

# Le Bassin lusitanien (Portugal) à l’Aptien supérieur–Albien : organisation séquentielle, proposition de corrélations, évolution

Jorge Dinis<sup>a</sup>, Jacques Rey<sup>b,\*</sup>, Pierre-Charles de Graciansky<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3000 Coimbra, Portugal

<sup>b</sup> Laboratoire de dynamique des bassins sédimentaires, université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex, France

<sup>c</sup> École nationale supérieure des mines de Paris, 60, bd Saint-Michel, 75272 Paris cedex 05, France

Reçu le 18 février 2002 ; accepté le 21 mai 2002

Présenté par Jean Dercourt

---

**Abstract – The Lusitanian Basin (Portugal) during the late Aptian–Albian: sequential arrangement, proposal of correlations, evolution.** Three transgressive–regressive 2nd-order cycles were identified in the Upper Aptian–Albian fluvial and marine deposits of the Lusitanian Basin. Its widespread nature, probably including eustatic origin, allows correlation between the southern package, with precise stratigraphic positioning, and the northern series with a poorly constrained age. The main unconformities can be related to the onset of an oceanic crust, in the western margin of Galicia during the Late Aptian, in the bay of Biscay during the Early Albian, and, to the northwest of the Galicia triple point, during the Middle to Late Albian transition, and, at the Albian–Cenomanian boundary, to a probable compressive event with Africa due to the rotation of Iberia. *To cite this article: J. Dinis et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 757–764.*

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

eustacy / tectonics / Aptian / Albian / Lusitanian Basin / Portugal / Atlantic margin

**Résumé –** Trois cycles transgressifs de deuxième ordre peuvent être identifiés dans les dépôts fluviaux et marins de l’Aptien supérieur–Albien du Bassin lusitanien. Leur probable composante eustatique permet des corrélations entre les séries méridionales, bien calées stratigraphiquement, et les parties septentrionales, mal datées. Les ruptures majeures sont contemporaines de la mise en place de la croûte océanique sur la marge ouest du banc de Galice durant l’Aptien supérieur, dans le golfe de Gascogne à l’Albien inférieur, au nord-ouest du point triple de Galice au passage Albien moyen–Albien supérieur, et avec une probable compression avec l’Afrique, associée à la rotation de la plaque ibérique, à la limite Albian–Cénomanien. *Pour citer cet article : J. Dinis et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 757–764.*

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

eustatisme / tectonique / Aptien / Albian / Bassin lusitanien / Portugal / marge atlantique

---

## Abridged version

### 1. Introduction

The Lusitanian Basin, located in the western margin of Iberia, includes two main domains, northern and southern,

approximately separated around the Caldas da Rainha parallel (Fig. 1A). During the Late Aptian and the Albian, the sedimentation in the northern sector was fluvial, and marine and continental in the southern region. The sequences interpreted in the sedimentary record of marine and continental domains can offer several key features – dated in the

---

\* Correspondance et tirés à part.  
Adresse e-mail : jrey@cict.fr (J. Rey).

southern marine series – allowing correlation proposals of the sedimentary sections and a coherent interpretation of the Lusitanian Basin.

## 2. The Upper Aptian–Albian of the southern part of the basin

### 2.1. Composition

In the southern part of the basin, the Upper Aptian–Albian is composed by two formations [16] (Fig. 2).

– The *Rodízio Formation*, siliciclastic and continental (25 to 45 m), includes three members, from the bottom to the top [15]: (i) the ‘lower mudstones, sandstones and lignites’ Member, with a retrogradational trend, deposited in distal fluvial systems; (ii) the ‘middle conglomerates and sandstones’ Member, progradational, deposited in proximal fluvial systems; (iii) the ‘upper sandstones and mudstones’ Member, retrogradational, recording the return to more distal fluvial environments. The palynological assemblages suggest a Late Aptian to Middle Albian age [9, 21].

– The *Galé Formation*, composed of inner to middle marine platform limestones and marls (150 m) organised in eight 3rd-order depositional sequences. The lower boundary is transitional with the Rodízio Formation. At the top, it is bounded by an oxidised hard ground, covered by sandy limestones outlining a sudden clastic inflow. The palaeontological assemblages dates this formation as Albian and also gives the precise location of the Middle–Upper Albian [1], Upper Albian s.s.–Vraconian [17] and Vraconian–Cenomanian limits [17].

