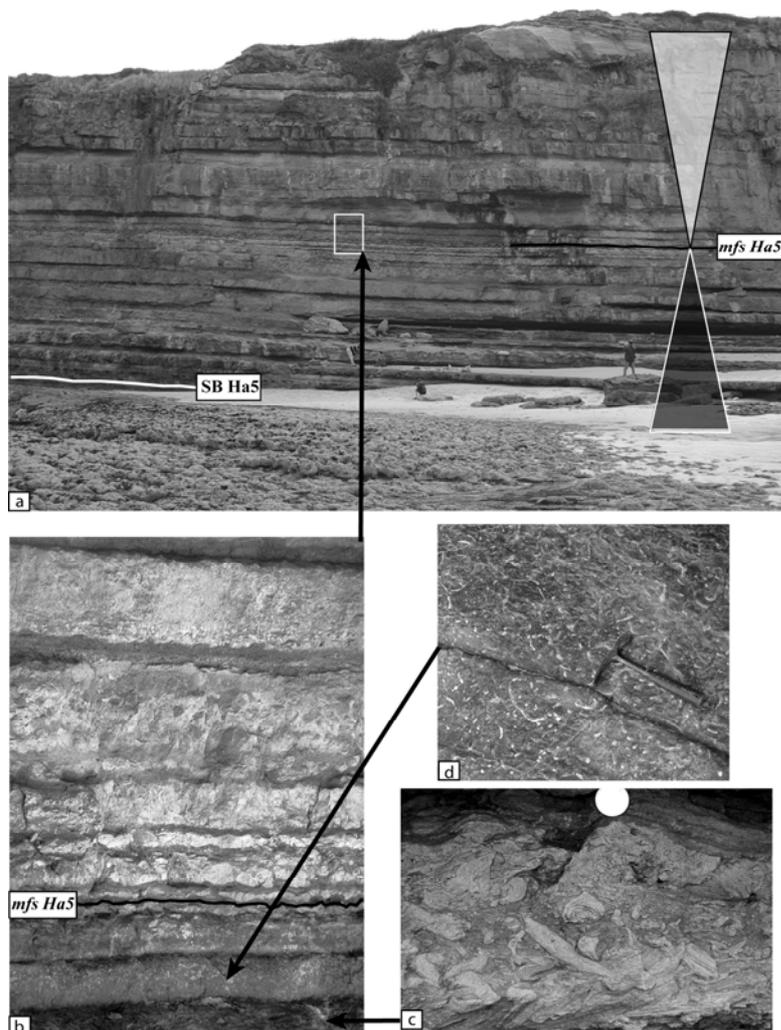


Fig. 56.- La séquence Ha 5 à Os dos Irmãos. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle

1 : calcaires ; 2 : calcaires argileux ; 3 : calcaires argilo-gréseux ; 4 : calcaires gréseux ; 5 : marnes ; 6 : marnes gréseuses ; 7 : argiles noires ; 8 : grès calcaireux ; 9 : grès fins ; 10 : grès grossiers ; 11 : grès à ciment dolomitique ; 12 : stratifications obliques entrecroisées ; 13 : lignite ; 14 : bioturbations.



**Fig. 57.** - La séquence Ha 5 à Os dos Irmãos.  
 a : vue générale ; b : surface d'inondation maximale ; c : bioturbations (*Teichichnus* ?) ; d : *Planolites*

**Cortège transgressif :**

Trois termes peuvent être distingués, correspondant à trois paraséquences d'approfondissement :

- niveau a : bancs horizontaux de grés fins, bioturbés, à stratifications internes entrecroisées, strato-décroissants, séparés par des couches d'argile noire riche en matière organique ;
- niveau b : deux bancs horizontaux de grés à ciment calcaire, à stratifications internes entrecroisées, compris entre des marnes gris cendré ou des argiles noires ;
- niveau c : Calcaires gréseux, bioturbés, en bancs strato-décroissants, à serpules, trigonies et choffatelles, séparés par des interbancs de marnes noires. La bioturbation variée (*teichichnus* ?, *Planolites*, fig. 128c et d) est progressivement plus intense vers le haut.

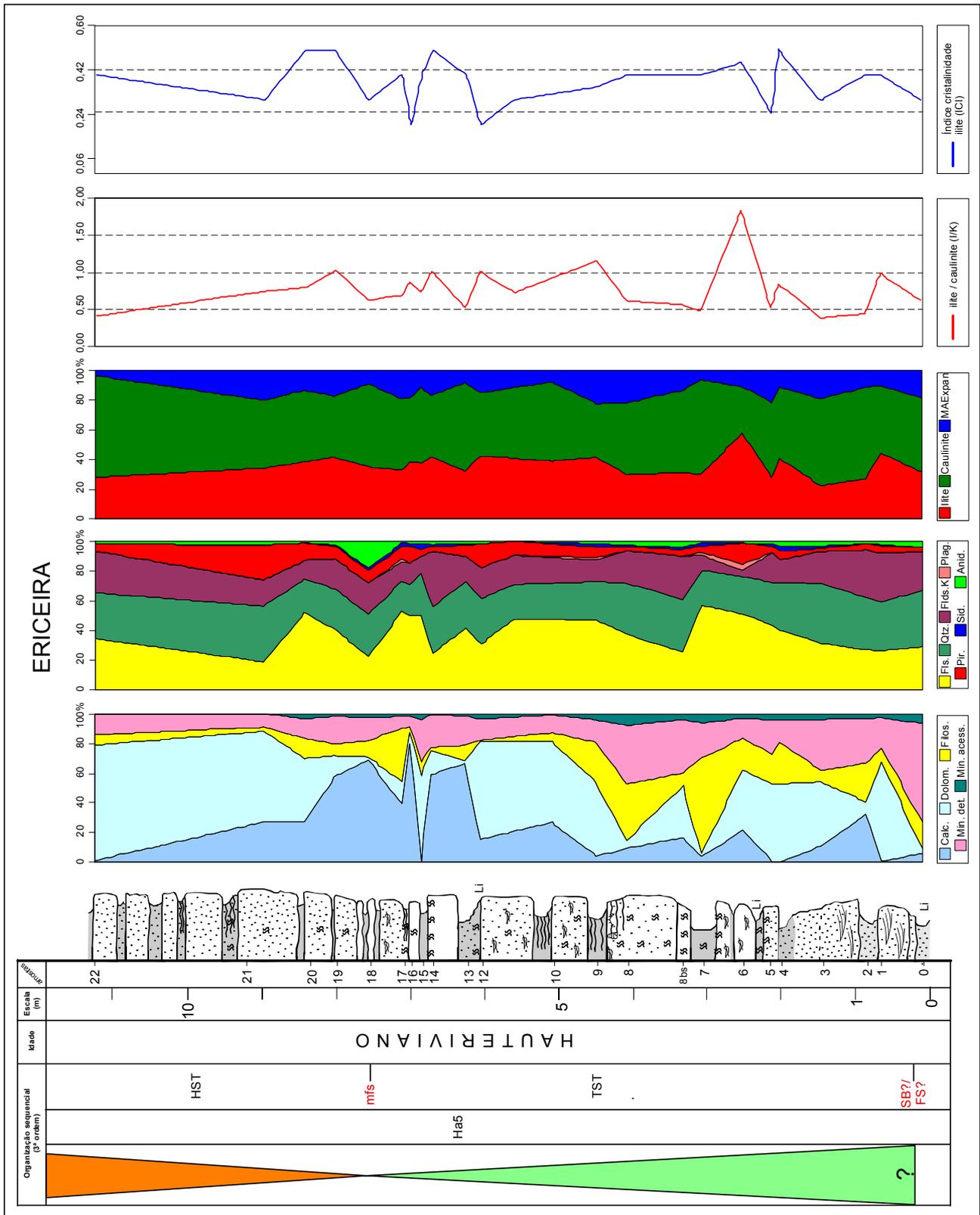
**Surface d'inondation maximale :**

Elle est située au banc de calcaire gréseux le plus mince, préluant au renversement de tendance dans la stratonomie et dans la lithologie (fig. 57a et b).

**Cortège de haut niveau marin :**

Il est composé de trois niveaux, dans une évolution générale en comblement :

- niveau c : bancs horizontaux, strato-croissants et à bioturbation décroissante, de calcaire gréseux ;
- niveau d : grés fins jaunes à ciment dolomitique, à vacuoles, bioturbés, en bancs horizontaux séparés par des argiles noires ou des marnes grises ;
- niveau e : grés lenticulaires, fins ou grossiers, à base ravinante et stratifications entrecroisées (remplissage de chenaux) séparés par des argiles noires, ligniteuses.



**Fig. 58** – Résultats obtenus dans la coupe de Ericeira (séquence Ha5): associations minéralogiques de l'échantillon total, résidu insoluble et fraction <math><2\mu\text{m}</math>, rapport illite/kaolinite (I/K), cristallinité des illites (indice Kubler/Segonzac - ICI).

## MINÉRALOGIE DES ARGILES

On peut faire les observations suivantes (fig. 58) :

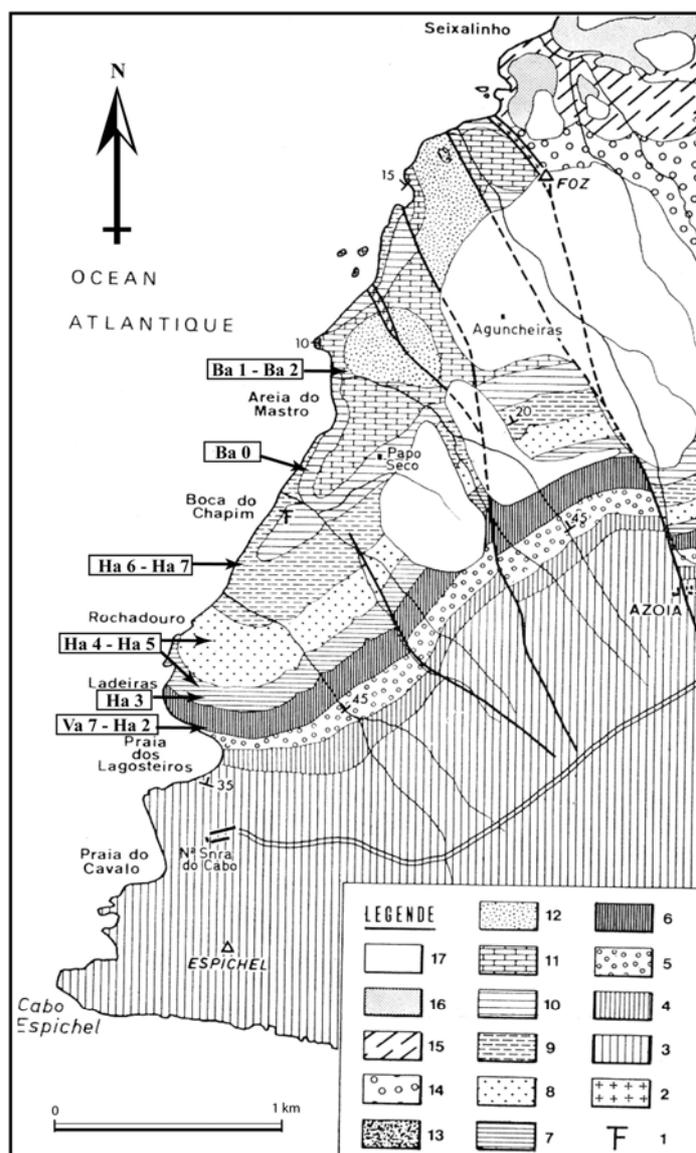
- la limite de séquence est marquée par une grande abondance de détritiques grossiers (quartz et feldspaths K);
- vers 2-3 m au-dessus de la limite de la séquence apparaît une importante augmentation des phyllosilicates, avec prédominance de l'illite et une décroissance des détritiques grossiers ; ceci qui nous amène à penser à la présence probable d'une surface de transgression (au niveau de la parasséquence) ;
- vers la surface d'inondation maximale, les fractions carbonatées sont plus calcitiques et moins dolomitiques et la valeur minimum du détritisme apparaît 7 m au-dessus de la base de la coupe, dans les échantillons 16 et 17 (position plus probable pour la *mfs*);
- le cortège de haut niveau marin (HST) est caractérisé par une légère augmentation des détritiques grossiers et de la kaolinite et par une graduelle augmentation de la dolomite (ce qui montre une plus haute énergie du milieu et une réduction de la profondeur).

# LE CRÉTACÉ INFÉRIER AU NORD DU CAP ESPICHEL

## LOCALISATION

Au Crétacé inférieur, la Serra da Arrábida occupe la bordure méridionale du Bassin Lusitanien (fig. 8), avec une sédimentation mixte, détritique et carbonatée, dans des milieux à dominante littorale. Une étude détaillée peut en être proposée dans les falaises qui bordent l'Océan Atlantique au Nord du Cap Espichel (fig. 59), de Praia dos Lagosteiros (fig. 60) à Foz (fig. 61). La série du Crétacé inférieur y est parfaitement découverte, avec un pendage général vers le Nord de 30° à 15°, sans lacune d'observation.

Les termes de base de la série (Formations de Porto da Calada et de Vale de Lobos, du Berriasien – Valanginien pro-parte), mal calées stratigraphiquement et essentiellement composées de dépôts détritiques fluviaux ou estuariens, ne seront pas décrits et illustrés. Il en est de même pour la Formation de Regatão, d'âge Barrémien supérieur. Les unités représentatives de l'Aptien et de l'Albien apparaissent à l'Ouest du signal géodésique de Foz dans des affleurements très ponctuels et discontinus qui ne peuvent pas être interprétés en terme de stratigraphie séquentielle. Notre analyse portera donc sur l'intervalle compris entre le Valanginien supérieur élevé et le Barrémien inférieur où tous les termes se succèdent dans une parfaite continuité.



**Fig. 59.** - Localisation des séquences de dépôt au Nord du Cap Espichel

1 : gisement de Dinosauriens ; 2 : roches éruptives ; 3 : Jurassique ; 4 : Formation de Porto da Calada ; 5 : Formation de Vale de Lobos ; 6 : Formations de Guia et de Maceira ; 7 : Formation de Ladeiras ; 8 : Formation de Rochadouro ; 9 : Formation d'Area do Mastro ; 10 : Formation de Papo Seco ; 11 : Formation de Boca do Chapim ; 12 : Formation de Regatão ; 13 : Formation de Crismina ; 15 : Formation de Galé ; 16 : Miocène ; 17 : Quaternaire.



**Fig. 60.** - Les falaises néocomiennes de Praia dos Lagosteiros



**Fig. 61.** - Les falaises de l'Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur entre Rochadouro et Areia do Mastro

## SÉQUENCES Va 6 et Va 7

### DÉFINITION

Succédant aux grès fluviatiles de la Formation de Vale de Lobos, ces deux séquences manifestent le retour à des environnements marins sur la bordure méridionale du Bassin Lusitanien : amorce de transgression avec la séquence Va 6, agradante, puis très rapide montée des eaux avec la séquence Va 7, rétrogradante et sédimentée sur une plate-forme littorale non barrée.

### ÂGE

Par son contenu faunique et son faciès, la surface d'inondation maximale de la séquence Va 7 peut être corrélée avec la même surface décrite à proximité de Cascais. Par corrélation séquentielle, on peut donc dater la séquence Va 6 du Valanginien supérieur, et la séquence Va 7 du Valanginien terminal – Hauterivien basal.

COMPOSITION (figs. 62, 63)

### Séquence Va 6

Au-dessus d'une limite de séquence correspondant à une surface tronquant la Formation de Vale de Lobos, elle est composée de grès calcaires jaunes, à ciment sparitique, disposés en bancs horizontaux et alternant avec des lits de grès fin. Aucune surface remarquable n'a été reconnue et le – ou les – cortèges composant cette séquence n'ont pas été identifiés.

### Séquence Va 7

#### Limite de séquence et surface de transgression :

Changement lithologique brutal, avec des calcaires gréseux superposés à des grès.

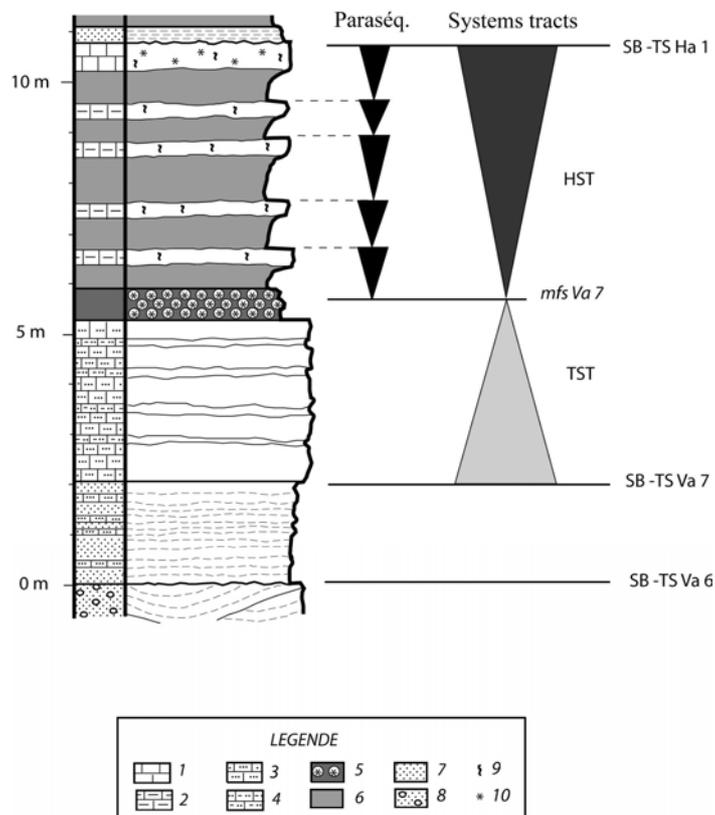


Fig. 62. - Les séquences Va 6 et Va 7 à Lagosteiros. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle

1 : calcaires ; 2 : calcaires argileux ; 3 : calcaires gréseux ; 4 : Calcaires argilo-gréseux ; 5 : conglomérat de Montlivaltidés ; 6 : marnes ; 7 : grès ; 8 : grès à galets ; 9 : bioturbations ; 10 : Montlivaltidés.

