

L'Eocène de la marge continentale Ouest Africaine en Casamance (Sénégal) : Biostratigraphie et Paléoenvironnement à partir des ostracodes.

Malick THIAM¹ & Raphaël SARR²

(1) Département SVT, Faculté des Sciences et Technologies de l'Éducation et de la Formation (FASTEF), Université Cheikh Anta Diop, Dakar-Fann, Sénégal.

(2) Laboratoire de Sédimentologie et Biostratigraphie, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop, Dakar-Fann, Sénégal.
E-mail : rsarr@ucad.edu.sn

Email: malick22.thiam@ucad.edu.sn

Résumé

Le bassin sédimentaire sénégalais est une partie du vaste bassin sénégal-mauritanien qui est le plus occidental et le plus étendu des bassins méso-cénozoïques de la marge atlantique africaine.

À l'Eocène, la Casamance au Sud du bassin est constituée d'une succession de dépôts chimiques et détritiques qui ont livré une microfaune de foraminifères et d'ostracodes (Monciardini, 1966; Ly, 1985; Thiam, 2014).

Les ostracodes déterminés ont permis de proposer des coupures biostratigraphiques en utilisant l'échelle de Carbonnel (1986). Deux assemblages définis ont permis de caractériser la base de l'écozone Z2 et le toit de l'écozone Z3. Ces écozones ont été corrélées aux biozones de foraminifères planctoniques.

Les pourcentages des *Buntoniina* et des *Platycopina* indiquent qu'à l'Eocène inférieur existait une mer chaude, peu profonde et bien oxygénée à l'Ouest, tandis que des eaux tempérées occupaient l'Est du bassin. L'ostracofaune subit une extinction massive au passage Eocène inférieur/Eocène moyen marqué par un réchauffement des eaux et l'instauration d'une zone d'oxygène minimum (ZOM). L'Eocène supérieur se caractérise par la baisse du niveau marin accompagnée d'une perte de la biodiversité alors que les genres *Buntonia* et *Cytherelloidea* réapparaissent dans une mer chaude.

Mots clés: Casamance, *Platycopina*, *Buntoniina*, biostratigraphie, paléoenvironnement.

Abstract

The Senegalese sedimentary basin is a part of the senegalo-mauritanian basin which is the westernmost and widest of the Mesozoic basins of the African Atlantic margin.

During the Eocene, the senegalo-mauritanian basin is formed in Casamance with a succession of chemical and detritic deposits that highlighted a microfauna of foraminifers and ostracods (Monciardini, 1966, Ly, 1985, Thiam, 2014).

The results presented in this work establish biostratigraphic zonation using ecozonation scale proposed by Carbonnel (1986). Two assemblages were highlighted with the taxa and allow us to define the base of Z2 ecozone and the top of Z3 of Carbonnel. The ostracods assemblages were correlated to planktonic foraminiferal biozones.

The percentages of *Buntoniina* and *Platycopina* indicate that in the Early Eocene exit a warm, shallow and well oxygenated sea waters in the West whereas temperate waters occupied the Eastern part of the basin. Species extinction events characterize the Early to Middle Eocene turnover marked by warming waters with high dissolved - oxygen at the Middle Eocene (Oxygen Minimum Zone). The Upper Eocene is characterized by a sea level decreasing accompanied by a loss of biodiversity but the genera belonging to the genera *Buntonia* and *Cytherelloidea* reappear in warmed sea.

Keywords: Casamance, *Platycopina*, *Buntoniina*, biostratigraphy, paleoenvironment.

1. Introduction

La région de Casamance située au Sud du Sénégal (Fig.1) est caractérisée à l'Eocène inférieur par des dépôts de calcaires, d'argiles et de marnes transgressifs sur des sédiments détritiques d'âge Paléocène (Monciardini, 1966; Ly, 1985; Thiam, 2014). Les études biostratigraphiques menées dans la région ont permis de définir des biozones de foraminifères planctoniques (Ly, 1985; Thiam, 2007 et 2014; Thiam & Sarr 2014) et des écozones d'ostracodes (Carbonnel, 1986 ; Thiam, 2007 et 2014). Cette écozonation fait l'objet d'une révision dans le cadre de ce travail compte tenu de la présence de nouveaux taxons index et est corrélée avec les biozones de foraminifères planctoniques. Par ailleurs les assemblages d'ostracodes ont permis de caractériser les paléo-températures et l'oxygénation des masses d'eau. En effet, le phénomène d'anoxie (Oceanic Anoxic Events) lié à la dissolution du dioxygène a été mis en évidence à l'époque par plusieurs auteurs (Dingle *et al.*, 1989; Dingle & Lord, 1990; Ayress *et al.*, 1997; Whatley, 1991; Whatley *et al.*, 2003). Les