### 2.2. The 2nd-order transgressive–regressive cycles

Three transgressive–regressive 2nd-order cycles were recognised: (i) a strictly continental T-R1 cycle (retrogradational ‘lower mudstones, sandstones and lignites’ Member and the progradational ‘middle conglomerates and sandstones’ Member), dating from the Late Aptian–Early Albian interval; (ii) a fluvial (retrogradational ‘upper sandstones and mudstones’ Member) to marine (lower part of the de Galé Formation) T-R2 cycle, with an Early Albian–earliest Late Albian s.s. age; (iii) a full marine T-R3 cycle, (upper part of the Galé Formation), representing the Late Albian–Vraconian; its upper boundary is coeval with the Albian–Cenomanian boundary.

## 3. The Upper Aptian–Albian of the northern part of the basin

### 3.1. Composition

The Upper Aptian–Albian is represented by the Figueira da Foz Formation [5], with a maximal known thickness reaching 498 m and its lateral equivalent, the ‘Lomba do Alveite Arkoses’. Its basal boundary is an unconformity intersecting previous Mesozoic units or the Hercynian basement, with onlap over the eastern margin of the basin, locally steeping against Ordovician quartzites [4]. The upper limit corresponds to the diachronic transition to a

carbonate unit dated from the latest Early Cenomanian to Late Cenomanian [3]. The Figueira da Foz Fm is mainly siliciclastic, but several carbonate beds indicate marine influence in western areas and in the upper part of the unit.

Several members can be defined (Fig. 3) from the lithofacies proportion. The conglomerates and sandstones of the Calvaria Member were deposited in a braided fluvial system. It gives way laterally and vertically to the Famalicão Member, formed by mudstones and sandstones with some interbedded carbonates to the West, interpreted as meandering fluvial systems, with lacustrine and lagoonal deposits basinward. Marking an abrupt transition, the overlying conglomeratic sandstones of the Salgueira Member pass gradually to the Gondemaria Member sandstones; both are distally replaced by sandstones and mudstones of prodelta and upper delta environments, the Faneca Member. Those units grade upward to the delta sandstones of the Caldeas Member and prodelta sandy mudstones of the Cachucho Member. The age assessment of the formation is based on palynological assemblages, mainly continental [6, 7], and in sequential correlation with the southern deposits.

### 3.2. The 2nd-order transgressive–regressive cycles

The identification of the progradational–retrogradational trends of the depositional systems is based in the grain size distribution, the concentration, and evolution of palaeoweatherings and evidences of marine deposits. Three main transgressive–regressive cycles can be identified in the Figueira da Foz Fm (Fig. 3): (i) the FF1 cycle shows a fast initial progradation of the fluvial systems of the Calvaria Member, with a transgressive peak within the Famalicão Member; (ii) the FF2 cycle sharp base is coincident with the lower boundary of the Salgueira Member, an evidence of a sudden energy increase. Within this cycle, the articulation between wedges of sandstones and conglomerates of the Salgueira and Gondemaria Member and the contrasting sandy mudstones and carbonate levels of the Faneca Member build an architectural frame that can be interpreted as corresponding to two cycles of lower rank, entitled FF2.1 and FF2.2; in particular, each transgressive maximum can be documented by the presence in the area currently offshore of restricted platform carbonates and marginal marine biota levels in FF2.2; (iii) the FF3 lower boundary is evidenced by a progradational tongue of the Salgueira and Gondemaria Members, interpreted as a significant increase of the system slope. The gradual lateral and upward transition of the distal members composing this cycle (Caldeas and Cachucho Members) to marine carbonates that reached the currently onshore area in the latest Early Cenomanian suggests a Cenomanian age for the whole cycle.

## 4. Sequential correlations in the Lusitanian Basin

A comparison of the sedimentary dynamics at a 2nd-order scale, of the North and South of the basin allows us to propose the following correlations and ages (Fig. 4): (i) the

FF1 transgressive–regressive cycle in the northern part of the basin is interpreted as equivalent to the southern TR1, and consequently we suggest a Late Aptian–Early Albian p.p. age; (ii) the northern FF2.1 transgressive–regressive cycle can be equivalent to the TR2 of the South, ranging from the Early Albian to the basal Late Albian; (iii) the FF2.2 transgressive–regressive cycle can be correlated with the TR3 cycle and probably represents the Late Albian s.s. and the Vraconian.