### **Cortège transgressif :**

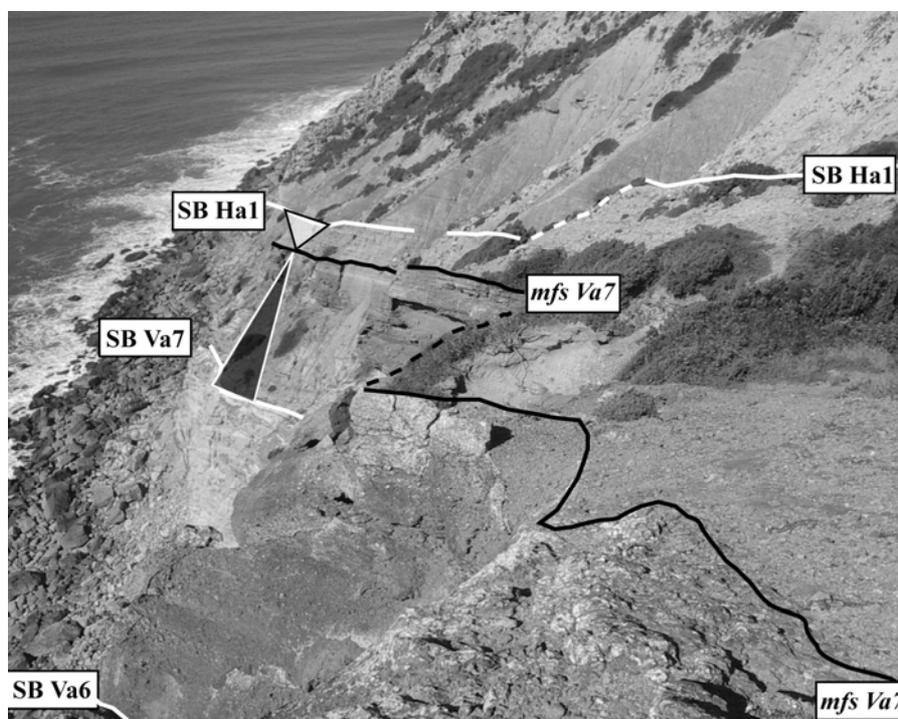
Calcaires gréseux roux, à gravelles et oolithes ferrugineuses, à grains de quartz fissurés, enduits de limonite et grano-décroissants vers le haut, en bancs épais séparés par des interbancs plus marneux, à faune variée essentiellement concentrée à la partie supérieure du cortège : ostréidés (dont *Alectryonia rectangularis*), pectinidés, brachiopodes, bélemnites, ammonites, échinides (*Phymosoma*, *Heretodiadema*, *Plegiocidaris*, *Rhabdocidaris*, *Pygurus*, *Holectypus*, *Holaster*, *Toxaster*), lenticulines, trocholines.

### **Surface d'inondation maximale :**

Elle est contenue dans un banc de conglomérat à matrice marneuse rouge emballant des polypiers (Montlivaltiidés) usés et roulés, associés à des bélemnites, brachiopodes et bivalves variés (ostréidés, pectinidés).

### **Cortège de haut niveau marin :**

Il comprend cinq paraséquences, chacune composée de marnes grises à la base et de calcaires argileux très bioturbés au sommet, avec des radioles d'échinides, crinoïdes, annélides, ophiures, lituolidés et – dans le banc calcaire sommital– montlivaltiidés.



**Fig. 63.** - La séquence Va 7 à Lagosteiros.

## **SÉQUENCE Ha 1**

### **DÉFINITION**

Cette séquence à sédimentation terrigène fine montre, par son découpage en cortèges et par sa dynamique sédimentaire, de fortes analogies avec la séquence de même âge décrite dans la région de Cascais. Elle est en effet caractérisée, ici aussi, par :

- d'une part la présence d'un cortège de bas niveau marin (prisme de bordure de plate-forme), à la suite de la forte rétrogradation de la séquence sous-jacente Va 7 ;
- d'autre part le caractère agrasant du cortège transgressif et d'une grande partie du cortège de haut niveau marin : l'empilement des dépôts compense approximativement la montée du niveau marin et l'environnement – de plate-forme non barrée – ne change guère d'un cortège à l'autre ; de ce fait, la surface d'inondation maximale est mal caractérisée. Seule, la partie supérieure du cortège de haut niveau marin montre une évolution en comblement, avec l'apparition et le développement de faciès proximaux.

## ÂGE

Hauterivien inférieur. Dépourvue de bons marqueurs chronologiques, cette séquence est datée par sa position stratigraphique au-dessus de la limite Valanginien – Hauterivien, ainsi que par corrélation séquentielle avec la série néocomienne de la région de Cascais.

## COMPOSITION (figs. 64, 65)

### Limite de séquence :

Surface supérieure mamelonnée, durcie et encroûtée d'huîtres, du dernier banc calcaire de la séquence Va 7 (fig. 65a).

### Cortège de bas niveau marin :

Marnes grises et grès fins ocre, organisés en une séquence de comblement (fig. 65a).

### Surface de transgression :

Surface supérieure oxydée d'un banc de grès fin, surmonté de marnes bleutées.

### Cortège transgressif :

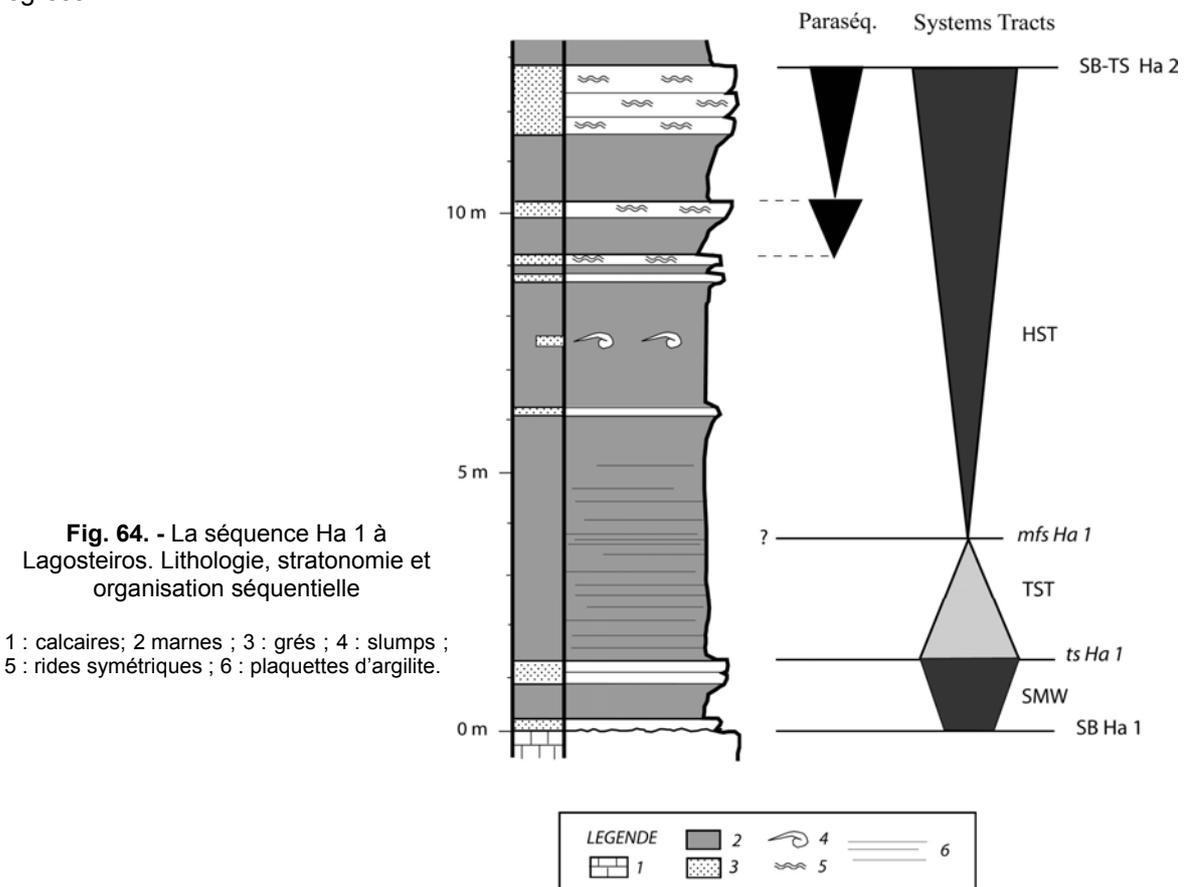
Marnes feuilletées bleutées, intercalées de plaquettes de pélites ocre ou rougeâtres, en densité croissante vers le haut, correspondant à autant de surface durcies et oxydées. La faune est rare, mal conservée : serpules, ostréidés, pectinidés et naticidés.

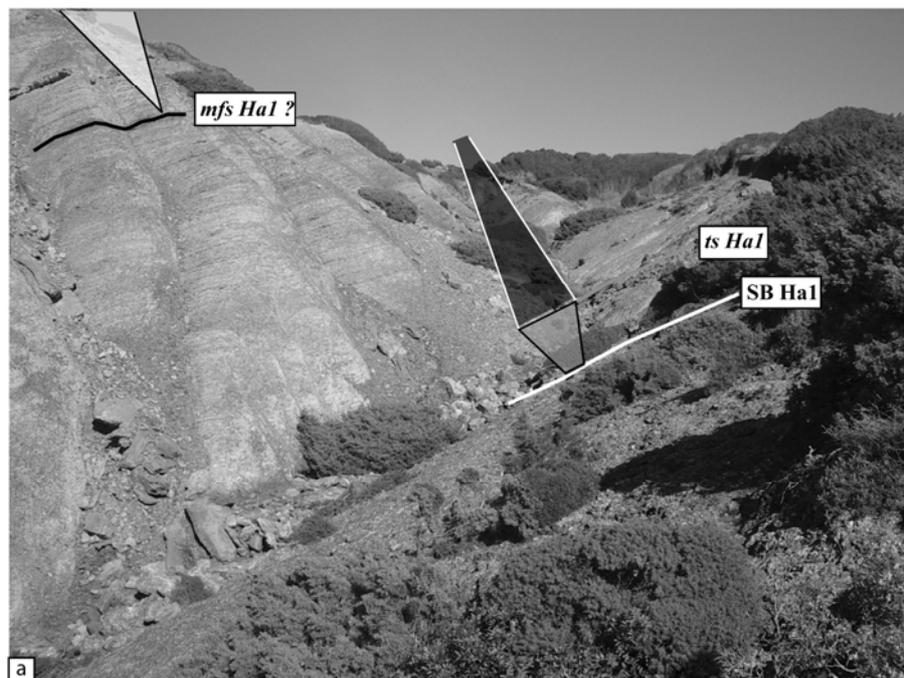
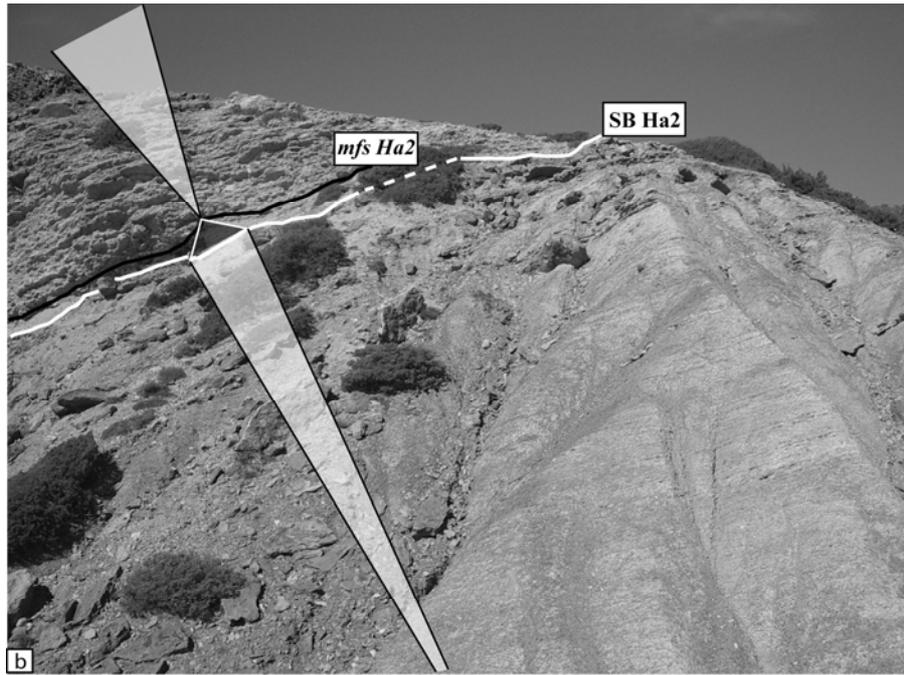
### Surface d'inondation maximale :

Très mal exprimée, elle pourrait être placée au maximum de densité des plaquettes pélitiques.

### Cortège de haut niveau marin :

Marnes feuilletées bleutées, intercalées de plaquettes de pélites ocre ou rougeâtres en densité décroissante vers le haut et de bancs de grès fins ocre, strato-croissants (fig. 65b). Certains bancs inférieurs de grès sont désorganisés en boucles de slumps, tandis que les bancs supérieurs de grès montrent des rides symétriques, de houle. La biophase, très rare, est identique à celle du cortège transgressif.





**Fig. 95.** - La séquence Ha 1 à Lagosteiros.  
 a : partie inférieure ; b : partie supérieure et base de la séquence Ha 2

## SÉQUENCE Ha 2

### DÉFINITION

Cette séquence aggradante, carbonatée, a pour caractéristiques essentielles la présence d'un cortège transgressif très mince et la grande épaisseur du cortège de haut niveau marin qui voit le développement d'une bioconstruction à madréporaires (contemporaine de la base de la Formation de Cabo Raso), et donc la mise en place d'un dispositif de plate-forme barrée. La forte puissance d'un cortège de haut niveau dans un contexte récifal prouve que qu'un espace disponible est en permanence créé, par montée du niveau marin. C'est alors que la mer hauterivienne atteint son extension maximale dans le Bassin Lusitanien (fig. 8)

## ÂGE

Hauterivien, comme l'indique la présence dans cette séquence de *Pygopyrina incisa*. L'attribution très probable à l'Hauterivien inférieur est déduite des corrélations séquentielles.

## COMPOSITION (figs. 66, 67)

### Limite de séquence et surface de transgression :

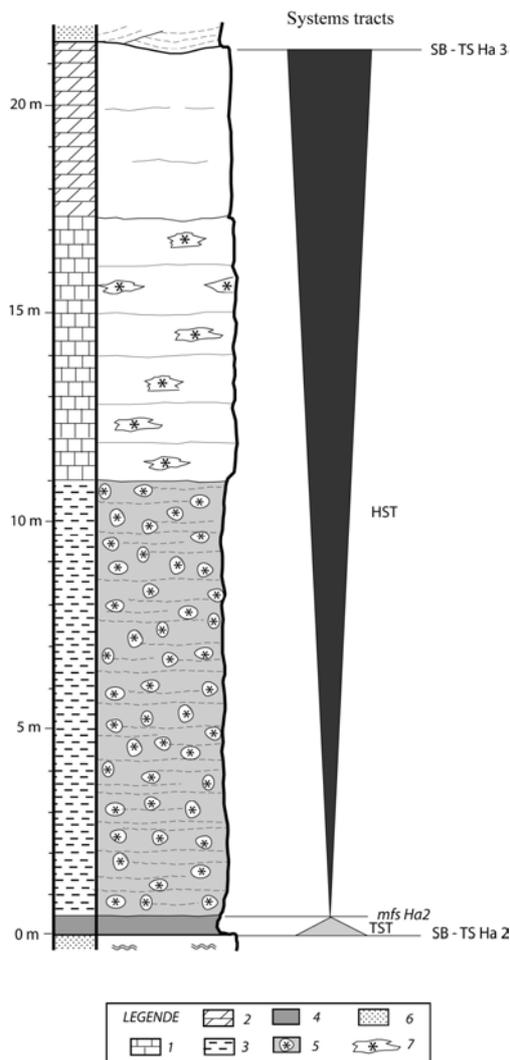
Encroûtement ferrugineux sur la surface supérieure du dernier banc de grés de la séquence Ha 1.