ostracodes sont des organismes qui se diversifient dans les environnements marins et se répartissent suivant leurs exigences écologiques, ce qui leur permet de développer des adaptations morphologiques diverses. Ainsi les espèces du sous/ordre des *Platycopina* Sars, 1866 (genre *Cytherella* et *Cytherelloidea*) ont des adaptations anatomiques qui leur permettent de survivre dans des environnements à oxygène minimum (Dingle *et al.*, 1989; Dingle & Lord, 1990; Whatley, 1991). Leur présence traduit une faible dissolution de l'oxygène (Low Dissolved Oxygen Level) au niveau (ou juste au-dessus) de l'interface eau-sédiment (Whatley, 1990). Le signal des *Platycopina* (*Platycopids Signal Hypothesis*) fait cependant l'objet de controverses à la limite Cénomaniens/Turonien au Sud-Est de l'Angleterre où il caractériserait une oligotrophie plutôt qu'un milieu anoxique (Horne *et al.*, 2011). Dans cette étude, nous avons utilisés les pourcentages de *Platycopina* et de *Buntoniina* Apostolescu, 1961 pour reconstituer les paléoenvironnements de l'Eocène dans de cette partie de la marge ouest africaine.

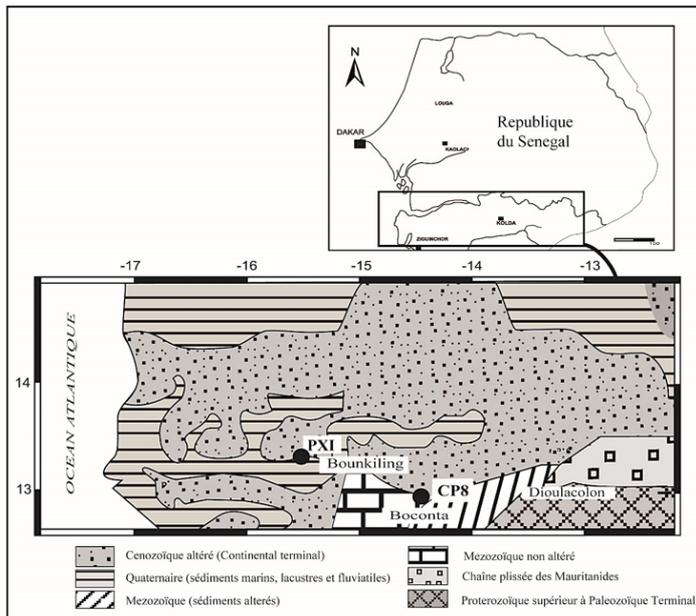


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude.

2. Stratigraphie de la région

Les résultats obtenus dans le cadre d'une étude plus large effectuée en Casamance (Thiam, 2014) ont permis de définir deux ensembles lithologiques :

- Un ensemble inférieur caractérisé par des dépôts chimiques où dominent les carbonates (Fig. 3 et 4). Il s'agit d'une succession de calcaires, de calcaires argileux et de marnes. A l'Est, les marnes et les calcaires passent à des lumachelles calcaires et à des calcaires argileux avec des intercalations de marnes peu épaisses. A Bounkiling, l'ensemble est constitué de calcaires et de marnes qui reposent sur une formation détritique argilo-sableuse datée du Paléocène supérieur (Thiam, 2014). Une forte subsidence est observée à Bounkiling où les marnes ont une épaisseur maximale (250 m).
- Un ensemble supérieur constitué de dépôts détritiques formés de sables, de sables argileux et d'argiles (Thiam, 2014) avec une épaisseur maximale des dépôts dans la zone médiane du bassin (Ly, 1985 ; Thiam, 2007 et 2014). A l'Est, les argiles reposent en discordance sur les marnes de l'ensemble lithologique inférieur.