## 5. Interpretation and comparisons

During the Early Cretaceous, the Lusitanian Basin was a complex graben [23] (Fig. 1B) in the western Iberia margin, which can be subdivided, from the South to the North, in the Tagus, Iberia, and Galicia sectors [14]. This period was characterised by a post-rifting regime, during which the main tectonic events reflected the northward propagation of the continental break-up and ocean crust onset, that reached the Galicia triple-junction in the Aptian–Albian transition [2]. In the southern part of the Lusitanian Basin, such events are expressed by major unconformities in an almost continuous sedimentary record. The northward progressing mantle exhumation and sea floor spreading produced a peripheral bulge in the northern sector, which underwent erosion during most of the Early Cretaceous. With the onset of oceanic crust in the Galicia sector [13] during the Late Aptian, the deposition covered the entire basin at the base of the late post-rift tectonic tract. Then, this sector became a passive margin.

The abrupt fluvial influx during the Late Aptian in the southern part of the basin and the resume of deposition

in the northern part can be related with the topographic changes induced by the uplift of continental adjacent margins associated with the onset of seafloor spreading in the Galicia western margin [10]. The sedimentary rupture of the Albian–Cenomanian transition, recognised in marine (Lisbon region) and continental (North of the basin) environments can be related with the compression between the Iberian and African plates [12], in the context of a counterclockwise rotation [13]. These tectonic events are coincident with sea level falls at the end of the Aptian [8, 18], and Albian [20], within in a long-term rise during the Albian–Cenomanian.

The three 2nd-order transgressive–regressive cycles recorded during the Latest Aptian–Albian and the unconformities expressed in all the basin by regressions during the Early Albian and the earliest Late Albian are also controlled by tectonics and/or eustasy. Indeed, the first unconformity is coeval with the onset of seafloor spreading in the Bay of Biscay [12], and the second one with the onset of seafloor spreading northwest to the Galicia triple point [22]. On the other hand, these 2nd-order sea level fluctuations are widespread, affecting several platforms, such as southern England, the North Sea [11] and the Paris Basin [19]: the lower corresponds to a part of Late Aptian and of earliest Early Albian; the second ranges from Early Albian to Middle Albian, whereas the upper one is of Late Albian age. Furthermore, the upper part of the Lower Albian to the top of the Albian is arranged in eight 3rd-order transgressive–regressive cycles, both in the Paris and in the Lusitanian basins. These analogies between relevant basins of different plates favour eustatic origin for sea level changes.

## 1. Introduction

Le Bassin lusitanien, sur la bordure occidentale de la plaque ibérique, peut être décomposé en deux domaines – septentrional et méridional –, qui se distinguent par leur remplissage sédimentaire et leur évolution, de part et d'autre du parallèle de Caldas da Rainha (Fig. 1A). À l'Aptien supérieur–Albien, la sédimentation est essentiellement fluviale au Nord, marine et continentale au Sud. Les dépôts continentaux fournissent peu d'arguments pour des datations précises et fiables, de sorte qu'aucune corrélation détaillée n'a été proposée à ce jour entre les deux parties du bassin. Or, l'interprétation séquentielle des empilements sédimentaires aux diverses échelles, en domaines marin et continental, peut fournir un certain nombre de repères, datés dans les séries marines, qui permettent de proposer une interprétation cohérente de l'évolution du Bassin lusitanien, replacée dans un cadre géodynamique plus général.

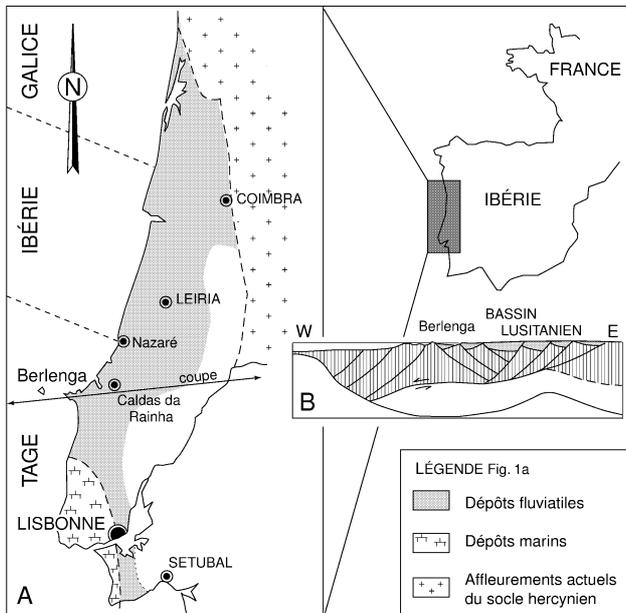
## 2. L'Aptien supérieur–Albien dans la partie méridionale du bassin

### 2.1. Composition

Dans la partie méridionale du bassin, l'intervalle Aptien supérieur–Albien comprend deux formations superposées [16], les Formations de Rodízio et de Galé (Fig. 2).