### Cortège transgressif :

Il est exprimé par un mince niveau de marnes bleu pâle (fig. 67b), à petits foraminifères (*Textularridae*, lenticulines, miliolidés).

### Surface d'inondation maximale :

Elle est positionnée au sommet du niveau marneux.



**Fig. 66.** - La séquence Ha 2 à Lagosteiros.  
Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle

1 : calcaires ; 2 : dolomies ; 3 : marnes calcareuses ; 4 : marnes ; 5 : madréporaires noduleux ; 6 : grés ; 7 : madréporaires massifs.

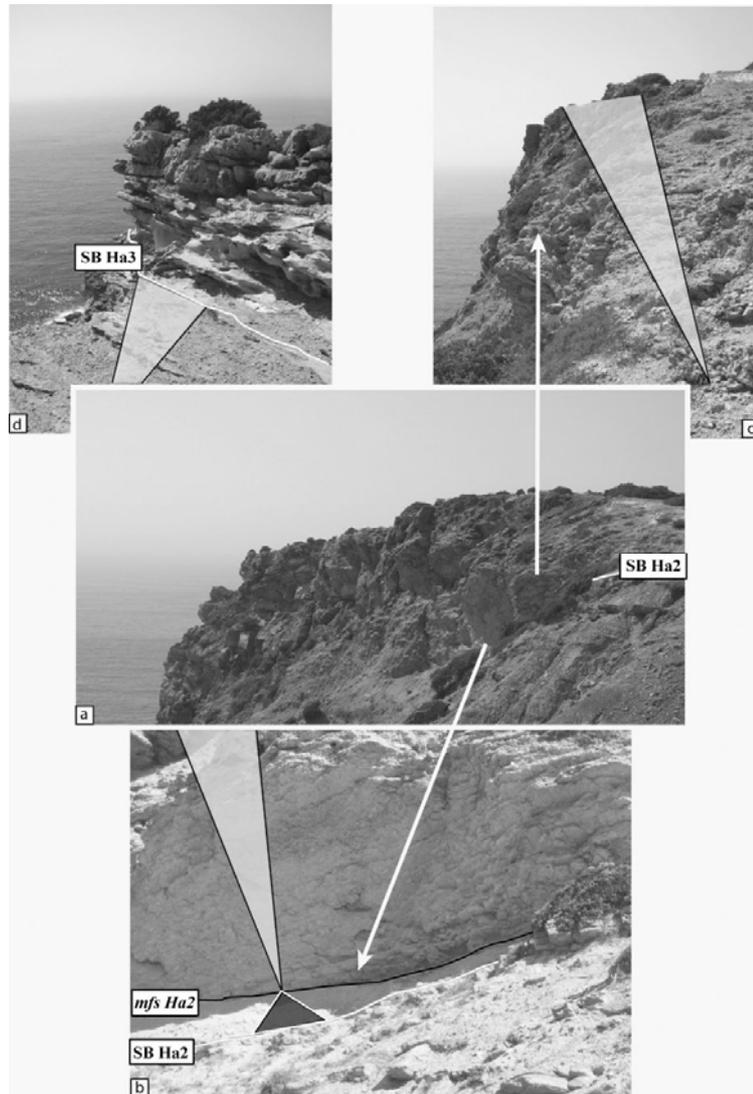
### Cortège de haut niveau marin :

Epais de plus de 20 m, il comprend trois termes :

- un terme inférieur de marnes blanchâtres (fig. 97b et c) liant des nodules jointifs de calcaire. Ces nodules sont majoritairement composés de madréporaires coloniaux, associés à des bacinelles. On y rencontre par ailleurs des brachiopodes et des échinides (*Echinotiara*, *Pygopyrina*, radioles de *Cidaris*) ;

- un terme médian de calcaires gris clairs « packstone », massifs, compacts, à plages microbréchiques, à colonies de madréporaires et stromatoporoïdés accompagnées de grandes nérinées et bacinelles (fig. 67a) ;

- un terme supérieur de dolomie cristalline massive, fortement altérée et karstifiée (fig. 67d). La dolomitisation *per descensum* pourrait être due à un mélange d'eaux interstitielles et marines, et donc mise en relation avec la chute du niveau marin faisant suite à cette séquence.



**Fig. 67.** - La séquence Ha 2 à Lagosteiros.  
a : vue générale ; b : base de séquence ; c : partie inférieure du cortège de haut niveau ;  
d : sommet de séquence

## SÉQUENCE Ha 3

### DÉFINITION

La séquence Ha 3, sédimentée dans des environnements proximaux, de plate-forme interne, correspond à une séquence de comblement qui amorce la tendance régressive à long terme du cycle de 2<sup>ème</sup> ordre Valanginien – Barrémien inférieur.

### ÂGE

Hauterivien. Dépourvue de bons marqueurs chronologiques, cette séquence est datée de l'Hauterivien (probablement inférieur) par sa position stratigraphique et par comparaison avec le diagramme des cycles eustatiques des bassins sédimentaires européens.

**COMPOSITION** (figs. 68, 69)

### Limite de séquence :

Surface érosive, ravinant les dolomies du sommet de la séquence sous-jacente (fig. 67b et 69a).

### Cortège de bas niveau marin :

Grès fins blancs, en lentilles à stratifications obliques entrecroisées (fig. 67b et 69a) qui pourrait correspondre au remplissage d'une vallée incisée. L'hypothèse que ce corps détritique représente la base d'un cortège transgressif ne doit toutefois pas être exclue.

### Surface de transgression :

Surface horizontale séparant des grès à stratifications entrecroisées de calcaires gréseux en bancs horizontaux (fig. 67b).

### Cortège transgressif :

Il est organisé en cinq paraséquences :

- la première, d'ouverture, débute par une alternance de lits horizontaux de grès fins et de calcaires gréseux et se poursuit par des calcaires « wakestone – packstone », puis grainstone (niveau *b1*);

- les quatre suivantes, de comblement, associent des marnes vertes et des calcaires argileux ou « grainstone », bioturbés, en bancs strato-décroissants (niveaux *b2* à *b5*). La biophase est composée de rares colonies de madréporaires coexistant avec des stromatoporoïdés, et avec de grandes nérinées, brachiopodes, échinides (*Goniopygus*, *Magnosia*) et ostréidés. La surface sommitale de la deuxième paraséquence est une surface d'inondation durcie, oxydée, à multiples empreintes de dinosauriens (*Iguanodon*, *Megalosauropus*, *Neosauropus*..., TELLES ANTUNES, 1976, fig. 69b et c).

### Surface d'inondation maximale :

Surface durcie d'un mince banc calcaire.

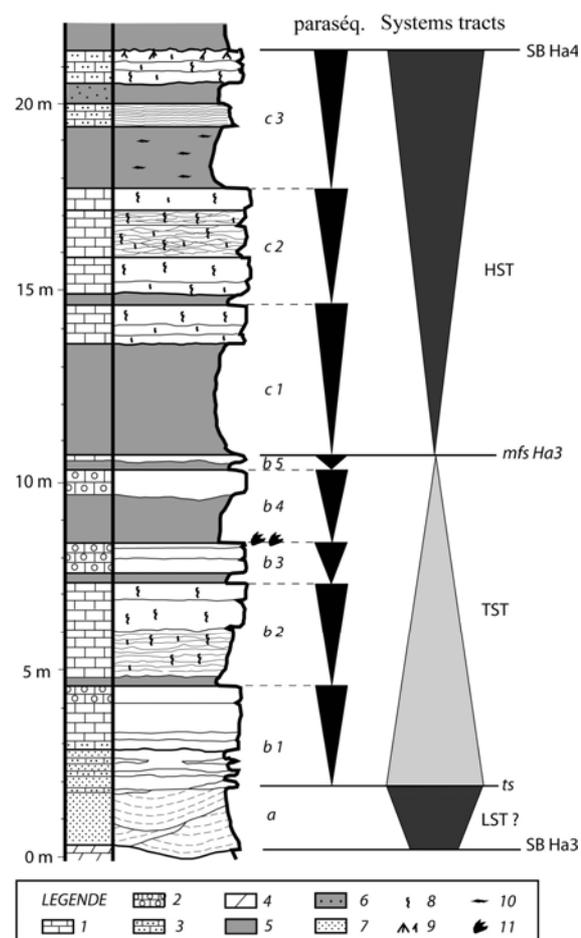


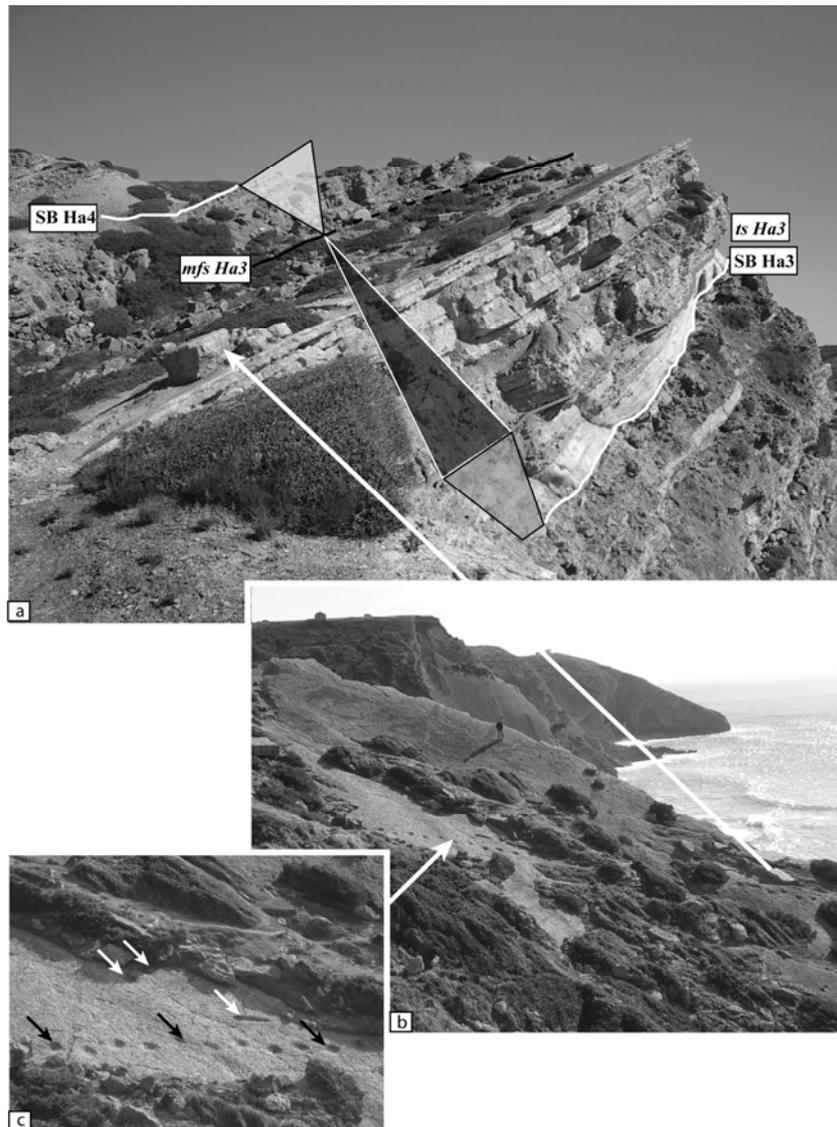
Fig. 68. - La séquence Ha 3 à Lagosteiros et Ladeiras. Lithologie, stratonomie et organisation séquentielle

1 : calcaires; 2 : calcaires oolithiques et graveleux ; 3 : calcaires gréseux ; 4 : dolomies ; 5 : marnes ; 6 : marnes gréseuses ; 7 : grés ; 8 : bioturbations ; 9 : traces de racines ; 10 : lignites ; 11 : empreintes de pas de dinosauriens

### Cortège de haut niveau marin :

Il est constitué de trois paraséquences de comblement qui admettent chacune un terme inférieur argileux ou marneux, à débris ligniteux, et un terme supérieur de calcaires « wakestone »,

bioturbés, à naticidés, nérinées et ostréidés. La dernière séquence est chargée en quartz détritique et le banc sommital de calcaire gréseux à ostréidés est perforé par des rhizoconcrétions.



**Fig. 69.** - La séquence Ha 3 à Lagosteiros et Ladeiras.

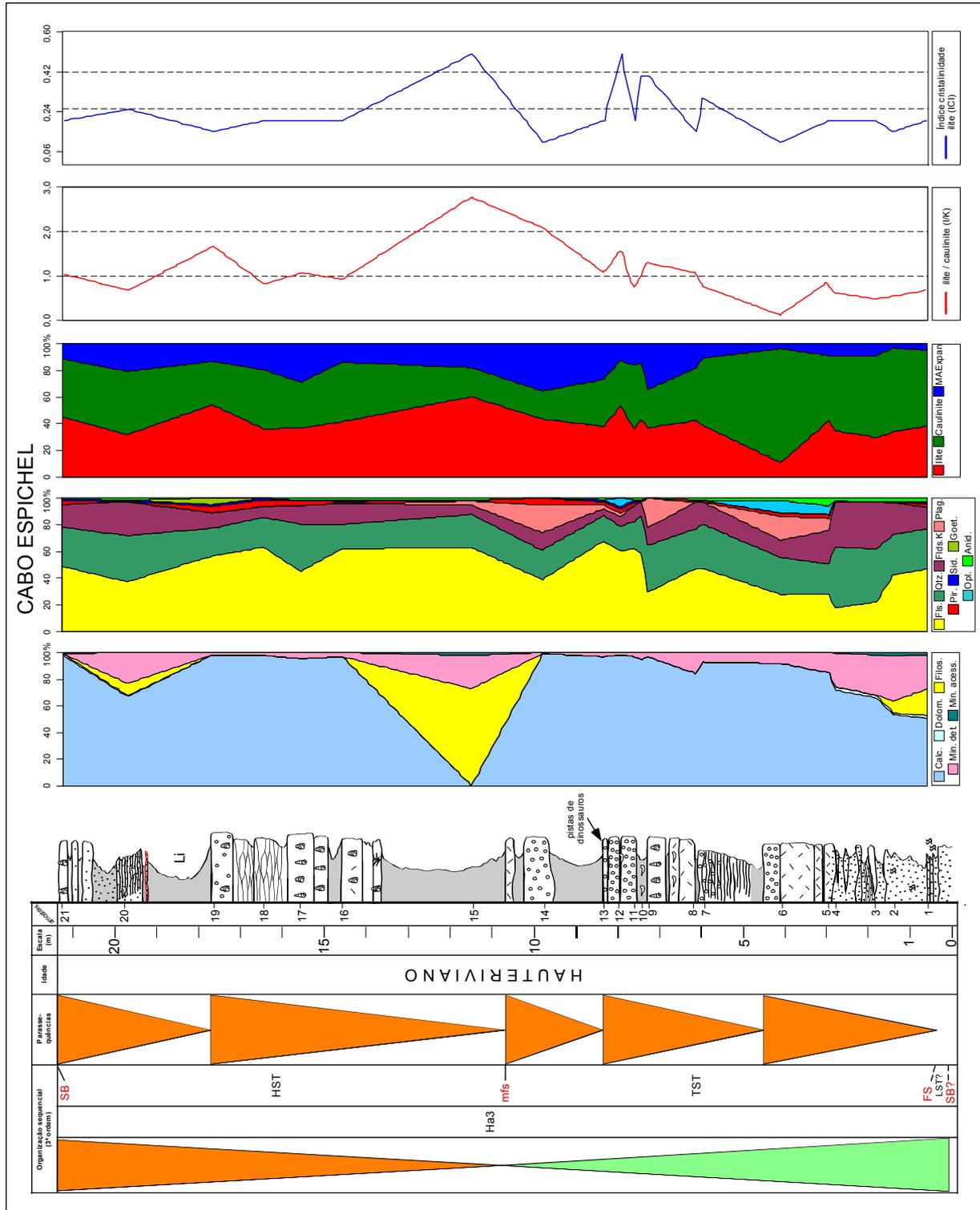
A : vue générale ; b : surface de transgression avec empreintes de pas de dinosauriens ; C : détails d'empreintes de tétrapodes (flèches noires) et d'Inguanodon (flèches blanches)

## MINÉRALOGIE DES ARGILES

On retiendra les points suivants (fig. 70) :

- au-dessus du niveau arénitique de la limite de la séquence Ha3, à la partie inférieure du TST, les minéraux silico-clastiques sont abondants (en particulier le quartz, les feldspaths K et les phyllosilicates) accompagnés de la présence d'anhydrite; le sommet du TST devient plus carbonaté et moins détritique;
- la surface d'inondation maximale (*mfs*) est marquée par un niveau argileux à fort enrichissement de phyllosilicates et de minéraux détritiques et accessoires;
- les associations minéralogiques du HST ont la même composition que le u TST;
- la courbe du rapport I/K indique une tendance évolutive qui peut être corrélée avec l'évolution des parasséquences : pour chacune, la courbe d'évolution du rapport I/K présente, au début, une décroissance des valeurs (c'est-à-dire, une augmentation relative de la kaolinite) ; au sommet ou près du sommet, on peut observer un pic de valeurs élevées (ce qui montre une augmentation relative de l'illite). Les valeurs de chacun de ces pics élevés augmentent progressivement jusqu'à une valeur maximale (I/K = 2,78) qui coïncide avec la surface d'inondation maximale (*mfs*) ; ensuite, elles

diminuent peu à peu, jusqu'au sommet de la séquence. Cette valeur maximale de l'illite coïncide avec la valeur plus haute de l'ICI (illites avec cristallinité basse).