3. Matériel et méthodes

Les échantillons de cette étude proviennent des sondages de Bounkiling (13° 02' 35"N et 15° 41' 25"W) et de Dioulacolou (12° 45' 20"N et 14° 55' 15"W) (Fig. 1). Pour chaque échantillon, un poids de 50 g de sédiments a été lavé à travers une colonne de trois tamis de mailles 250 µm, 100 µm et 63 µm. Les ostracodes ont été triés puis déterminés au stéréomicroscope. Dans chaque refus, nous avons déterminé et évalué le pourcentage de *Platycopina* afin de mettre en évidence la disponibilité de l'oxygène dans le milieu de dépôt (Jarvis *et al.*, 1988 ; Whatley, 1990). Le genre *Cytherelloidea* caractérise les eaux marines chaudes (plus de 12° C) et peu profondes (Sohn, 1962). Par ailleurs les études réalisées dans le Paléogène du Mali (Carbonnel & Monciardini, 1995) et du Sénégal (Sarr, 1995 et 1999 ; Thiam 2007 et 2014) ont montré que les espèces du genre *Buntonia* ont une diversité maximale dans des eaux chaudes et peu profondes (voisines de 20 mètres). Nous avons calculé l'indice de Shannon (HS) dans les échantillons afin d'évaluer les variations de la biodiversité des ostracodes au cours du temps. Un découpage biostratigraphique a été proposé à partir des ostracodes sur la base de l'échelle de Carbonnel (1986) (Fig.2).

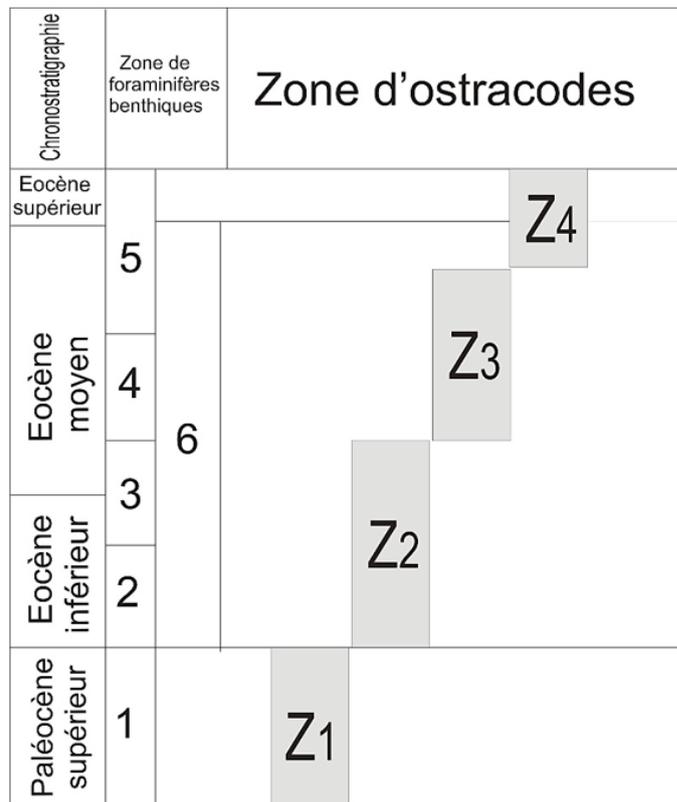


Figure 2: Echelle stratigraphique des ostracodes de la Casamance au Paléogène (Carbonnel, 1986).

4. Résultats et discussions

4.1. Biostratigraphie

- A Bounkiling, la présence du taxon index *Leguminocythereis lokossaensis* Apostolescu, 1961 à la côte 300 m associée à celles des espèces *Soudanella laciniosa triangulata* Apostolescu, 1961 et *Soudanella laciniosa laciniosa* Apostolescu, 1961 indiquent l'existence de l'écozone Z1 supérieur de Carbonnel. Par ailleurs l'apparition de *Wichmanella dubia* Carbonnel, 1986 et *Asymmetricythere semoupathei* Sarr, 2012 à 156 m mettent en évidence l'écozone Z2 entre 148 et 156 m (Fig.3) ce qui donne un âge Paléocène supérieur à Eocène inférieur. Ces résultats s'accordent avec ceux obtenus avec les foraminifères planctoniques (Thiam, 2014). L'espèce *Asymmetricythere semoupathei* marque au Sénégal occidental les biozones de foraminifères planctoniques E7 à E11 correspondant à l'Eocène inférieur à moyen (Sarr, 2013).