La *Formation de Rodízio*, silico-clastique et continentale, est épaisse de 25 à 45 m. Elle repose par l'intermédiaire d'une surface de ravinement, soit sur des dépôts marins, précisément datés de l'Aptien inférieur par leurs orbitolinidés et échinides dans la région de Lisbonne, soit sur des dépôts détritiques continentaux, d'âges variés sur les marges occidentale et orientale du bassin [15]. Cette formation est constituée de trois membres, soit, de la base au sommet :

– le membre M1 des « argiles, grès et lignites inférieurs », déposé en milieux distaux (systèmes fluviaux méandriformes, environnements palustres et



**Figure 1. A.** Le Bassin lusitanien; localisation et répartition des dépôts marins et continentaux. **B.** Le Bassin lusitanien et la marge atlantique à l’Albien (d’après [23]).

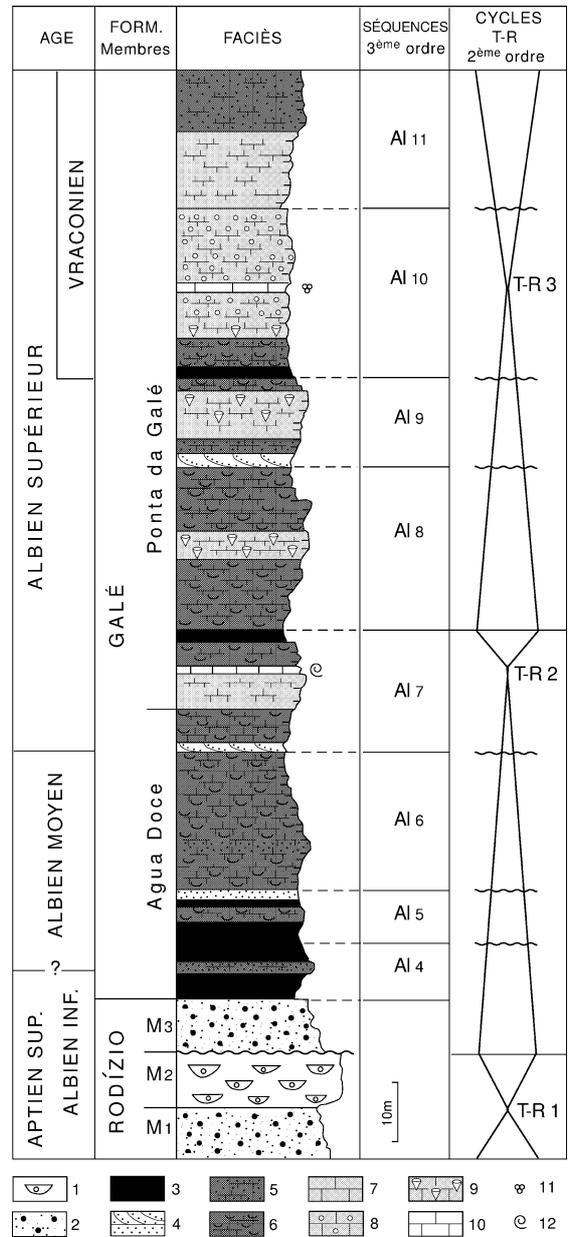
**Figure 1. A.** The Lusitanian Basin; location map and distribution of continental and marine deposits. **B.** The Lusitanian Basin and the Atlantic margin during the Albian (after [23]).

lacustres), composé d’un empilement de paraséquences rétrogradantes ;

- le membre M2 des « grès et conglomérats médians », sédimenté dans des environnements fluviaux proximaux (chenaux en tresses), dans un dispositif général progradant ;
- le membre M3 des « grès et argiles supérieurs », témoignant d’un brusque retour à des milieux fluviaux plus distaux, dans un ensemble rétrogradant.

Les associations palynologiques, peu précises, permettent d’assigner à cette formation un âge compris entre l’Aptien supérieur et l’Albien moyen [9, 21]. Le calage par l’unité sus-jacente permet toutefois de penser que la Formation de Rodízio ne doit guère dépasser l’Albien inférieur dans la région de Lisbonne.