**Fig. 70** – Résultats obtenus dans la coupe de Cabo Espichel (séquence Ha3): associations minéralogiques de échantillon total, résidu insoluble et fraction <2µm, rapport illite/kaolinite (I/K), cristallinité des illites (indice Kubler/Segonzac - ICI).

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANTUNES, M.T. (1976).- Dinossáurios eocretácicos de Lagosteiros. *Ciências da Terra*, Lisboa, **1**, 26p.
- BERTHOU, P.Y. & SCHROEDER, R. (1979). – Découverte d'un niveau à *Simplorbitolina* CIRY et RAT dans l'Albien de Guincho (région de Lisbonne, Portugal). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **288**, D: 121-144.
- LAPPARENT, A.F. & ZBYSEWSKI, G. (1957).- Les Dinosauriens du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N.S., **2**, 63 p.
- MADEIRA, J. & DIAS, R. (1983).- Novas pistas de Dinossáurios no Cretácico inferior. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **69** (1), pp. 147-158.
- LEZIN, C., BONNET, L., REY, J., CAETANO, P.S., GONÇALVES, P., ROCHA, F & ROCHA, R.B. (sous-presse) – Evidences of periodic structures in an inner platform carbonate succession : an epper Hauterivian series of the Lusitanian Basin, Portugal. *Sedimentology*.
- NETO DE CARVALHO, C., PEDRO ANDRADE, E.J., VIEGAS, B., TEODOSO, M. & CACHÃO, M. (2003).- O primeiro registo de comunidades de *Mecochirus* (Crustacea, Decapoda) sepultadas no interior de Thalassinoides (Barremiano inferior, Formação Boca do Chapim). *Ciências da Terra*, Lisboa, vol. esp. **V** : 6.
- REY, J. (1972) - Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., Lisboa, **21**: 477 p.
- REY, J. (1992) - Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **78** (2): 103-124.
- REY, J. (1993a) - Les unités lithostratigraphiques du groupe de Torres Vedras (Estremadura, Portugal). *Comm. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **79**: 75-85.
- REY, J., BILOTTE, M., & PEYBERNES, B. (1977). - Analyse biostigraphique et paléontologique de l'Albien d'Estremadura (Portugal). *Géobios*, Lyon, **10** (3): 369-393.
- REY, J. & BUSNARDO, R. (1969). – Sur la limite entre le Valanginien et l'Hauterivien dans le bassin crétacé du Tage (Portugal). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **268**, D: 1165-1167.
- REY, J., GRACIANSKY, P.C. DE & JACQUIN, Th. (2003). Les séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien. *Comm. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **90**: 15-42.

# LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR FLUVIATILE DE GALIOTA

## LA SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE LOCALE

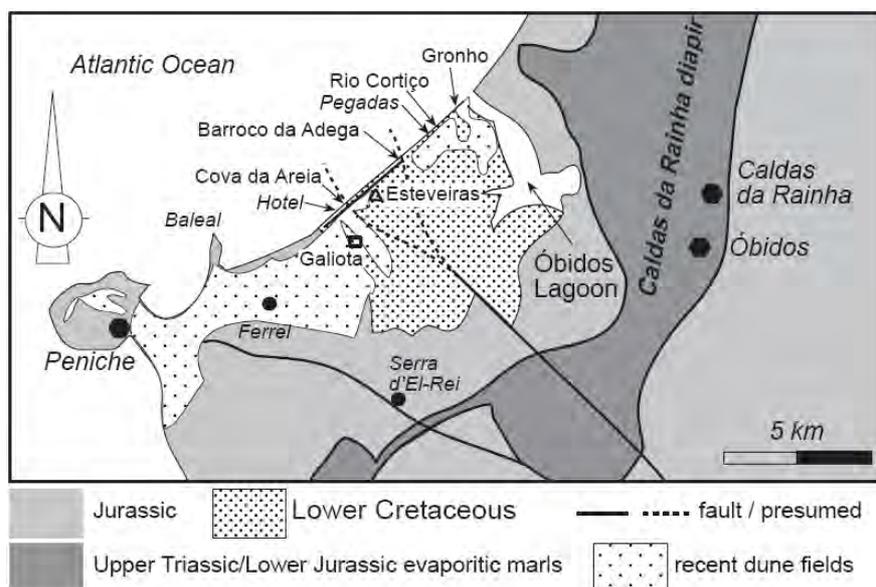
### PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Le Crétacé inférieur de cette région a été peu étudié, tant sur ses aspects stratigraphiques que sédimentologiques et les interprétations présentées ici ne constituent qu'une approche préliminaire. Ce secteur (Figs. 71 à 74) a été choisi pour l'excursion en raison de ses excellents affleurements – permettant une observation pratiquement continue de la série –, de l'architecture de ses dépôts et de la richesse et diversité des structures sédimentaires aux diverses échelles.



**Fig. 71** – Vue panoramique vers le Nord du flanc septentrional de la cuvette de Galiota. Noter la faille verticale pratiquement parallèle à la cote, avec l'effondrement du bloc occidental de quelques mètres

Les quelques données biostratigraphiques collectées portent exclusivement sur une macroflore (TEIXEIRA, 1948) et palynoflore (REY, 1972; HASENBOEHLER, 1981) continentales ; elles suggèrent un âge Crétacé inférieur. L'intervalle le plus probable pour les associations citées est Barremien - Albien inférieur (DINIS, 1999). Le fait qu'aucun pollen d'angiosperme n'ait été trouvé pourrait indiquer des âges crétacés plus anciens, mais il convient de noter que, dans les échantillons proches de gisements du Crétacé inférieur qui ont une mésoflore d'angiospermes abondante et variée, l'apparente absence de palynomorphes d'angiospermes est commune. (FRIIS *et al.*, 1999).



**Fig. 72** – Carte géologique simplifiée du synclinal de Galiota, avec les sites mentionnés dans le texte.

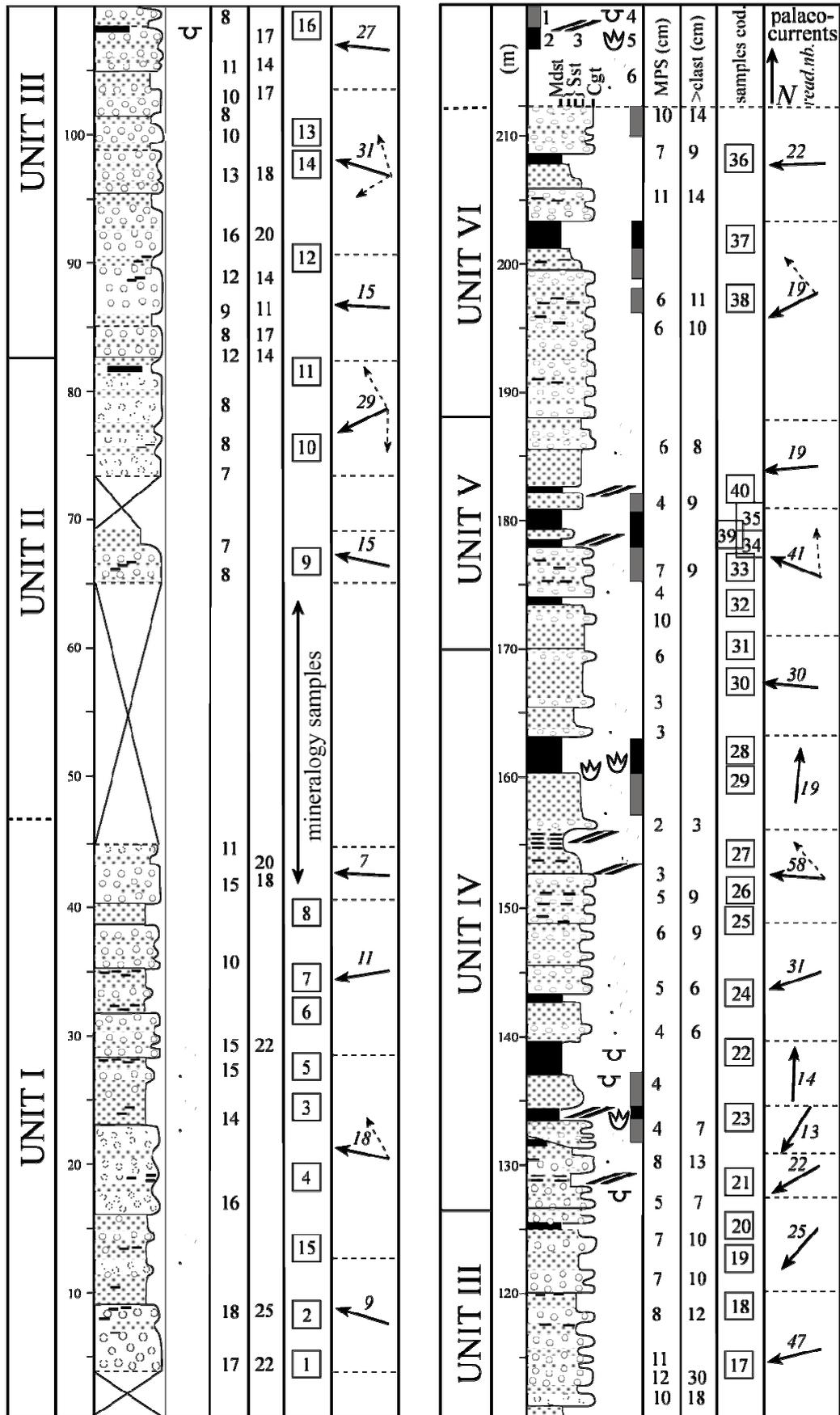
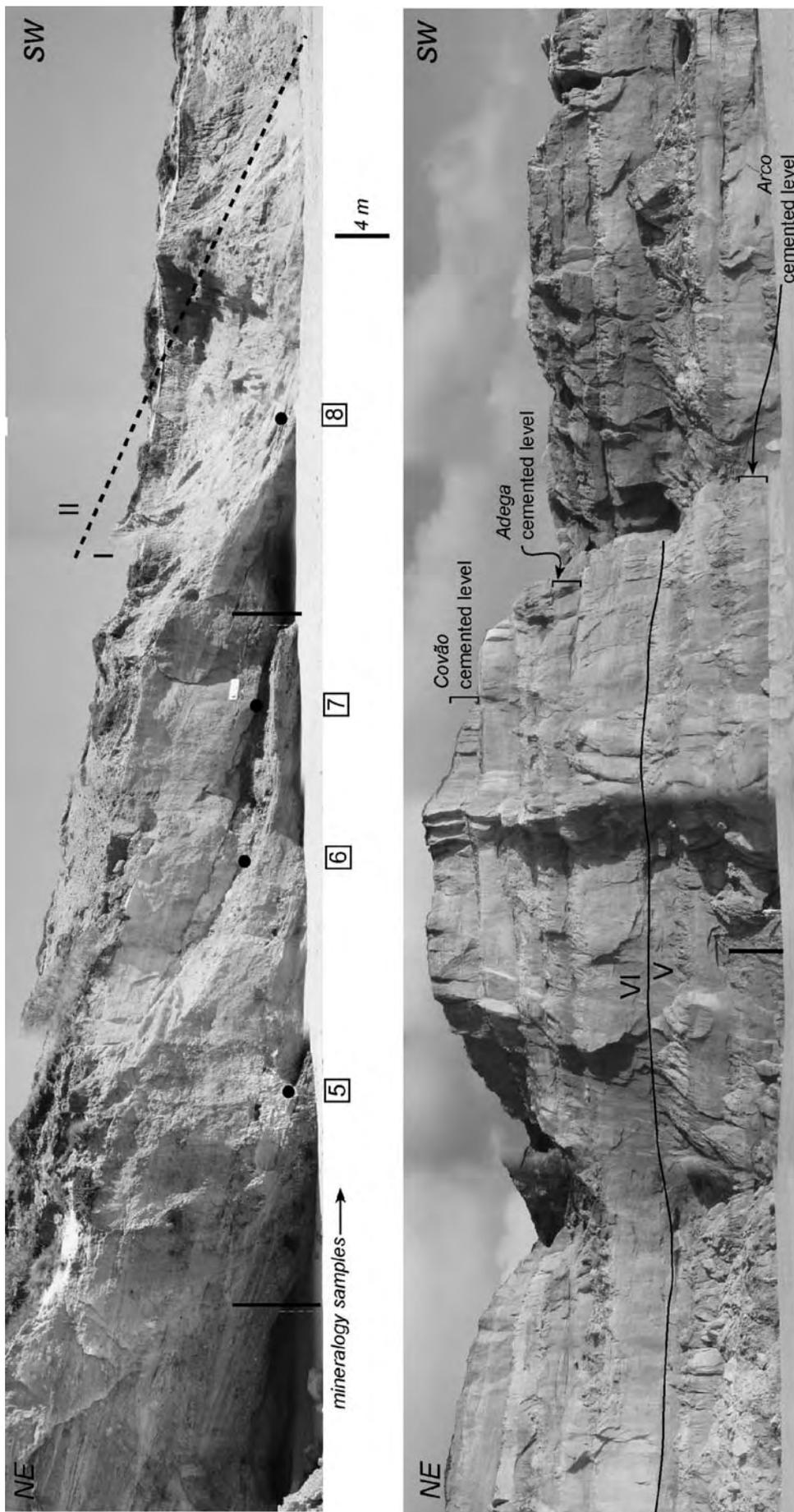


Fig. 73 – Le Crétacé inférieur du versant nord du synclinal de Galiota.

1: niveau cimenté; 2: paléosol; 3 stratification hétérolithique inclinée; 4: niveau à convolute ; 5: empreintes de dinosaures; 6: troncs d'arbres carbonisés et flottés.



**Fig.74** - Photomosaïque du versant Nord du synclinal de Galiota, indiquant les limites des unités, les niveaux de cimentation mentionnés dans le texte et la localisation des échantillons pour les données minéralogiques.

La coupe décrite (Fig. 73) correspond à la série à pendage Sud qui borde la plage et débute immédiatement au Sud de la lagune d'Óbidos (falaise de Gronho). Le plongement des couches décroît vers le Sud, devenant horizontal le long de la plage (N45°E, 5°NW) environ 3 km plus au Sud, près de Barroco da Adega. L'épaisseur totale est proche de 210 m, contrastant avec les 75-80 m estimés sur le versant Sud du synclinal. Cette différence montre, soit une importance subsidence différentielle syn-sédimentaire, soit un paléorelief en relation probable avec la rétraction des marnes évaporitiques sous-jacentes du Trias supérieur – Lias inférieur vers le diapir voisin de Caldas da Rainha.

## DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

La série est composée de faciès siliciclastiques, avec une fraction sableuse légèrement arkosique dominée par les quartz anguleux ; les clastes plus gros sont des quartz veinés et des métaquartzites sub-arrondis.

L'ensemble peut être décomposé en plusieurs unités lithostratigraphiques informelles fondées sur leur lithologie, la taille maximale des éléments, les proportions des différents faciès, l'architecture des dépôts et quelques contenus particuliers tels que paléosols, niveaux cimentés et éléments charbonneux (troncs d'arbres atteignant 1 m). Les corrélations et interprétations présentées ici sont basées sur une photomosaïque des affleurements dans leur continuité latérale (Fig. 74).

**Unité I** - 0 à 45 (?) m. Cette unité basale possède les éléments de plus grande dimension moyenne (MPS), atteignant 18 cm, avec une taille maximale des clastes de 25 cm (Fig. 75), affichant une nette tendance grano-décroissante vers le haut. Aucun corps de plaine d'inondation n'est préservé, mais il existe des intraclastes d'argile de 50 cm maximum. Quelques macrorestes de tissus végétaux bien préservés sont présents. L'architecture est dominée par des « lags » conglomératiques, (segments de barres inférieures), des sables à galets et stratifications entrecroisées (chenaux) et des chenaux superposés et latéralement amalgamés d'ordre inférieur (jusqu'à 40 m x 3 m), parfois drapés de remplissages argileux. Les indices de paléocourants ont une faible dispersion, avec une direction Ouest à Ouest Nord Ouest.



**Fig. 75** – Vue parallèle à la stratification des MPS les plus élevées (18 cm) du Crétacé inférieur du synclinal de Galiota (lithofaciès Gm, partie inférieure de l'unité I).

**Unité II** – 45 (?) à 83 m. Un champ de dune récent masque la partie inférieure de cette unité, mais d'après la cartographie inédite (par J. REY), une description antérieure (REY, 1972) et l'incision de la plage, on peut supposer une composition dominée par des dépôts relativement fins et friables, probablement des grès avec quelques niveaux d'argiles ligniteuses. La partie exposée montre essentiellement des grès à stratifications entrecroisées en auges avec des « lags » conglomératiques (MPS jusqu'à 8 cm, max. 12 cm; Fig. 75) et des chenaux mineurs isolés à remplissages argileux. Les détails architecturaux sont rares, en raison d'une exposition limitée, mais il n'y a aucune modification majeure par rapport aux niveaux qui l'encadrent. Les paléocourants paraissent aussi les mêmes, mais avec une dispersion plus grande que dans l'unité I.

