

LE PASSAGE JURASSIQUE-CRÉTACE
SUR LA MARGE CONTINENTALE ATLANTIQUE DE LA PÉNINSULE IBERIQUE

P.A. DUPEUBLE*, G. BOILLOT***, M. LAMBOY*, J. MALOD***, A. MAUFFRET*** et D. MOUGENOT***

* Université de Rouen, Laboratoire de Géologie, 76130 Mont-Saint-Aignan
*** Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géologie Dynamique,
4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05

Plusieurs campagnes de dragages et carottages sur l'ensemble de la marge continentale atlantique de la Péninsule ibérique, entre le canyon de Capbreton et le golfe de Cadix (principalement la mission "Hespérides 76") nous ont permis de récolter des échantillons du passage Jurassique-Crétacé en différents points (voir carte de la Campagne Hespérides 76).

Ces niveaux se présentent sous deux faciès principaux :

1. Des calcaires, le plus souvent graveleux à grands Foraminifères agglutinés (*Pseudocyclammina* gr. *parvula-muluchensis*, *P.* gr. *lituus*, *Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina virguliana*, *Anchispirocyclina lusitanica*) ou des calcaires à Algues dominantes (*Clypeina jurassica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Baccinella irregularis*, *Salpingoporella annulata*, *Permocalculus*, etc...). Les oncolites sont également fréquents ainsi que, parmi les Foraminifères, les Trocholines, Nautiloculines et Conicospirilines. Si dans certains cas il est possible de limiter à un niveau précis du Jurassique terminal ou du Crétacé basal tel ou tel échantillon, la plupart du temps on ne peut les situer que dans une période allant du Kimmeridgien supérieur au Berriasien, voire au Valanginien inférieur. Le terme "passage" Jurassique-Crétacé doit donc s'entendre ici comme représentant un tel laps de temps. Le fait essentiel est que la totalité de ces faciès, s'ils varient dans le détail, conservent une homogénéité d'ensemble et traduisent tous des conditions de dépôts néritiques peu profonds (certains d'entre eux présentant même des caractères saumâtres). Ce type de faciès, bien connu à terre en Estramadure et dans la région du Cap Saint-Vincent, a été retrouvé en mer non seulement sur le plateau continental où il prolonge les affleurements à terre, mais surtout sur la pente et les bancs marginaux (pente sud et sud-ouest portugaise, montagnes de Vigo et de Porto, haut de pente du cap Finistère et banc Le Danois).

2. Des calcaires micritiques à organismes planctoniques, en particulier des Calpionellidés (*Crassicolaria intermedia*, *Praetintinopsella* de la base du Tithonique supérieur, *Calpionella alpina*, *Crassicolaria intermedia*, *Tintinopsella carpathica-longa* du Tithonique supérieur-terminal et *Calpionella alpina*, *Tintinopsella carpathica* du Berriasien inférieur¹). Ces faciès évoquent des eaux plus profondes et en tout cas la proximité d'un domaine pélagique. Ils ont été récoltés exclusivement sur des bancs marginaux (banc Le Danois pour le premier, Ouest de la montagne de Vigo pour le deuxième et montagne de Porto pour le troisième).

Ajoutons enfin que, dans deux cas (pente sud-ouest portugaise et banc Le Danois), nous avons trouvé quelques Calpionelles dans des faciès néritiques du premier type décrit, certaines étant "piégées" dans des oncolites.

Nous pouvons donc conclure qu'à la fin du Jurassique et au tout début du Crétacé, il existait, à l'emplacement de l'actuelle marge atlantique de la Péninsule ibérique, un vaste domaine épicontinental peu profond où proliféraient en particulier les Algues, débouchant sur une mer ouverte, en communication avec la Mésogée, par où remontaient vers le Nord les Calpionellidés dont certains venaient "s'échouer" dans les eaux peu profondes du plateau.