La Formation de Galé, à dominante calcaire et marneuse, marine, n’a été bien identifiée et analysée que dans la région de Lisbonne. Épaisse de plus de 150 m, elle est essentiellement composée de dépôts de plate-forme marine interne à moyenne, avec une alternance de marnes et calcaires argileux très bioturbés à huîtres, de calcaires à orbitolines et rudistes, de calcaires *grainstone* et de quelques bancs de calcaires à ammonites ou foraminifères planctoniques, agencés en huit séquences de dépôt de 3<sup>e</sup> ordre (Al4 à Al11). À la base, le passage est progressif avec les sédiments détritiques de la Formation de Rodízio. Au sommet, une surface oxydée, surmontée d’une brutale arrivée de sédiments calcaréo-gréseux, interrompt cette unité.



**Figure 2.** Les formations de Rodízio et de Galé dans la région de Lisbonne. Coupe synthétique, séquences et attributions stratigraphiques. 1 : Grès et conglomérats fluviaux progradants ; 2 : argiles, lignites et grès fluviaux et palustres rétrogradants ; 3 : argiles et grès inter à supratidaux ; 4 : grès 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.

**Figure 2.** The Rodízio and Galé Formations in the Lisbon area. Synthetic section, sequences and ages. 1: Progradational fluvial sandstones and conglomerates; 2: retrogradational fluvial and marsh clays, lignite and sandstones; 3: peritidal clays and sandstones; 4: coastal sandstones; 5: inner shelf sandy limestones; 6: inner shelf marls and limestones with oysters; 7: inner shelf limestones with orbitolines; 8: middle shelf *grainstones*; 9: middle shelf limestones with rudists; 10: outer shelf limestones; 11: planktonic foraminifera; 12: ammonites.

Les marqueurs paléontologiques (orbitolinidés, rudistes, ammonites) permettent d'assigner à cette formation un âge Albien. Si la limite entre Albien inférieur et moyen est peu argumentée, les limites entre Albien moyen et Albien supérieur [1], entre Albien supérieur stricto sensu et Vraconien [17] ou entre Vraconien et Cénomaniens [17] sont très précisément positionnées.

## 2.2. Les cycles transgressifs–régressifs de 2<sup>e</sup> ordre

Les Formations de Rodízio et de Galé s'inscrivent dans trois cycles transgressifs–régressifs de 2<sup>e</sup> ordre :

– un cycle transgressif–régressif T-R 1, exclusivement continental, composé du membre des « argiles, grès et lignites inférieurs » rétrogradant, et du membre des « grès et conglomérats médians », progradant, mis en place dans l'intervalle Aptien supérieur–Albien inférieur ;

– un cycle transgressif–régressif T-R 2, fluviatile (membre des « grès et argiles supérieurs » rétrogradant), puis marin interne (partie inférieure de la « Formation de Galé »), daté de l'Albien inférieur–base de l'Albien supérieur s.s. ; le maximum d'ouverture est souligné par une dalle à *Knemiceras uhligi* de l'Albien supérieur basal ; le cycle s'achève par un paléosol ;

– un cycle transgressif–régressif T-R 3, exclusivement marin (partie supérieure de la « Formation de Galé ») de l'Albien supérieur–Vraconien, balayant des environnements de plate-forme interne, moyenne et externe. Le maximum d'approfondissement, à la base du Vraconien, est indiqué par des calcaires argileux à *Favusella washitensis* [17]. La limite supérieure de ce cycle coïncide avec la limite entre Albien et Cénomaniens.

## 3. L'Aptien supérieur–Albien dans la partie septentrionale du bassin

### 3.1. Composition

L'Aptien supérieur–Albien est représenté par la Formation de Figueira da Foz [5], qui repose par discordance angulaire, soit sur des unités mésozoïques affectées de paléokarsts et accompagnées de diapirs, soit – vers l'Est et le Nord – sur le socle hercynien, essentiellement composé de métasédiments et de granitoïdes. L'épaisseur maximale est de 498 m au sondage 16A-1 ; elle diminue progressivement vers le Nord et vers l'Est. Sur la bordure proximale du bassin, les dépôts sont agencés en un *onlap*, accentué par des paléoreliefs de crêtes quartzitiques ordoviciennes [4]. La limite supérieure est diachrone. Elle correspond au passage graduel à des calcaires dont la base s'échelonne du Cénomaniens inférieur terminal à Nazaré au Céno-

manien supérieur (zone à Guerangeri, [3]) pour les affleurements les plus septentrionaux et orientaux. En bordure du bassin, ces calcaires passent à des sables et lutites d'environnements paraliques.