**Unité III** – 83 à 127 m. La limite inférieure est définie par une brusque augmentation de la granulométrie et son agencement en un cycle grano-croissant puis grano-décroissant. Les éléments les plus grossiers atteignent 30 cm, et la MPS est de 16 cm. L'un des aspects particuliers de cette unité est l'abondance de métaquartzites noirs et d'autres galets exotiques (métagraywackes, orthoses, pegmatites and métaquartzites réticulés). L'association de faciès est dominée par une étroite

alternance de « lags » conglomératiques ou de fines lentilles (faciès Gm, à imbrications fréquemment étalées) et un faciès St/Gt. Des grés fins à moyens, blanchâtres, à stratifications entrecroisées (faciès Stf) sont communs et les argiles sont assez rares, excepté sous la forme d'intraclastes et dans des chenaux métriques. Le lignite est rare, comparé aux autres unités de la coupe. Les surfaces architecturales sont clairement planes, localement interrompues par des lentilles de moins de 1m de lithofaciès fins (Stf, Fm et Fh). Cependant, des structures telles que des *convolutes* de Fm et des ensembles de St et Stf très abrupts signalent des déformations syn-sédimentaires. La majeure partie de cette unité poursuit le drainage vers l'Ouest, mais les paléocourants s'orientent plus vers le Sud Ouest dans les 10 – 12 derniers m.



**Fig. 76** – Arche naturelle dans des grés conglomératiques (partie supérieure de l'Unité II, trait vertical : 1 m env.).



**Fig. 77** – Tronc d'arbre charbonneux flotté rempli de grés (tel un chenal) dans un complexe de chenaux amalgamés; débris ligniteux dans le faciès fin (partie moyenne de l'unité IV).

**Unité IV** – 127 à 170 m. Elle débute par une chute de la granulométrie, d'une dominante conglomératique à une dominante gréseuse. C'est l'unité où la taille moyenne des grains est la plus basse. Les faciès St et St à galets forment la majorité de la série, avec une proportion importante de faciès Fm, Gt, Stf, Gm et Sh. MPS atteint 8 cm à la base, mais le MPS est autour de 3/4 cm dans la majeure partie de l'unité. L'aspect le plus frappant est l'abondance en lignite, et notamment la présence fréquente de gros rondins d'arbres (jusqu'à 1 m de diamètre; Fig. 77). Sont aussi remarquables trois niveaux cimentés, cités à "Rio Cortiço" (I and II) et "Pegadas". Ils sont tous associés à des lits d'argile d'échelle métrique, avec des paléosols bioturbés par des racines et une endofaune, avec les caractéristiques de paléosols hydromorphes (contenu élevé en oxydes de fer et hydroxydes, marmorisations, surfaces polies). Des empreintes de dinosaures

ont été récemment découvertes dans les niveaux “Rio Cortiço II” et “Pegadas”.

Dans le niveau “Pegadas”, 128 empreintes de dinosaure tridactyle sont organisées en 17 pistes sur 80 m<sup>2</sup>, à surface d’environ d’un mince niveau de sable fin à rides et laminations horizontales (Fig. 78). La plupart des empreintes les mieux conservées ont été produites par des Iguanodontidés, des théropodes de taille moyenne et grande. Quelques unes paraissent provenir d’ornithopodes (MATEUS & ANTUNES, 2003).



**Fig. 78** – Pistes de dinosaures tridactyles dans le niveau cimenté “Pegadas” (casque dans le coin inférieur gauche pour l’échelle, partie supérieure de l’unité IV).

Les unités IV à VI sont presque horizontales : les corps sédimentaires et surfaces peuvent être suivis le long des falaises sur plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres, permettant une étude détaillée de l’architecture des dépôts. L’unité IV montre de nets changements par rapport à l’unité III. L’architecture est caractérisée par des couches d’échelle métrique (2 à 10 m) de grés ou grés conglomératiques, séparés par des feuilletts décimétriques (jusqu’à 2 m) ou de très grandes lentilles (type chenal) d’argiles et grés fins. Des chenaux non étagés de largeur décamétrique apparaissent dans les principaux corps sédimentaires ; ils sont parfois emplis ou drapés d’argiles. L’unité IV intègre en particulier des feuilletts hétérolithiques interprétés comme résultant d’accrétion latérale (argiles/grés à stratifications sigmoïdes; Fig. 79), le plus fréquemment cachetés par des niveaux cimentés, et des chenaux étagés d’échelle métrique avec des amas de troncs d’arbres. Les paléocourants sont étalés, mais les corps gréseux élémentaires (« cosets ») ont une dispersion modérée; la plupart montrent un drainage vers l’Ouest, mais d’autres se dirigent clairement vers le Nord ou le Sud Ouest.

**Unité V** – 170 à 188 m. La limite inférieure de cette unité correspond à un accroissement de la granulométrie, avec un MPS atteignant 10 cm, mesuré dans des « lags » conglomératiques isolés. Cependant, les grés sont encore le principal composant et les faciès Fm sont importants (20% environ de l’épaisseur totale). L’unité V intègre aussi des faciès Sm et Stf. Par comparaison avec l’unité IV, les « lags » conglomératiques sont des éléments fréquents et les dépôts de chenaux forment d’épais lithosomes. La cimentation est plus intense dans deux niveaux rapprochés (dénommés “Fincha” et “Arco”) ; elle affecte des grés moyens. Comme dans l’unité IV, ces niveaux sont associés à des feuilletts ou très larges chenaux d’argiles à indices de pédogénèse. Des fragments de troncs charbonneux, pouvant atteindre 1 m de diamètre, sont dispersés. La direction du drainage est similaire à celle de l’unité IV, avec une tendance dominante vers l’Ouest.



**Fig. 79** – accrétion latérale dans un corps hétérolithique à dominante gréseuse (partie supérieure de l'unité IV).

**Unité VI** – 188 à 212 m. Cette unité diffère de l'unité V par ses conglomérats relativement grossiers (MPS jusqu'à 11 cm, des galets isolés atteignant 14 cm) et par ses débris ligniteux (trunks compris) plus rares. La cimentation est plus ou moins généralisée dans ce terme. De nombreux niveaux de grès grossier et de conglomérat sont cimentés, notamment près du sommet de la coupe, (niveau "Covão", semblable au niveau "Adega" précédemment décrit). Les paléocourants se dirigent vers l'Ouest Sud Ouest ou l'Ouest.

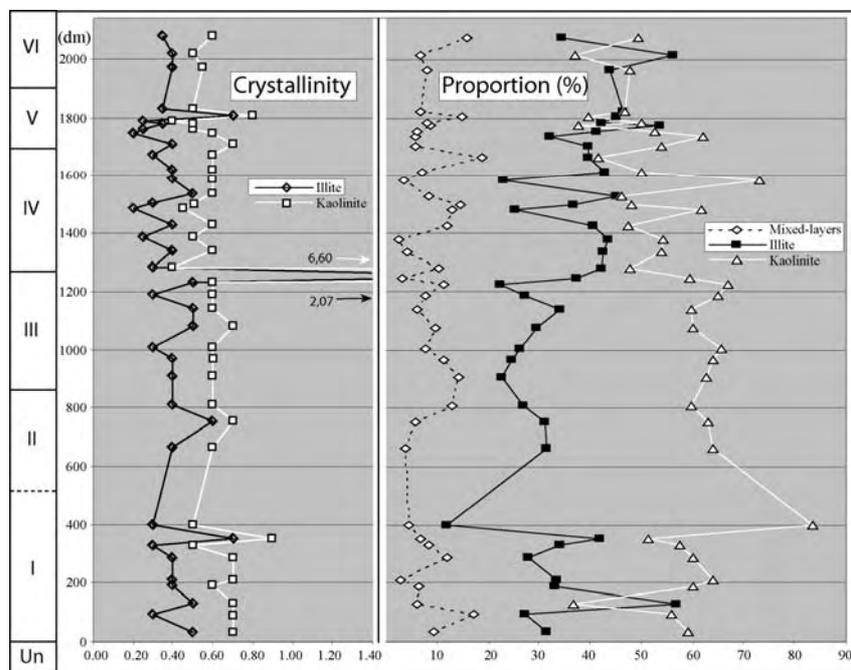
### **DONNÉES MINÉRALOGIQUES**

Les cortèges argileux (Fig. 80) montrent une prédominance de la kaolinite sur l'illite, avec la présence fréquente de minéraux gonflants (principalement les interstratifiés illite/smectite et chlorite/smectite), tous considérés comme un matériel essentiellement hérité (détritique). Malgré le contrôle du faciès sur la minéralogie des argiles (comme le prouvent les changements dans des échantillons très rapprochés), on peut noter que la proportion de l'illite croît verticalement, contrairement à la tendance de la kaolinite. La smectite et les interstratifiés sont en faible pourcentage, avec une distribution presque aléatoire.

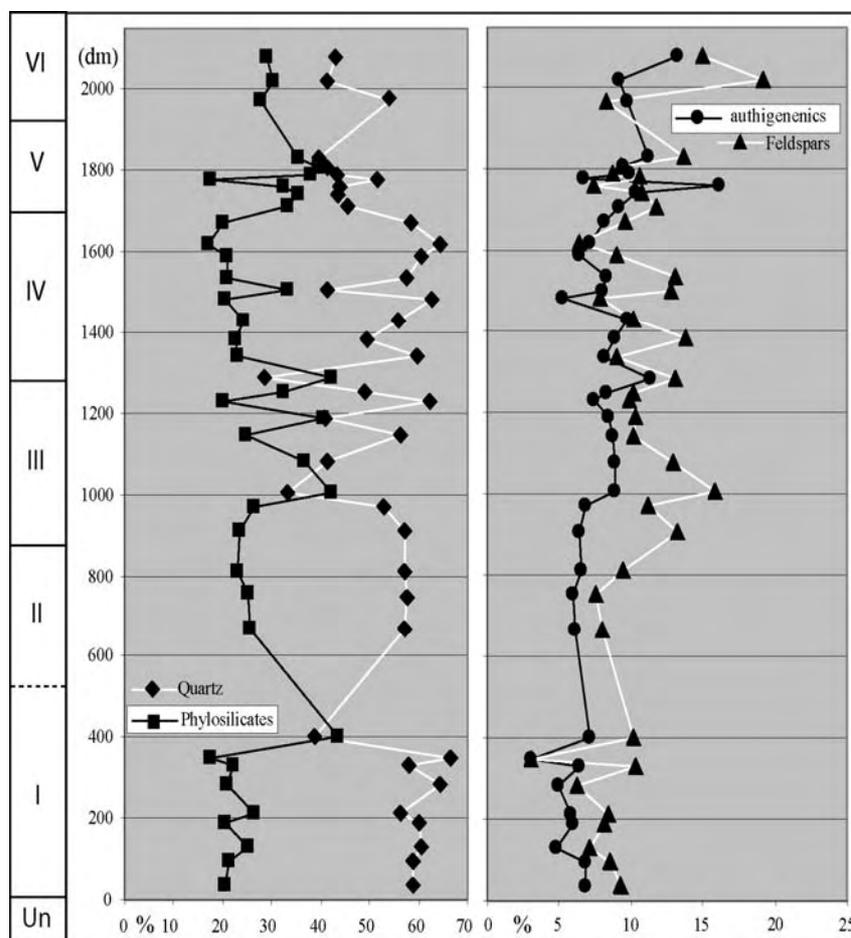
Dans le détail, les unités I, II et III sont caractérisées par la prédominance de la kaolinite sur l'illite. L'unité IV est intermédiaire ; dans les unités V et VI, les teneurs en illite et en kaolinite sont identiques. On doit aussi noter l'augmentation vers le haut de la kaolinite dans l'unité I, à l'opposé de l'illite (si l'on prend en considération l'effet du faciès). Les valeurs des minéraux gonflants sont relativement élevées dans quelques échantillons de l'unité I (en particulier les interstratifiés illite/smectite), de l'unité III (à la fois illite/smectite et chlorite/smectite) et de l'unité IV (interstratifiés chlorite/smectite presque exclusifs, atteignant 19% des argiles).

Au sein d'un faible accroissement de la cristallinité de l'illite et de la kaolinite au sommet (Fig. 80), deux intervalles d'illite et de kaolinite plus cristallines ont été identifiés aux moitiés inférieures des unités IV (échantillons 22 et 25) et V (échantillons 32, 33 et 39). Ils ont été interprétés comme révélant une diagénèse plus intense et/ou des systèmes de basse énergie. La basse cristallinité exotique dans tous les minéraux des échantillons 20 et 35 résulterait d'une dégradation météorique, suite à un long temps d'exposition à la surface de la plaine d'inondation. Les phyllosilicates sont abondants à la base,

puis décroissent en faveur du quartz (Fig. 81). Dans une portion intermédiaire (partie supérieure de l'unité III et unité IV), le quartz diminue au profit des phyllosilicates. Le passage des unités III à IV, comme l'unité V, (et dans une moindre mesure l'unité VI) sont marqués par une haute teneur en quartz fin. Les feldspaths sont ubiquistes, avec une tendance générale à une croissance vers le haut; les plagioclases dominent dans la plus grande partie de la succession; mais les feldspaths potassiques deviennent plus fréquents dans les unités V et VI.



**Fig. 80** – Minéraux argileux (pourcentage et indices de cristallinité) de la série du Crétacé inférieur sur le flanc septentrional du synclinal de Galiota. Un – unités lithostratigraphiques informelles.



**Fig. 81** – fraction fine des minéraux de la série du Crétacé inférieur sur le flanc septentrional du synclinal de Galiota. Les minéraux authigènes sont la somme des teneurs en sidérite, anhydrite, dolomite, halite et pyrite. Un – unités lithostratigraphiques informelles.

La sidérite est presque ubiquiste, généralement en faible quantité (1-3% de la fraction fine), mais parvenant à une valeur de 3-5% dans les échantillons du sommet de l'unité III et de la base de l'unité IV. Elle atteint son maximum dans le prélèvement sommital. L'opale est présente dans la moitié inférieure de l'unité I, au sommet de l'unité II et dans divers échantillons de l'unité IV. Compte tenu des données de terrain, nous pensons que l'opale correspond à un début de cimentation et que l'augmentation du quartz est d'origine soit héritée –reflétant une tendance générale à la grano-décroissance, soit néoformée et en relation avec les niveaux cimentés des unités IV à VI. La teneur totale en sidérite, anhydrite, dolomite, halite et pyrite, probablement d'origine pédogénétique et/ou diagénétique, paraît augmenter vers le haut (Fig. 81), atteignant des valeurs de 16% dans les unités III à V et un maximum de 19% dans l'unité VI.

## INTERPRÉTATION

### SYSTÈMES DE DÉPÔT

Les données ci-dessus exposées indiquent une plaine fluviale à chenaux en tresses qui drainait le matériel de l'arrière pays hercynien vers la côte atlantique. Les argiles et les associations minéralogiques interprétées comme issues d'une diagénèse précoce reflèteraient un climat chaud et pluvieux lors de l'érosion sur les roches mères et durant la sédimentation. On en déduit un système avec des réseaux de chenaux de divers ordres, et le passage dans les divers niveaux stratigraphiques de sites plus proximaux à des sites plus distaux. Les surfaces les plus horizontales et vastes montrent des creusements et remplissages de petits chenaux (Fig. 82) qui peuvent être rapportés à des changements régionaux dans les zones de chenaux actifs, par divagations lentes ou migrations brutales.



**Fig. 82** – Les niveaux suivis en affleurements sur des centaines à milliers de mètres présentent de nombreux creusements et comblements de chenaux mineurs, interprétés comme des divagations lentes ou brutales de la zone de chenaux. La base de l'affleurement est le niveau cimenté Rio Cortiço I (part. inf. de l'unité IV). Règle : 1 m

Une grande partie des conglomérats des unités I et III correspond à des barres longitudinales de galets et à des remplissages de dépressions, mais certains sont organisés en épandages résiduels relativement isolés à la base ou au sommet de barres sableuses. Les grès sont des faciès de chenaux amalgamés latéralement (champs de dunes et barres graveleuses). L'ensemble de l'architecture des dépôts - avec des surfaces chenalisées d'échelle métrique et l'absence de plaine d'inondation -, indique un rapport élevé entre le flux sédimentaire et l'espace disponible.

Les grands troncs d'arbres sont flottés, comme le montre leur position horizontale orientée parallèlement ou perpendiculairement aux paléocourants encaissants ; les quelques exceptions

résultent probablement de remaniements ultérieurs durant des crues de haute énergie. A noter aussi le fait que beaucoup de rondins sont remplis du même matériel que l'encaissant.

Les niveaux cimentés dans les grès moyens ont une disposition géométrique en nappes et sont recouverts de dépôts de plaine d'inondation. Leurs cortèges argileux, les minéraux diagénétiques et les empreintes de dinosaures permettent de les considérer comme provenant de niveaux phréatiques proches de la surface topographique sur des durées relativement longues, ou même d'eaux très peu profondes dans les lacs ou marécages. A plus grande échelle, une vaste plaine, à pente très faible, peut être envisagée. Avec l'apaisement de la migration des chenaux, ceci peut expliquer la plus grande dispersion des paléocourants dans ces niveaux, comparée avec la tendance antérieure.