¹ Déterminations de M. DURAND DELGA

UN EXEMPLE DE DIVERGENCE ENTRE PALÉOPENTE, PALÉOCOURANTS ET DISPERSION :
LE BUNTSANDSTEIN MOYEN DE LA BORDURE MÉRIDIONALE DU BASSIN LORRAIN

par Marc DURAND

Laboratoire de Sédimentologie - Université de Nancy I - Case Officielle 140 - 54037 NANCY CEDEX (France)
et Laboratoire associé au C.N.R.S. n° 157 : Paléogéographie et Paléobiologie Évolutive.

Il est couramment admis que les formations conglomeratiques d'origine continentale se sont mises en place dans un environnement de piémont, et qu'en conséquence :

- l'origine du matériel est à rechercher à l'amont de la paléopente régionale,
- l'orientation des paléocourants est conforme à cette paléopente, et
- cette orientation est donnée par la décroissance de la taille maximale des galets.

L'exemple présenté ici vise à montrer que cette démarche ne doit être appliquée qu'avec précautions.

Dans la partie méridionale du bassin triasique lorrain, à partir du parallèle d'Épinal, le Conglomérat principal du Buntsandstein moyen montre une décroissance de la taille maximale des galets relativement faible d'Ouest en Est, mais beaucoup plus marquée en direction du Sud, c'est-à-dire depuis le centre du bassin vers sa bordure. Cette évolution régionale, sensible tout au long des quelque 70 km séparant les premiers affleurements occidentaux des derniers lambeaux isolés sur le socle vosgien à l'Est, est relativement régulière jusqu'à la vallée de la Semouse. Au-delà, elle est assez fortement perturbée par des variations locales.

L'interprétation conjointe des paléocourants et des isopaches montre que les matériaux détritiques ont pénétré dans le bassin à l'Ouest de la zone des affleurements, et ont été déposés par un (ou des) cours d'eau de type «braided river» longeant un paléorelief, vaste mais très aplani, dont l'axe s'abaissait extrêmement lentement depuis le Morvan jusqu'en Forêt-Noire (Éperon bourguignon - Oberrheinische Hauptschwelle). Lors du dépôt du Grès vosgien, le bassin de sédimentation semble encore nettement limité au Sud. Par contre, le remplissage se poursuivant, au cours de la mise en place du Conglomérat principal, une partie du matériel s'est étalée à l'Est sur la zone axiale de l'éperon pour atteindre la bordure septentrionale du bassin franc-comtois.

L'amenuisement des galets vers la bordure du bassin de sédimentation est attribuée à la compétence réduite des branches secondaires par rapport au cours principal. Mais, dans la zone orientale, l'étalement du secteur balayé par les écoulements ne suffit pas à expliquer les anomalies de dispersion observées. Celles-ci sont liées à des irrégularités de la surface infra-triasique induites par l'érosion différentielle du substratum permien :

- Les rhyolites et les formations silicifiées du bassin du Val d'Ajol - Fougères n'ont été totalement ensevelies que par les Couches intermédiaires. A l'aval de ces paléoreliefs locaux contournés par les courants, se trouve une «zone d'ombre» où les galets sont rares et anormalement petits.

- Par contre, sur le rebord méridional de l'éperon, le bassin de Saint-Germain-lès-Lure, dont le remplissage détritique fut facilement érodé, a joué le rôle d'un drain concentrant les écoulements vers le SW. Les galets y sont nettement plus gros que de part et d'autre.

En conclusion, la mise en place d'un épandage détritique grossier ne correspond pas nécessairement au modèle de piémont, et la détermination de la paléopente ou l'étude de l'évolution géographique de la taille des galets ne peut à elle seule permettre de localiser les zones nourricières.

En domaine intracratonique stable, les bassins oblongs peuvent montrer un remplissage longitudinal mis en évidence par :

- des paléocourants sensiblement parallèles aux marges du bassin, et donc perpendiculaires à la paléopente régionale,
- une décroissance de la taille des galets plus rapide transversalement : de l'axe vers les marges, que longitudinalement : de l'amont vers l'aval du bassin.

Dans un tel contexte, la simple reconnaissance d'anomalies dans l'évolution de la taille des galets peut permettre la détection de paléoreliefs locaux : positifs («effet d'ombre») ou négatifs («effet de drain»), et même de préciser le sens des paléocourants.