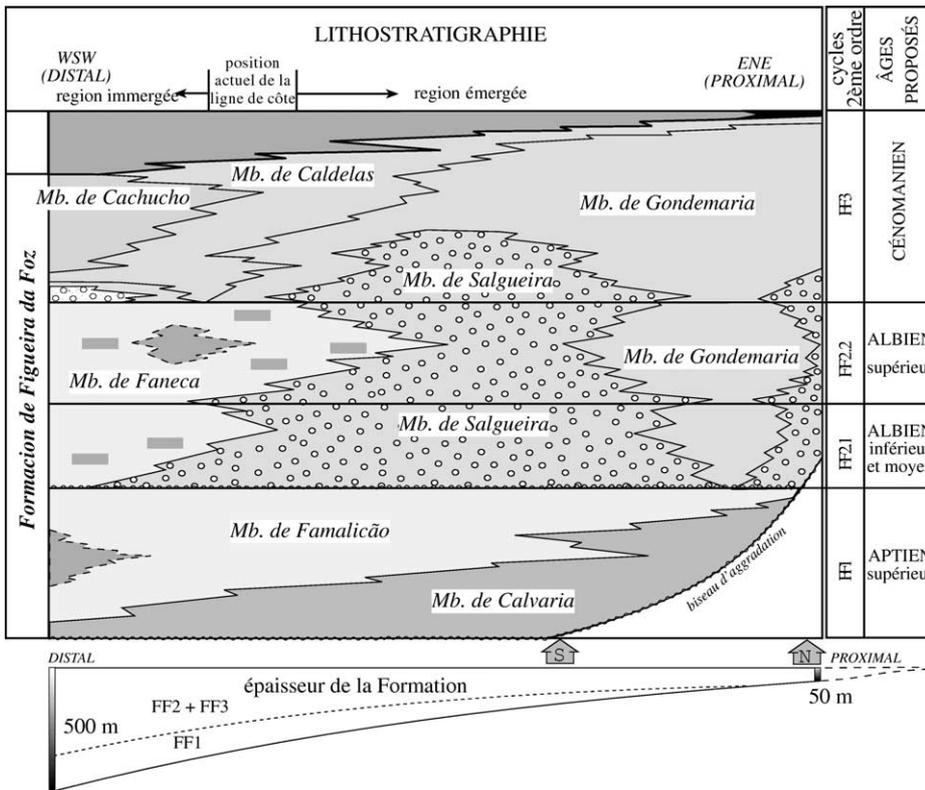
L'ensemble de la Formation de Figueira da Foz est à prédominance silico-clastique ; elle contient toutefois des intercalations carbonatées indiquant une influence marine, surtout en domaine distal (à l'Ouest) et à la partie supérieure de la formation. Les clasts essentiellement quartzeux et quartzitiques, sont immatures, avec un tri et un arrondi très faibles. La fraction sableuse est arkosique. La kaolinite prédomine dans les cortèges argileux, avec une teneur significative en illite et des smectites en proportion croissante à la partie supérieure.

L'analyse des proportions des divers lithofaciès permet de distinguer divers membres (Fig. 3). À la base, le membre de Calvaria est composé de sables et conglomérats de systèmes fluviatiles en tresses. Il passe latéralement à l'Ouest au membre de Famalicão, principalement formé de sables, lutites et calcaires, sédimentés dans des systèmes fluviatiles méandri-formes et des interchenaux lacustres et lagunaires. Le membre sus-jacent de Salgueira, conglomératique et sableux, témoigne de systèmes fluviatiles en tresses ; il passe latéralement, vers l'Est, au membre de Gondemaria, formé de sables de cours d'eau à sinuosité modérée et, vers l'Ouest, en domaine distal, au membre de Faneca composé de lutites et sables de prodelta et de delta supérieur à dominante fluviatile, intercalés dans la partie actuellement immergée du bassin de calcaires de plate-forme restreinte. Les membres de Salgueira et de Gondemaria sont relayés vers l'Ouest et dans la partie supérieure de la formation par les dépôts sableux de delta en tresses du membre de Calde-las, puis par les sédiments marins, silicoclastiques et carbonatés du membre de Cachucho.

La datation de ces unités est très problématique, en raison de la rareté et de la faible valeur chronostratigraphique des fossiles présents, essentiellement des palynomorphes continentaux [6, 7]. Ceci conduit à proposer des âges déduits en partie de corrélations séquentielles avec la partie méridionale du bassin et de calages avec les événements d'échelle supra-régionale.

### 3.2. Les cycles transgressifs–régressifs de 2<sup>e</sup> ordre

Du fait du caractère continental de la quasi-totalité des dépôts, l'identification des tendances progradantes et rétrogradantes est essentiellement fondée sur les distributions granulométriques, sur la densité et la maturité des paléooltérations et sur la présence de faciès témoignant d'influences marines ou paraliques (existence de niveaux carbonatés, de données



**Figure 3.** La formation de Figueira da Foz. Diagramme de substitution des membres, séquences de 2<sup>e</sup> ordre et âges proposés.