L'unité IV (et l'unité II ?) est particulière, par l'extension et/ou la préservation de sa plaine d'inondation et par ses niveaux à nette accrétion latérale (stratification hétérolithique inclinée) en grandes barres dans des chenaux sinueux. L'association d'abondants débris charbonneux, de sidérite et de pyrite/marcassite est compatible avec une épaisse tranche d'eau dans des plaines d'inondation mal drainées, et avec des conditions peu oxydantes pendant le dépôt et/ou la diagénèse. Par comparaison avec les unités adjacentes, ceci témoigne d'un espace disponible relativement élevé par rapport au flux sédimentaire, par de faible capacité de transport dans le système, par de faibles

apports depuis les aires nourricières ou par un espace disponible plus élevé (dû à un accroissement de la subsidence ou à une montée du niveau marin).



Près du sommet de l'unité III, les couches de conglomérats sont de plus en plus isolées, disposition de plus en plus nette dans l'unité IV et aussi applicable à l'unité V. On interprète ces faciès comme des épandages résiduels à la base ou au sommet de barres sableuses, ou comme des pavages de creusements-remplissages. La tendance est inverse de l'unité V à l'unité VI. La plupart des cimentations de l'unité VI sont de naturee différente, affectant surtout des grès grossiers et conglomérats (Fig. 83). En l'état actuel des connaissances, le moment d'une telle cimentation n'est pas clair, mais il pourrait résulter d'une diagénèse (plus) tardive.

**Fig. 83** – Niveaux cimentés de l'unité V. l'un, à la base de la falaise (Arco), affecte des grès moyens et provient probablement d'une diagénèse tardive, contrastant avec la cimentation plus élevée de sables grossiers et conglomérats de la base de l'unité VI. Noter aussi l'évolution grano-croissante.

Règle: 1 m

## APPROCHE SÉQUENTIELLE

Les modifications dans le caractère proximal – distal et dans la pente des systèmes de dépôt peuvent être déduites des changements verticaux de la granulométrie, des associations de lithofaciès, de l'organisation sédimentaire, de la diagénèse précoce et de la composition. L'application de la démarche de la stratigraphie séquentielle implique l'identification de discontinuités d'ordre élevé pouvant correspondre à des limites de séquences et l'évaluation des changements de l'espace

disponible (e.g. AITKEN & FLINT, 1995; BOYD *et al.*, 2000; MIALL & ARUSH, 2001; CATUNEANU, 2006). Cependant, il est très difficile d'estimer l'origine et l'importance d'une dans de tels contextes sédimentaires, non seulement en raison du grand nombre de discontinuités internes, mais aussi d'agencements et de faciès similaires créés en phases de progradation et de faible accommodation. Dans la plupart des cas, les discontinuités les plus évidentes proviennent de changements dans la zone de chenaux, en relation avec des mécanismes autogénétiques ; toutefois, certains peuvent être rapportés à des changements allogénétiques et forment des séquences de dépôt cryptiques (MIALL & ARUSH, 2001). L'interprétation que nous présentons ici n'est qu'une réponse possible dans la tentative d'appliquer à ces affleurements les concepts de la stratigraphie séquentielle.

La série analysée enregistre une séquence de tendance générale positive succédant à un événement majeur, peut-être de nature tectonique compte-tenu de sa position stratigraphique et du contexte géodynamique. L'abondance initiale en kaolinite puis sa décroissance, associé à une tendance inverse pour les feldspaths, est attribuée au décapage de paléosols dans l'arrière-pays (essentiellement formé de granitoïdes et métapélites) créés sous un climat chaud et humide.

Trois séquences cycliques peuvent être identifiées (Fig. 84), chacune débutant avec le terme inférieur le plus grossier, suivie d'une dérive générale grano-décroissante et comportant au sommet de nouveaux niveaux grossiers. Un tel agencement est le plus fréquent dans les dépôts détritiques continentaux et les changements paléogéographiques peuvent être envisagés, quels que soient les mécanismes qui les contrôlent (DINIS, 1999). Les limites de séquence se placent à l'accroissement majeur de la taille des grains ; elles coïncident avec les changements d'autres paramètres, tels l'architecture des dépôts et la composition. Dans chaque séquence, les dépôts les plus grossiers se placent quelques mètres au-dessus de la limite, et l'on admet que la partie inférieure est une phase progradante, adaptant le système à l'événement qui a initié une reprise de l'énergie et de la capacité de transport des sédiments - cette interprétation, proposée formellement par DINIS (1999) et par REY & DINIS (2004), a été ultérieurement soutenue par CATUNEANU (2006).

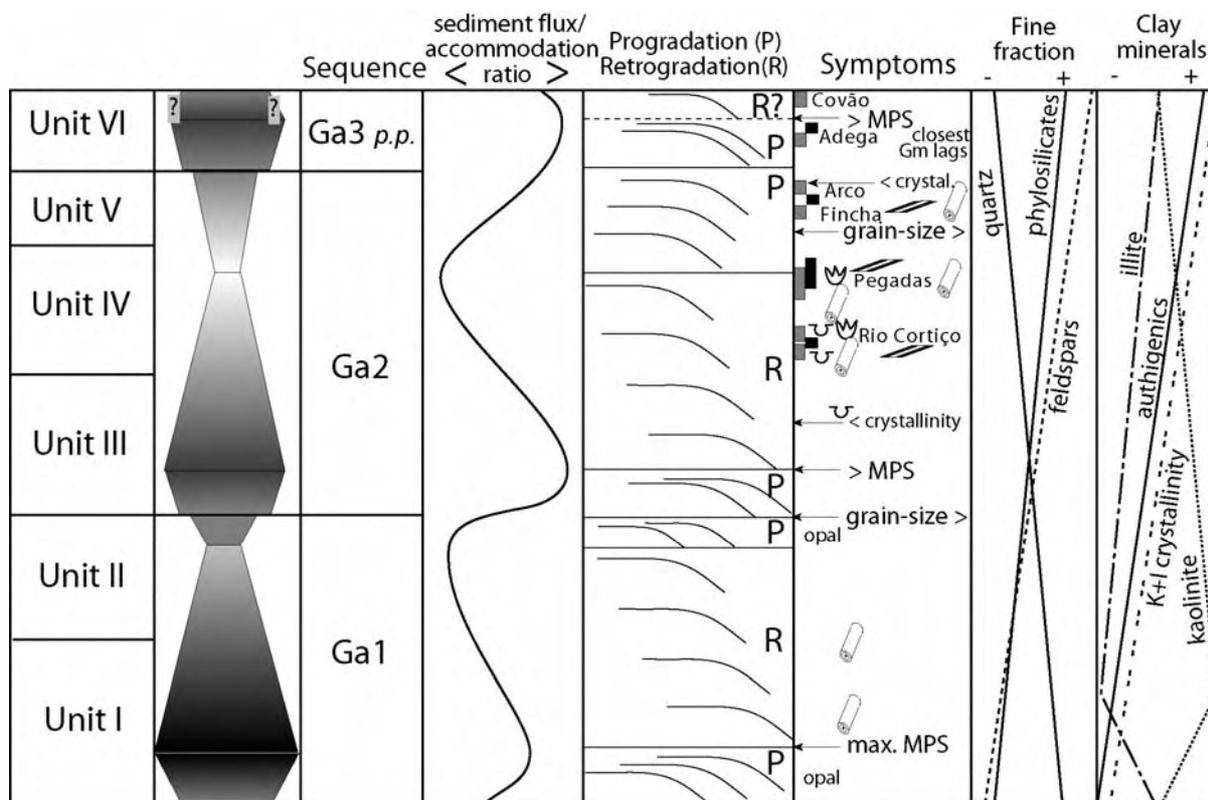


Fig. 84 – Séquences, architecture des dépôts critères d'interprétation et évolution synthétique de la minéralogie dans la Crétacé inférieur du flanc nord du synclinal de Galiota.

La phase grano-décroissante suivante est liée à une diminution générale de la pente et, par conséquent, à une évolution probable en rétrogradation qui peut résulter de changements dans des forçages allogénétiques tels le niveau marin, la subsidence ou le climat, ou simplement être la

résultante combinée de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin. La légère augmentation de la taille des grains est attribuée à l'élargissement du profil du fleuve quand le paysage s'approche d'un état stable ou d'un niveau de base fixe.

Dans toute la série, les nombreux affouillements à la base des séquences, l'amalgame des éléments architecturaux, la nature composite des niveaux charbonneux, la multiplicité et le développement des niveaux pédogénétiques constituent un ensemblet de critères plaidant en faveur d'un faible espace disponible (CATUNEANU, 2006).

**Séquence Ga1:** unités I et II. La partie basale est masquée, mais il semble que la granulométrie maximale est atteinte plusieurs mètres au-dessus de la base présumée des dépôts crétacés. L'espace disponible est très réduit dans cette séquence, comme le prouve la prédominance des termes inférieurs des systèmes de dépôt et les chenaux (mineurs) amalgamés. La dispersion maximale des paléocourants se place dans les 10 derniers mètres, quand une rotation vers le SW apparaît. L'opale rencontrée dans les prélèvements 1 à 3 et 9 à 11 indique aussi une stabilité à la base et au sommet.

**Séquence Ga2:** unités III à V. La taille maximale des éléments se rencontre 10 m au-dessus de la limite de séquence. La majeure partie de la séquence montre une croissance graduelle des indices de basse énergie et d'un espace disponible plus important : dépôts de plaine d'inondation, déformation de sédiments mous, stratification hétérolithique inclinée, paléosols, débris charbonneux, dispersion des paléocourants, horizons de cimentation précoce et minéraux authigènes. Cette tendance atteint son maximum dans le niveau de Pegadas I, qui est par conséquent tenu comme le maximum de rétrogradation/position distale.

**Séquence Ga3 p.p.:** unité VI. Après une augmentation significative de la granulométrie, les indices d'une énergie plus faible et d'un espace disponible plus important deviennent largement répandus. Par ailleurs, l'espace qui sépare les couches de conglomérat est minimal à la base de l'unité VI ; ceci serait en relation directe avec l'énergie totale et/ou inversement lié à l'accommodation du système. Cette séquence partiellement préservée présente son maximum de progradation dans l'unité VI (avec peut-être le début de la rétrogradation suivante).

#### REMERCIEMENTS

Nous souhaitons remercier F. Rocha (Université d'Aveiro) pour ses données et l'étude de la fraction fine et de la minéralogie des argiles du synclinal de Galiota.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AITKEN, J.F. & FLINT, S.S. (1995) - The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper carboniferous Breathitt Group, eastern Kentucky, USA. *Sedimentology*, **42**, 3-30.
- BOYD, R., DIESSEL, C., WADSWORTH, J., LECKIE, D. & ZAITLIN, B.A. (2000) - Developing a model for non-marine sequence stratigraphy – application to Western Canada sedimentary basin. *Canad. Soc. Explor. Geophysists Conf. Abst.*, **138**.pdf, 4pp. [online].
- CATUNEANU, O. (2006) - Principles of Sequence Stratigraphy. 1st ed., Elsevier, Amsterdam. 375 pp.
- DINIS, J.L. (1999) - Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz - Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica. *PhD Thesis*, University of Coimbra, 381pp.
- FRIIS, E.M., PEDERSEN, K.R. & CRANE, P.R. (1999) - Early angiosperm diversification: the diversity of pollen associated with angiosperm reproductive structures in Early Cretaceous floras from Portugal. *Ann. Missouri Bot. Gard.*, **86**, 259-296.
- HASENBOEHLER, B. (1981) - Étude paléobotanique et palynologique de l'Albien et Cénomaniens du Bassin Occidental Portugais au sud de l'accident de Nazaré (Province d'Estremadura, Portugal). *3eme cycle Thesis, University Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, 317pp.
- MATEUS, O. & ANTUNES, M.T. (2003) - A new dinosaur tracksuit in the Lower Cretaceous of Portugal. *Ciências da Terra*, **15**, 253-262.
- MIALL, A.D. & ARUSH, M. (2001) - Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology*, **48**, 971-985.
- REY, J. (1972) - Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., Lisboa, **21**: 477 p.
- TEIXEIRA, C. (1948) - Flora mesozóica portuguesa. Part I., *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisbon, 119 pp.

# LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE NAZARÉ

## INTRODUCTION

Nazaré présente la plus septentrionale des coupes de l'*onshore* de la marge continentale portugaise où l'on peut analyser toute la succession carbonatée du Cénomaniens (excepté la partie basale du Cénomaniens inférieur) et le passage au Turonien (mieux représenté plus au Nord, près de Figueira da Foz et Coimbra). En effet, la plateforme carbonatée de la marge occidentale du Portugal a commencée à se ré-installer au cours de l'Albien, principalement dans la région de Lisbonne, du Cap Espichel, de Cascais et d'Ericeira, comme précédemment noté. L'*onlap* de la transgression cénomaniens vers les régions situées plus au Nord et à l'Est a été de plus en plus tardif, culminant avec la surface transgressive très bien marquée de la base du Cénomaniens supérieur (niveaux à *Neolobites*, *Lessoniceras* et avec une riche macrofaune dominé par des alveolinidés). C'est dans ce contexte que se situe l'intéressante coupe de Nazaré. Cette localité, située une centaine de kilomètres au Nord de Lisbonne, avec un Albien sous faciès détritiques à des végétaux fossiles et palynomorphes, est suffisamment proche de la bordure externe du bassin pour montrer les premières séquences carbonatées du Cénomaniens inférieur (niveaux à *Ilymatogyra pseudaficana*).

Dans le paysage magnifique qui intègre cette coupe dans une large falaise aux flancs verticaux de roche nue, la plupart des niveaux sont difficilement accessibles, sauf pour les géologues pourvus d'équipements de montagne (figs. N1 et N2). La partie de la coupe la plus accessible pour des observations de détail est la partie supérieure, à regard vers le Nord et l'immense plage de sables dorées que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres (Praia Norte). On peut y observer une succession très variée, avec des faciès carbonatés, mixtes et détritiques qui comprend, de la base au sommet (fig. N3):

- (1) Des carbonates épais à débris de rudistes cénomaniens ;
- (2) Des niveaux marneux intercalés, à concentrations de *Thalassinoides*, que l'on peut corréler avec l'événement d'anoxie, proche du passage au Turonien;
- (3) Des grès calcaires micacés à débris de rudistes turoniens ;
- (4) Un endokarst très développé, avec des remplissages détritiques gréseux, ouvert au cœur des niveaux précédents ;
- (5) Des grès fluviatiles du Turonien et du Coniacien-Santonien avec des belles figures sédimentaires ;
- (6) Une extrusion basaltique datée de la transition Campanien inférieur-moyen ;
- (7) Une unité sommitale à faciès continentaux rouges, argilo-conglomératiques, représentative de l'intervalle Campanien moyen-Maastrichtien et corrélable avec le *Complexe Basaltique de Lisbonne*.



**Fig. 85.** – Le promontoire de Nazaré (coté Sud). Au sommet on voit l'ancien fort à gauche et l'ancien village de Sítio da Nazaré vers la droite. 1 – Cénomaniens inférieur détritique et carbonaté ; 2 - Cénomaniens moyen ; 3 – Cénomaniens supérieur ; 4 – Turonien inférieur ; 5 – Campanien-Maastrichtien détritique.



**Fig. 86.** – Le promontoire de Nazaré (coté Sud-ouest). Au sommet ou centre on voit l'ancien fort et le phare.  
 CIFF – Cénomanién inférieur détritiqué et carbonaté ; CI – Cénomanién inférieur carbonaté (Niveau à *Exogyra pseudo-africana*) ; CM - Cén. Moyen ; CS1/CS2 – Cén. supérieur à *Neolobites* et niveau à *Anorthopygus* ; CS3 –Cén. sup. à caprinule ; CS4 – banc marneux à *Thalassinoides* ; CS5 – Cén. sup. terminal ; T11 - Turonien infé-rieur micacée à *Radiolites* ; T12 – Tur. inf. détritiqué ; B – Basalte ; CPM – Campanien-Maastrichien détritiqué.



**Fig. 87.** – – Le promontoire de Nazaré (coté Nord). Au sommet on voit la village de Sitio da Nazaré et ,à droite, l'ancien fort et le phare.  
 PN – Extrême sud de la Plage Nord ; CIFF – Cénomanién inférieur détritiqué et carbonaté ; CS3 – Cén. sup. à caprinules ; CS4 – banc marneux à *Thalassinoides* ; CS5 – Cén. sup. terminal ; T11 - Turonien infé-rieur micacée à *Radiolites* ; T12 – Tur. inf. détritiqué ; S – Turonien supérieur à Coniacien détritiqué ; β – Basalte ; CPM – Campanien-Maastrichien détritiqué (conglomérats à débris de calcaire du Cénomanién et argiles rouges).

## LOCALISATION

Nazaré est une ancienne ville de pêcheurs située dans le littoral atlantique centre-ouest du Portugal, environ 100 km au Nord de Lisbonne (fig. 88). C'est un des lieux les plus typiques du pays pour le tourisme d'été, avec un paysage magnifique agrémenté par la mer et la falaise, des plages immenses, la cuisine de poissons et surtout le pittoresque ancien village de Sítio da Nazaré, placé au sommet de la falaise, sur des strates de calcaire cénomanien. Selon la tradition, c'est ici qui s'est réfugié le roi wisigoth Rodrigo, après l'invasion islamique de 711. On raconte aussi que D. Fuas Roupinho, chevalier du Moyen Age et seigneur féodal de la région, a été sauvé par la vierge d'une chute depuis le haut des rochers avec son cheval, après avoir chassé le diable dissimulé sous la figure d'un grand cerf.

La coupe s'étend sur les deux versants :

- le versant sud qui est le plus allongé et visible de la ville (coordonnées de la base : UTM NE 93540 83990). La partie supérieure de l'affleurement est exposée sur le chemin entre le Sítio da Nazaré et le fort du XVII<sup>e</sup> siècle, bâti avec son phare à l'extrémité ouest du promontoire ;
- la plage nord (Praia Norte) où l'on peut accéder directement aux niveaux crétacés et suivre les séquences de dépôt de la transition entre le CénoManien et le Turonien.

La géologie des environs de Nazaré est représentée dans la Carte Géologique du Portugal à l'échelle 1 :50.000, feuille 26-B – Alcobaça, du Service Géologique du Portugal (CAMARATE FRANÇA & ZBYSZEWSKI, 1963).

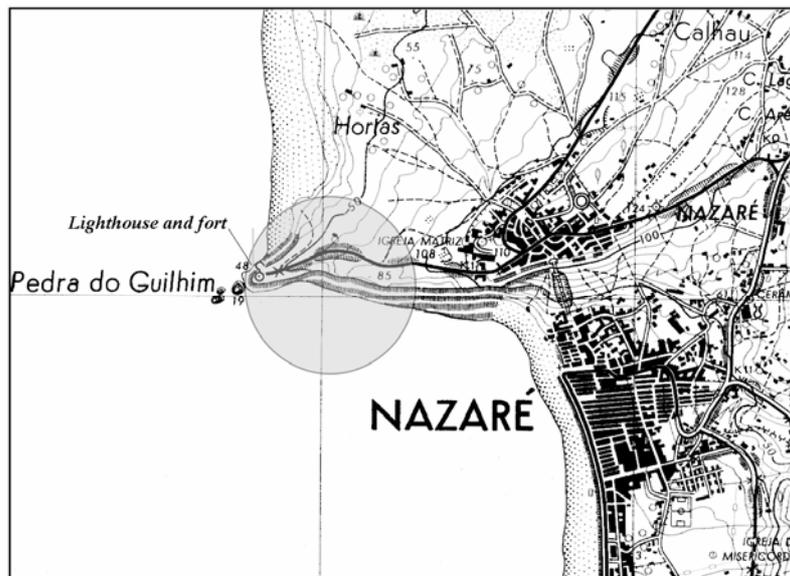


Fig. 88. -- Localisation de la coupe de Nazaré d'après la carte d'Etat Major du Portugal.

## BREF HISTORIQUE DES RECHERCHES

L'affleurement de Nazaré est connu des géologues dès le début de la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle, avec les recherches générales du général CARLOS RIBEIRO, directeur de la Commission Géologique du Royaume. Néanmoins, c'était surtout grâce aux travaux de PAUL CHOFFAT que la stratigraphie et la paléontologie du Crétacé de cette région ont été connues en détail. La coupe a été décrite pour la première fois en 1894, en parallèle avec des descriptions paléontologiques des végétaux fossiles des niveaux détritiques de la base (CHOFFAT, *in* SAPORTA, 1894 ; CHOFFAT, 1900).

La paléontologie du CénoManien et du Turonien de Nazaré et des coupes voisines de la région de Leira et Cós-juncal (Alcobaça) a été aussi abordée dans le cadre des monographies de DE LORIOU (1887-88), pour les échinidés, CHOFFAT (1886, 1898, 1900, 1901-02), pour les mollusques, et SAUVAGE (1897), pour les vertébrés. Les végétaux fossiles de l'affleurement de la plage de Nazaré, précédemment décrits par SAUVAGE, ont été revus par TEIXEIRA (1951).

Un travail posthume de CHOFFAT (1927) a été la première synthèse cartographique de la région. Il a été suivi par l'étude pétrographique de NEIVA (1948) sur le basalte de Nazaré.

Dans les décades plus récentes, la série carbonatée a été ré-examinée dans les thèses de BERTHOU (1973), LAUVERJAT (1982) et CALLAPEZ (1998), les premières ajoutant des nouvelles données sur la micropaléontologie et la stratigraphie intégrée, la dernière avec plus de détails et une approche paléoécologique basée sur des quantifications des faunes d'invertébrés. La coupe a été visitée pendant l'excursion de *Mid Cretaceous Events* (BERTHOU *et al.*, 1979).

Parallèlement à ces thèses, les séries supérieures détritiques du Campanien-Maastrichtien ont été redéfinies par ANTUNES (1979), la palynologie des niveaux grès-argileux de la base par MORON (1981), l'âge du basalte par MACEDO (1998), la structure du paléokarst de la plage nord par REIS *et al.* (1997) et CORROCHANO *et al.* (1998).

## STRATIGRAPHIE DU CÉNOMANIEN-TURONIEN

Les subdivisions stratigraphiques du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur de la plate-forme carbonatée ouest portugaise ont été surtout précisées dans la région de Figueira da Foz (80 km au Nord de Nazaré) où la succession sédimentaire est la plus complète et mieux appropriée pour des précisions biostratigraphiques, spécialement fondées sur les ammonites et les microfossiles.

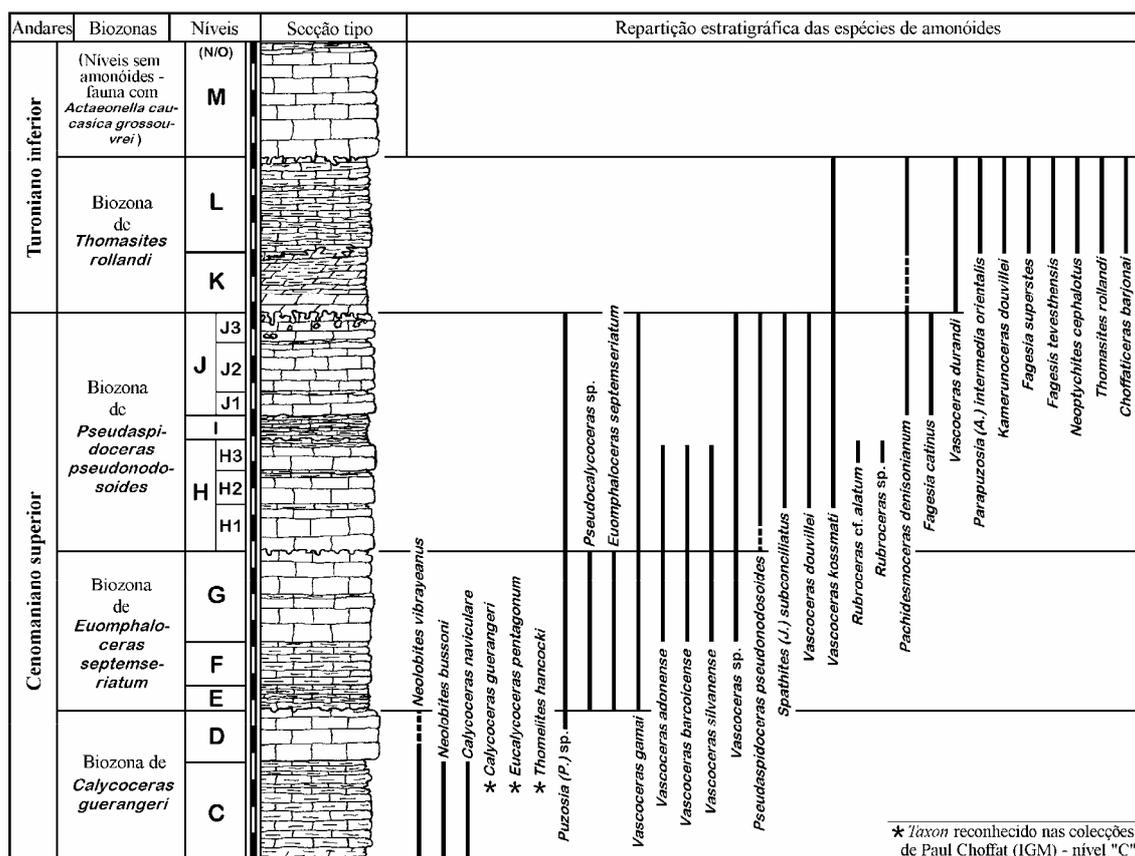
Dans les coupes de Salmana, à Figueira da Foz, CHOFFAT (1897, 1898, 1900) a établi 15 niveaux stratigraphiques désignés par des lettres alphabétiques « A » à « O », la succession B/J représentant le Cénomaniens supérieur et K/O le Turonien inférieur. La plupart de ces niveaux carbonatés renferment des faunes d'ammonites (fig. 89) et des associations macro et micro-faunistiques distinctes, que l'on peut corréliser avec les autres coupes du bassin. Ils montrent aussi une forte continuité latérale ; quelques-uns peuvent être utilisés comme niveaux de repère pour la cartographie.

A Figueira da Foz, suite aux études biostratigraphiques sur la limite Cénomaniens-Turonien (BERTHOU, 1984a, 1984b; BERTHOU, *et al.* 1985; SOARES, 1980; LAUVERJAT, 1982), 4 biozones d'ammonites ont été reconnues, avec des affinités téthysiennes (CALLAPEZ, 1998, 1999a, 2001, 2004; CALLAPEZ & SOARES, 2001). Les faunes de foraminifères ont été revues par LAUVERJAT (1982) et HART *et al.* (2005). La succession est composée des associations suivantes :

- à *Neolobites vibrayeanus*, *Calycocheras naviculare* avec le nautiloïde *Lessoniceras mermeti* dans l'unité C et jusqu'au sommet de D (Biozone à *Calycocheras guerangeri* – d'après les échantillons de cette espèce recueillis près de Lisbonne) ;
- à *Vascoceras gamai* et *Euomphaloceras semptemseriatum* dans les niveaux E/G (biozone de *Euomphaloceras semptemseriatum* – corrélée, en partie, avec la standard de *geslinianum*) ;
- à *Vascoceras gamai*, *V. douvillei*, *V. kossmati*, *Spathites subconciatus* et *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* dans les niveaux H/J (Biozone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*, corrélative avec la standard de *juddii*) ;
- à *Vascoceras durandi*, *V. kossmati*, *Thomasites rollandi*, *Neoptychites cephalotus*, *Fagesia tevesthensis*, *F. superstes* et *Choffaticeras barjonai*, avec les inoceramidés *Mytiloides mytiloides* et *M. subercynicus* dans les niveaux K/L (biozone à *Thomasites rollandi*, déjà identifiée en Afrique du Nord) ;
- sans ammonites, mais avec *Actaeonella caucasica grossouvrei* et *Radiolites peroni*, dans les niveaux M/N/O (sommet du Turonien inférieur, corrélable avec les niveaux à *nodosoides* d'autres bassins européens).

Ce cadre biostratigraphique et l'analyse des dépôts permettent de mettre en évidence deux lacunes importantes dans la série, générales sur toute la plate-forme carbonatée (CALLAPEZ, 2004, 2009) :

- Au sommet du niveau D, entre les *Neolobites* et les premiers *Vascoceras* primitives du groupe de *V. gamai* ;
- Entre les niveaux J et K, où la lacune est associée à la limite Cénomaniens-Turonien. En effet, la biozone à *Thomasites rollandi* est représentative de la partie moyenne du Turonien inférieur ; il n'y a donc pas un enregistrement de la partie basale de cet étage.



**Fig. 89.** – Unidades stratigráficas e faunas d'ammonites de la coupe de Figueira da Foz et de la région du Bas Mondego (d'après Callapez & Soares, 2001). La biozone basale et la faune du niveau sommital sont très bien enregistrées à Nazaré; les niveaux intermédiaires présentent des faciès à rudistes.

Il est aussi intéressant de noter la présence près du sommet du Cénomaniens, de niveaux assez marneux à *Thalassinoides* (unité I), qui constituent des singularités de la sédimentation dans une succession dominée par des bancs épais de calcaire. D'après les données actuelles, ces intercalations pourraient être liées à un événement anoxique reconnu dans le bassin Anglo-Parisien et dans d'autres plates-formes de la façade atlantique européenne.

Les unités stratigraphiques, séquences et discontinuités reconnues à Figueira da Foz ont été corrélés avec celles de Nazaré, malgré l'absence de vascoceratidés et des associations d'ammonites, excepté pour l'association de *Neolobites vibrayeanus*. Ainsi, on identifie parfaitement les niveaux C/D de la base du Cénomaniens supérieur, de même que le niveau E et l'intercalation marneuse à *Thalassinoides* de l'unité I (CALLAPEZ, 1998). Les niveaux F/H et J sont enregistrés par des faciès à rudistes (*Caprinula*, *Radiolites* et *Durania*), comme l'unité L du Turonien inférieur (*Radiolites*). L'endokarst de Figueira da Foz, associé à la surface de discontinuité du sommet de l'unité J et proche de la limite Cénomaniens-Turonien, est aussi très développé dans la coupe de Nazaré. Enfin, on trouve au sommet de la succession carbonatée la même association à *Actaeonella caucasica grossouvrei* et *Radiolites peroni* qui caractérise les unités M/N dans la région de Figueira.

## DESCRIPTION DE LA COUPE

### A – VERSANT SUD (NON VISITÉ AU COURS DE L'EXCURSION)

#### A1. Cénomaniens inférieur

Vers l'extrémité occidentale de la face sud du promontoire sont exposés 9,5 m de calcaires et marnes à faune variée (fig. 90), avec des petites bancs à *Ilymatogyra pseudo-africana* et des petits oursins (Callapez, 1998). Cette faune est moins diversifiée au sommet. La séquence- à tendance

régressive plus accentuée au sommet - se termine par un niveau de forte remobilisation, avec des cailloux roulés de calcaire. L'épaisseur de cette succession décroît de façon accentuée vers la partie orientale de la coupe.



**Fig. 90.** – Passage du Cénomanien inférieur (CI) au Cénomanien moyen (CM).

## A2. Cénomanien moyen

Cette partie inférieure de la coupe comprend 39 m de calcaires marneux noduleux intercalés avec des niveaux de calcaires micritiques et calcaires marneux finement laminés, à faune lagunaire peu diversifiée (fig. 91). L'ostréidé *Gyrostrea ouremensis* est l'espèce la plus abondante, surtout dans les bancs argileux et de calcaire noduleux. Les restes de vertébrés (principalement des petites dents de poissons, mais parfois des crocodiles et petites tortues) sont communs dans quelques niveaux de laminites.



**Fig. 91.** – Cénomanien moyen (CM) et passage au Cénomanien supérieur (CS).

Les environnements de lagune côtière étaient bien protégés des eaux plus énergétiques de l'océan, mais les sédiments de fond ont été perturbés par des épisodes d'instabilité tectonique (fig. 92) que l'on peut relier à la proximité des aires diapiriques de Caldas da Rainha et Vale Furado et de l'axe structural de Leiria-Nazaré («faille de Nazaré» pour certains auteurs).

Le sommet de la succession est régressif, se terminant par un terme dolomitique à faune assez rare, sur lequel s'appuie l'*onlap* du début du Cénomanien supérieur.

**Fig. 92.** – Cénomaniens moyen. Niveaux de laminites avec des figures de glissement.



### A3. Cénomaniens supérieur (unités C, D+E)

Les unités basales du Cénomaniens supérieur ne sont accessibles que sur le versant sud du promontoire (fig. 93). La base de l'unité C, à *Neolobites*, avec 6 m d'épaisseur, est associée à une nette surface transgressive, avec l'apparition de calcaires noduleux de milieu infralittoral. La faune y est très abondante et variée, avec des bivalves d'eaux un peu plus profondes (*Pycnodonte*, *Neithea*, *Granocardium*), des gastéropodes (*Cimolithium*, *Harpagodes*, *Aporrhais*, *Plesioplocus*) et des échinidés epifaunaux (*Heterodiadema*, *Tetragramma*, *Diplopodia*) et infaunaux (*Hemiasster*) (CALLAPEZ, 1998). La microfaune benthique est aussi très abondante et dominée par diverses espèces d'alveolinidés (*Praealveolina cretacea tenuis*, *Simplalveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*) (BERTHOU *et al.*, 1979, LAUVERJAT, 1982).

Le sommet de la phase transgressive de la séquence de base du Cénomaniens supérieur est placé au passage des unités C et D. La surface qui sépare ces unités enregistre l'inondation maximale de la plate-forme carbonatée, contemporaine d'une très grande uniformisation des faciès dans les secteurs septentrional et méridional.



**Fig. 93.** – Les unités du Cénomaniens supérieur près de l'extrémité sud du promontoire (phare). Les lignes claires indiquent les limites de séquence (séqs. C/D et I/J). L'unité L matérialise le Turonien inférieur.