**Figure 3.** The Figueira da Foz Formation. Members substitution diagram, 2nd-order sequences and proposed ages.

paléontologiques ou de structures sédimentaires spécifiques dans les niveaux détritiques).

On peut reconnaître trois cycles majeurs à l’ouest du parallèle de Coimbra (Fig. 3) :

- un cycle transgressif–régressif FF1 ; la progradation initiale des systèmes fluviaux en tresses, sablo-conglomératique, du membre de Calvaria est très rapide ; elle est suivie par la rétrogradation des sables, lutites et calcaires du membre de Famalicão ;
- un cycle transgressif–régressif FF2 ; il débute avec le membre de Salgueira par la reprise de l’alimentation détritique ; dans la partie émergée du bassin s’accumulent des sédiments sablo-conglomératiques ; deux cycles de moindre importance, notés FF2.1 et FF2.2, peuvent y être distingués à partir de l’extension géographique des calcaires marins du membre de Faneca, les maximums de transgression s’exprimant par leur plus grande extension vers l’Est ;
- un cycle transgressif–régressif FF3, dont la limite inférieure est matérialisée par une progradation significative des membres de Salgueira et de Gondemaria, ce qui implique une brusque augmentation du gradient topographique ; le passage progressif de ces unités à des calcaires marins datés du Cénomaniens inférieur terminal dans la région de Nazaré plaide en faveur d’un âge Cénomaniens pour l’ensemble du cycle.

#### 4. Les corrélations séquentielles dans le Bassin lusitanien

De grandes analogies ressortent de la comparaison des dynamiques sédimentaires à l’échelle du 2<sup>e</sup> ordre entre les parties méridionale et septentrionale du Bassin lusitanien. Elles permettent de proposer les corrélations et datations suivantes (Fig. 4) :

- le cycle transgressif–régressif FF1, reconnu dans la partie inférieure de la Formation de Figueira da Foz, au Nord du bassin, pourrait être l’équivalent du cycle transgressif–régressif TR1 matérialisé par les deux premiers membres de la Formation de Rodízio, au Sud du bassin ; il serait donc d’âge Aptien supérieur–Albien inférieur pro parte ;
- le cycle transgressif–régressif FF2, exprimé au Nord du bassin par la partie médiane de la Formation de Figueira da Foz, serait l’équivalent des cycles TR2 et TR3, matérialisés par le dernier membre de la Formation de Rodízio et par la Formation de Galé au Sud du bassin (on pourrait reconnaître dans le cycle d’ordre inférieur FF2.1, au Nord, l’équivalent du cycle TR2, au Sud, et dans le cycle FF2.1 l’équivalent du cycle TR3 ; le premier s’étendrait donc de l’Albien inférieur à la base de l’Albien supérieur, tandis que le second daterait de l’Albien supérieur s.s. et du Vraconien).



Cénomaniens [20], toutes deux suivies de montées à long terme, d'une part durant l'Albien, d'autre part durant le Cénomaniens.

Les trois cycles transgressifs–régressifs de 2<sup>e</sup> ordre compris entre l'Aptien supérieur et la limite Albien–Cénomaniens, comme les discontinuités observées à la fin de l'Albien inférieur et à la base de l'Albien supérieur et qui s'expriment dans tout le bassin par des maximums de régression, seraient sous contrôle tectonique et/ou eustatique. On notera en effet que la première discontinuité est contemporaine du début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne [12] et la seconde du début de l'accrétion océanique au nord-ouest du point triple de Galice [22]. Mais, par ailleurs, ces cycles de 2<sup>e</sup> ordre ont une signification supra-régionale ; en effet, ils apparaissent aussi sur

des plates-formes réputées stables, dans les Sables verts et le Gault du bassin de Paris [19], dans le bassin de Londres et en mer du Nord [11] : le premier débute à l'Aptien supérieur (zones à Nolani et Jacobi) et s'achève à la base de l'Albien inférieur (zone à Tardefurcata) ; le deuxième couvre l'Albien supérieur non basal et l'Albien moyen ; le troisième date de l'Albien supérieur. À l'échelle du 3<sup>e</sup> ordre, de fortes analogies peuvent aussi être observées entre bassins relevant de plaques différentes : ainsi, huit cycles de 3<sup>e</sup> ordre se succèdent entre la partie sommitale de l'Albien inférieur et la fin de l'Albien, tant dans le Bassin lusitanien que dans le bassin de Paris [19]. De telles similitudes incitent à reconnaître une forte composante eustatique dans ces fluctuations.