L'unité D (niveau à *Anorthopygus michelini* - 4 m. d'épaisseur) est un calcaire biodétritique grossier, *packstone* à *grainstone*, avec des débris de scléactines ; il est dépourvu d'ammonites, mais il contient pratiquement la même micro et macrofaune que l'unité précédente. C'est le meilleur niveau repère de toute la succession cénomaniens d'Estremadura et du Bas Mondego.

Sur la surface de discontinuité du sommet de D se développe un niveau peu épais (0,50 m) de calcaire argileux noduleux de couleur rosâtre, avec des moules de gastéropodes (*Tylostoma* et *Aporrhais*) et l'exogyre *Rhynchostreon columbum*. Ce petit niveau condensé est contemporain de l'introduction des *Vascoceras* dans le bassin ; il marque le début de la séquence suivante - E/J. C'est à sa suite que la paléogéographie va se diversifier extraordinairement et que les biocénoses à rudistes (*Caprinula* et radiolitidés) vont se multiplier dans toute la partie du bassin qui s'étend au Sud de l'axe structural de Leiria-Nazaré.

## B – PLAGE NORD

### B1. Cénomaniens supérieur (unités F/H, I, J)

La partie supérieure du Cénomaniens affleure dans la coupe de la plage nord, avec des niveaux de calcaire biodétritique à débris de rudistes (*Caprinula* et *Radiolites*) (environ 21 m d'épaisseur). Présentant un faible pendage vers NNW, les bancs épais de calcaire compact et sparitique s'organisent autour de larges prismes superposés à structures internes entrecroisées (fig. 93). Ces corps à faciès pérorécifaux bio-calcarénitiques témoignent d'une transition entre les domaines plus externes de la plate-forme carbonatée et les zones internes du Nord d'Estremadura, à biohermes et biostromes de rudistes et scléactines (CALLAPEZ, 1998).

L'unité I est une intercalation marneuse à *Thalassinoides* avec une forte extension latérale dans presque tout le domaine de la plate-forme carbonatée (fig. 94). Par sa position stratigraphique près de la limite avec le Turonien ainsi que par sa signification allocyclique, ce niveau pourrait être contemporain du début des changements dans la productivité de carbonates en milieu océanique, en relation avec la crise d'anoxie de la fin du Cénomaniens.

Le sommet du Cénomaniens supérieur est exprimé par 7 m de calcaires blanchâtres, intercalés avec un second niveau marneux à *Thalassinoides*, plus mince que celui de l'unité I (CALLAPEZ, 2004). Dans les quatre premiers mètres apparaissent des calcaires bioclastiques laminés, à structures entrecroisées, avec des intercalations ruditiques à gros débris abrasés de rudistes (*Durania arnaldi*, *Apricardia* sp.), scléactines et gastéropodes (nérinéidés, *Trochactaeon* sp.). Cette association est liée aux biostromes à *Durania* qui se sont développés à cette même époque dans un secteur paléogéographique localisé à l'Est de Nazaré, sur des haut-fonds de plate-forme interne. Nazaré occupait un domaine plus externe, caractérisé par la progradation de sédiments biodétritiques à bioclastes remaniés des bancs récifaux.



**Fig. 94.** – Les unités du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur dans la plage nord. La ligne noire indique la position stratigraphique de la limite Cénomaniens-Turonien.

La partie supérieure de l'unité J (4 m d'épaisseur) semble beaucoup plus affectée par la karstification intra-crétacée. On y observe des calcaires blancs et rosâtres, laminés, avec des pavages de petits bivalves, nérinéidés et actéolinidés.

## **B2. Turonien inférieur (unités L, M/N/O)**

L'observation détaillée de la succession turonienne est possible près de l'extrémité Nord de l'affleurement, autour de *Forno d'Orca* (grotte de l'orque) et de la base de l'escalier menant à la plage.

La séquence inférieure (unité L) est composée de 5-6 m de petits bancs laminés de grès calcaire et calcaire gréseux micacés, à muscovite, aux couleurs rosâtre et blanche dominantes. Ces strates ont des structures internes laminées et entrecroisées ; elles s'organisent en petites séquences élémentaires à bases érosives et granoclassement normal, avec des niveaux bioclastiques et des tempestites intercalés.

La biofaciès est constitué par des pavages de débris abrasés et orientés de *Radiolites peroni*, *Apricardia* sp., coraux massifs et ramifiés, et *Actaeonella caucasica grossouvrei* (CALLAPEZ, 1998).

Ces niveaux sont corrélables avec les larges biostromes à *Radiolites peroni* qui occupaient les bordures soulevées de l'axe structural de Leiria-Nazaré et de l'anticlinal diapirique de Caldas da Rainha. À ce moment-là, la plate-forme était ouverte vers l'Ouest et le Nord-Ouest, le bloc de Nazaré étant situé dans un environnement margino-littoral, peu profond, sous influence lagunaire.

La séquence supérieure est caractérisée par un terme détritique de 4,5 m d'épaisseur, avec des niveaux de grès grossier à base érosive et stratifications entrecroisées. CORROCHANO *et al.* (1998) y distinguent deux types de faciès selon les structures syn-sédimentaires identifiées, suggérant un paléo-environnement de plage sableuse avec progradation de barres vers l'Ouest.

Les premiers mètres de cette séquence régressive présentent une forte abondance de bioclastes remaniés. La plupart sont des fragments abrasés et arrondis d'*Actaeonella caucasica grossouvrei*, *Radiolites peroni* et *Trigonarca matheroniana* (CALLAPEZ, 1998), espèces typiques de l'association paléontologique des niveaux M et N de Figueira da Foz (sommet du Turonien inférieur).

## **B3. Turonien supérieur à Santonien**

Cet intervalle est matérialisé par une petite unité de grès grossiers blanchâtres, subarkosiques, à structures internes obliques, dépourvus de macrofossiles visibles. Ces grès dus à la progradation de systèmes alluviaux vers l'Ouest sont l'équivalent méridional de la Formation de Rebolia-Alencarce (SOARES *et al.*, 2007) qui est très répandue dans les régions de Soure et du Bas Mondego.

## **B4. Paléokarst intracrétacé**

Un des points les plus intéressants dans cette coupe est la présence d'un paléokarst très développé à l'intérieur des unités crétacées (fig. 95). Cette structure paléo morphologique intra-crétacée recoupe les unités H, I, J, L et M/N du Cénomaniens supérieur et Turonien inférieur, aussi que les grès du Turonien supérieur et du Sénonien (CALLAPEZ, 1998). Par contre, elle ne dépasse pas l'unité sommitale de conglomérats du Campanien-Maastrichtien.

Ce paléokarst a été interprété par REIS *et al.* (1997) et CORROCHANO *et al.* (1998) comme un endokarst contrôlé par la tectonique et la sédimentation locale. Les structures plus discernables sont :

- des brèches de dissolution, à blocs remaniés dans une matrice silto-argileuse rougeâtre ;
- des cavités de dissolution centimétriques à décimétriques, irrégulières et remplies par des dépôts de grès grossier à structures entrecroisées ;
- des fissures verticales et obliques remplies par le collapse de strates de grès du Turonien.

Nous admettons trois étapes dans l'évolution du paléokarst. La première est contemporaine de la formation du paléokarst de Figueira da Foz, au sommet de la séquence du Cénomaniens supérieur (top de l'unité J) (CALLAPEZ, 2004). Au cours de la partie supérieure du Turonien inférieur se sont formées des fissures avec des structures de collapse. L'évolution de la karstification a continué jusqu'au Campanien inférieur et au début de la sédimentation des premiers dépôts de conglomérats et d'argiles rouges.



**Fig. 95.** – Détail du paléokarst intra-crétacique de Nazaré, au sommet du Cénomanién supérieur (séquence E/J).

### **B5. Basaltes filoniens (Campanien inférieur/moyen)**

Les filons et les branches de l'intrusion basaltique du promontoire de Nazaré recoupent toute la série des calcaires à rudistes du Cénomanién supérieur, ainsi que les grès du Turonien et du Sénonien. La roche y est toujours très altérée, sauf pour un petit affleurement situé près du fort. Dans ce dernier lieu, on voit une roche noire, verdâtre, à disjonction sphéroïdale, avec des petits cristaux d'olivine et des vacuoles remplis par une calcite blanche. Cette roche a été étudiée par NEIVA (1948) et datée par MACEDO (1998) avec un âge radiométrique K-Ar de  $80 \pm 3$  Ma. La pétrographie, la composition chimique et l'âge sont identiques à ceux d'autres intrusions de la région associées aux principales aires diapiriques du bassin. L'âge campanien suggère aussi une relation avec la rupture tectono-sédimentaire majeure qui a affecté la marge ouest de l'Ibérie au cours du Campanien inférieur, induite par une importante phase compressive déformant la plaque Ibérique (REY *et al.*, 2006).

### **B5. Campanien moyen – Maastrichtien**

Cet intervalle est représenté au sommet du promontoire par la *Formation des Conglomérats et argiles du Sítio de Nazaré* (ANTUNES, 1979). Il s'agit d'une unité détritico continentale à couleur rougeâtre dominante, créée par une sédimentation locale dans des cônes alluviaux (CUNHA, 1992 ; CUNHA & REIS, 1995). La succession débute avec d'épaisses strates de conglomérat à clastes de calcaires et de silex, provenant surtout du démantèlement des unités du Cénomanién, mais aussi de l'Hettangien d'un proche noyau diapirique. Ces faciès sont intercalés avec d'épais niveaux d'argile rouge. Ils ont fourni des petits débris de vertébrés, ainsi qu'une intéressante faune d'escargots archaïques appartenant aux mêmes espèces que ceux collectés dans des niveaux de tufs du *Complexe Basaltique de Lisbonne*. Il y a aussi des similitudes avec les faunes terrestres et lagunaires du Campanien - Maastrichtien de Coimbra, Viso et Aveiro, au Nord du bassin (REIS, 1981; ANTUNES, 1979; ANTUNES *in* RIBEIRO *et al.*, 1979; ANTUNES & BROIN, 1988). La base de l'unité érode les formations précédentes, préalablement karstifiées et déformées, avec des structures de chenaux et une adaptation à la paléotopographie locale. Elle est aussi postérieure aux basaltes. La genèse de ces éventails alluviaux a débuté après la forte rupture tectonique régionale du début du Campanien (CUNHA, 1992), avec un soulèvement généralisé des anticlinaux diapiriques et du bloc SE de l'axe structural de Leiria-Nazaré. Le bloc tectonique de Nazaré était confiné, à proximité du diapir de Caldas

da Rainha et de son prolongement vers le NNE. Il a, par conséquent, été fortement affecté par ces mouvements diastrophiques.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANTUNES, M. T. (1979) – Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleocénico de Portugal. *Ciências da Terra*, **5**: 145-174.
- ANTUNES, M. T. & BROIN, F. (1988) - Le Crétacé Terminal de Beira Litoral, Portugal: remarques stratigraphiques et écologiques, étude complémentaire de *Rosasia soutoi* (Chelonii, Bothremydidae). *Ciências da Terra*, **9**: 153-200.
- BERTHOUCHE, P.-Y. (1973) - Le Cénomaniens de l'Estremadura portugaise. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **23**: 1-169.
- BERTHOUCHE, P.-Y. (1984a) - Albian-Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the Ammonite Facies and Rudist Facies. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **33**: 41-45.
- BERTHOUCHE, P.-Y. (1984b) - Répartition Stratigraphique actualisée des principaux foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du Bassin Occidental Portugais. *Benthos*, **83**: 45-54.
- BERTHOUCHE, P.-Y., CHANCELLOR, G. & LAUVERJAT, J. (1985) - Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite *Vascoceras* Choffat, 1898, from Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **71**: 55-79.
- BERTHOUCHE, P.-Y., SOARES, A. F. & LAUVERVAT, J. (1979) - Portugal, in Mid Cretaceous Events Iberian field Conference 77, guide, I. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **5**: 31-124.
- CALLAPEZ, P. M. (1998) - Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 491 pp.
- CALLAPEZ, P. M. (1999a) - The Cenomanian-Turonian of the Western Portuguese Basin: Stratigraphy and Palaeobiology of the Central and Northern sectors. *European Paleontological Association Workshop, Field Trip B*, Lisbon, 65 pp.
- CALLAPEZ, P. M. (2001) - Upper Cenomanian and lower Turonian ammonite biostratigraphy of west-central Portugal. *Bulletin de la Société d'études de Sciences Naturelles d'Elbeuf*, **87**: 63-68
- CALLAPEZ, P. M. (2004) - The Cenomanian-Turonian central West Portuguese carbonate platform. In: Dinis, J., Proença Cunha, P. (Eds.). Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins. Field Trip Guidebook 2, 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, 2004, pp. 39-5
- CALLAPEZ, P. M. (2009) - Palaeobiogeographic evolution and marine faunas of the Mid-Cretaceous Western Portuguese Carbonate Platform. *Thalassas*, **24**: 29-52.
- CALLAPEZ, P. M. & SOARES, A. F. (2001) - Fósseis de Portugal: Amonóides do Cretácico superior (Cenomaniano-Turoniano). Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, Ediliber Press, 106 p., 14 ests.
- CHOFFAT, L. P. (1886) – Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vol. I - Espèces nouvelles ou peu connues. Section des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 40 pp.
- CHOFFAT, L. P. (1898) – Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vol. II - Les Ammonées du Bellasien, des Couches à *Neolobites vibrayanus*, du Turonien et du Sénonien. Section des Travaux. Géologiques du Portugal, Lisbonne, 45 pp.
- CHOFFAT, L. P. (1900) – Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal - Deuxième étude - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage. Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne, 287 pp.
- CHOFFAT, L. P. (1901-02) – Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vols. III-IV - Mollusques du Sénonien à faciès fluviomarin - Espèces nouvelles ou peu connues. Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne, 84 pp.
- CHOFFAT, L. P. (1927) – Cartas e cortes geológicos feitos debaixo da direcção de Paul Choffat – Distritos de Leiria e Coimbra. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 5 pl.
- CAMARATE FRANÇA, J. & ZBYSZEWSKI, G. (1963) - Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha nº26B – Alcobaça. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 51 pp.
- CORROCHANO, A.; REIS, R. P. & ARMENTEROS, I. (1998) - Um paleocarso no Cretácico Superior do Sítio da Nazaré (Bacia Lusitânica, Portugal Central). Características, controlos e evolução. Livro Guia das excursões do 5º Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, pp. 33-38.
- CUNHA, P. P. (1992) - Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra. PhD Thesis, University of Coimbra, Coimbra 262 pp.
- CUNHA, P. P. & REIS, R. P. (1995) - Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, **16**: 155-170.
- HART, M. B., CALLAPEZ, P. M., FISHER, J. K., HANNANT, K., MONTEIRO, J. F., PRICE, G. D., & WATKINSON, M. P. (2005) - Micropalaeontology and stratigraphy of the Cenomanian/ Turonian boundary in the Lusitanian Basin, Portugal. *Journal of Iberian Geology*, **31**: 311-326.
- LAUVERJAT, J. (1982) - Le Crétacé Supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais. Université Pierre et Marie Curie, Th. Doct. D'État, Paris, 716 pp.
- LORIOU, P. de (1887-88) - Recueil d'études paléontologiques sur la faune Crétacique du Portugal, vol. 2 - Description des Echinodermes. Commission des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 122 pp.
- MACEDO, C. A. R. (1998) - Basalto da Nazaré – Idade K-Ar. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **84**: B119-B121.
- MORON, J. (1981) - Etude Paléobotanique et Palynologique du Crétacé supérieur du Bassin Occidental Portugais au Nord de l'accident de Nazaré (Portugal). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Paris, 287 pp.
- NEIVA, J. M. C. (1948) – O basalto da Nazaré. *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, **49**.
- REIS, R. P. (1981) - La sédimentation continentale du Crétacé terminal au Miocène sur la Bordure Occidentale du Portugal, entre Coimbra et Leiria. Unpubl. PhD Thesis, University of Nancy I, Nancy, 153 p.
- REIS, R. P.; CORROCHANO, A. & ARMENTEROS, I. (1997) - El paleokarst de Nazaré (Cretácico superior de la Cuenca Lusitana, Portugal), *Geogaceta*, **22**: 149-152.
- REY, J.; DINIS, J. L.; CALLAPEZ, P. M. & CUNHA, P. P. (2006) - Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. Cadernos de Geologia de Portugal. INETI. Lisboa, 75 p.

- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, P.; ROCHA, R. B. ; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKY, G.; ALMEIDA, F. M.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. (1979) - Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 pp.
- SAPORTA, M. de (1894) - Flore fossile du Portugal. Nouvelles contributions à la flore mésozoïque accompagnées d'une notice stratigraphique par P. Choffat. Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne, 288 pp.
- SAUVAGE, H. (1897-98) - Vertébrés fossiles du Portugal. Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacé. Direction des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 47 pp.
- SOARES, A. F. (1980) - A «Formação Carbonatada» na região do Baixo-Mondego. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **66**: 99-109
- SOARES, A. F.; MARQUES, J. F. & SEQUEIRA, G. (2007) - Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha nº19D – Coimbra. INETI, Lisboa, 71 pp.
- TEIXEIRA, C. (1948) – Flora mesozóica portuguesa. 1ª parte. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **s/n**: 119 p.