## Références

- [1] Berthou P.Y., R. Schroeder, Découverte d'un niveau à *Simploribitolina* CIRY et RAT dans l'Albien de Guincho (région de Lisbonne, Portugal), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 288 (1979) 591–594.
- [2] Boillot G., J.-A. Malod, The North and North-West Spanish continental margin: a review, Rev. Soc. Geol. España 1 (2/3) (1988) 295–316.
- [3] Callapez P., Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal, thèse, université de Coimbra, Portugal, 1998.
- [4] Cunha P.P., R.P. Reis, Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal), Cretac. Res. 16 (1995) 155–170.
- [5] Dinis J.L., Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica, thèse, université de Coimbra, Portugal, 1998.
- [6] Dinis J.L., P. Trincão, Controlos deposicionais e biostratigrafia da base dos "grés belasianos" (Aptiano, Bacia Lusitaniana), Com. Serv. Geol. Portugal 77 (1991) 89–102.
- [7] Friis E.M., K.R. Pedersen, P.R. Crane, Early angiosperm diversification: the diversity of pollen associated with angiosperm reproductive structures in Early Cretaceous floras from Portugal, Ann. Missouri Bot. Gard. 86 (1999) 259–296.
- [8] Grötsch J., I. Billing, V. Vahrenkamp, Carbon-isotope stratigraphy in shallow-water carbonates: implication for Cretaceous black-shale deposition, Sedimentology 45 (1998) 623–634.
- [9] Hasenboelher B., Étude paléobotanique et palynologique de l'Albien et du Cénomaniens du bassin occidental portugais au sud de l'accident de Nazaré (province d'Estremadura, Portugal), thèse 3<sup>e</sup> cycle, université Paris-6, 1981.
- [10] Hiscott R.N., R.C.L. Wilson, F.M. Gradstein, V. Pujalte, J. García-Mondéjar, R.R. Boudreau, H.A. Wishart, Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic, AAPG Bull. 74 (1) (1990) 60–76.
- [11] Jacquin T., G. Rusciadelli, F. Amedro, P.-C. de Graciansky, F. Magniez-Jannin, The North Atlantic Cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive cycle in the Lower Cretaceous of Western Europe, in: P.-C. de Graciansky, M.B. Farley, T. Jacquin, P.R. Vail (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Spec. Publ. 60 (1998) chart 4.
- [12] Martín-Chilevet J., Sequence stratigraphy of mixed carbonate-siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting, Upper Cretaceous, Betic Continental margin (Spain), J. Sediment. Res. B 25 (2) (1995) 235–254.
- [13] Olivet J.-L., La cinématique de la plaque ibérique, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine Pau 20 (1) (1996) 131–195.
- [14] Pinheiro L.M., R.C.L. Wilson, R.P. Reis, R.B. Whitmarsh, A. Ribeiro, The western Iberia margin: a geophysical and geological overview, in: R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus, D.G. Masson (Eds.), Proc. ODP Sci. Results 149 (1996) 3–23.
- [15] Rey J., Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal), Mem. Serv. Geol. Portugal, N.S. 21 (1972).
- [16] Rey J., Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne, Com. Serv. Geol. Portugal 78 (2) (1992) 103–124.
- [17] Rey J., M. Bilotte, B. Peybernès, Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien d'Estremadura (Portugal), Géobios 10 (3) (1977) 369–393.
- [18] Ruffell A.H., Sea level events during the Early Cretaceous in Western Europe, Cretac. Res. 12 (1991) 527–551.
- [19] Rusciadelli G., 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 (1999).
- [20] Sahagian D., O. Pinous, A. Olfieriev, V. Zakharov, Eustatic curve for the Middle Jurassic–Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution, AAPG Bull. 80 (9) (1996) 1433–1458.
- [21] Trincão P., Esporos e pólenes do Cretácico inferior (Berriasiano-Aptiano) de Portugal: paleontologia e biostratigrafia, thèse, Universidade Nova Lisboa, Portugal, 1990.
- [22] Uchupi E., K.O. Emery, Pangean divergent margins: historical perspective, Mar. Geol. 102 (1991) 1–28.
- [23] Wilson R.C.L., R.N. Hiscott, M.G. Willis, F.M. Gradstein, The Lusitanian Basin of west-central Portugal; Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history, in: A.J. Tankard, H. Balkwill (Eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, Mem. AAPG 46 (1989) 341–361.