- A Dioulacolou, la première apparition d'*Asymmetricythere tertia* Carbonnel, 1989 à la côte 70,81 m marque le toit de l'écozone Z3 de Carbonnel. L'écozone Z3 a été mise en évidence par la présence des espèces index *Asymmetricythere cinqua* Carbonnel, 1989 et *Poularia koldaensis* Carbonnel, 1986 et détermine ainsi un âge Eocène inférieur à moyen. Dans cet intervalle on retrouve d'autres espèces caractéristiques comme *Eocytheropteron devius* Apostolescu, 1961, *Paijenborchella ijuensis* Reyment, 1957, *Loxoconcha nigeriensis* Reyment, 1963 et *Asymmetricythere semoupathei* (Fig.4). La disparition d'*Asymmetricythere cinqua* à 46,83 m marque la base de l'écozone Z4 de l'Eocène moyen.

type mésobathyal suivi d'un épisode néritique (Thiam & Sarr, 2014). La transgression suivante crée un environnement mésobathyal à suprabathyal. Ce cycle est corrélé aux variations eustatiques mises en évidence en Californie, en Libye et sur la côte Nord-Est des USA (New Jersey) par différents auteurs (Vail *et al.*, 1977 ; Watts et Steckler, 1979). La diversification des ostracodes présente des pics de 2,25. Le pourcentage de Buntoniina augmente de 40 à 90% avec un maximum à la limite Eocène inférieur/Eocène moyen; mais il est faible à l'Est où il n'avoisine que 20 % (Fig. 6 et 7). On remarque que les Buntoniina et les Platycopina présentent des pics différenciés à la base (40%) et au sommet de l'Eocène inférieur (50 %). Ces pourcentages sont moins importants à l'Est (≤ 16 %) à l'exception d'un maximum (± 30 %) des Platycopina durant la période post-Eocène inférieur. Les proportions de Buntoniina et de *Cytherelloidea* permettent de déduire qu'il existait à l'Ouest une mer chaude et peu profonde (Van Morkhoven, 1986 ; Whatley, 1990). A l'est par contre, leurs pourcentages sont presque nuls, excepté le pic de Buntoniina (60 %) à la base de l'Eocène inférieur. On en déduit que la température des eaux diminue en direction de l'Est alors que les profondeurs augmentent. Le milieu reste fondamentalement anoxique compte tenu du signal des Platycopina; cependant la ZOM disparaît à l'est. L'anoxie est liée à une faible dissolution de l'oxygène (Low Dissolved Oxygen Level) au niveau (ou juste au-dessus) de l'interface eau-sédiment (Whatley, 1990).

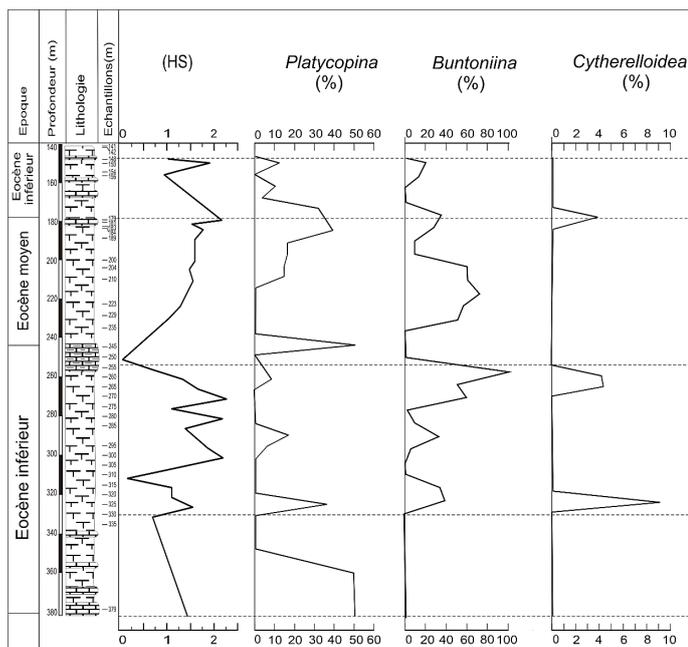


Figure 6 : Variations de la biodiversité et des assemblages de Platycopina (Cytherelloidea et Buntoniina) à Bounkiling.

4.3.2. Eocène moyen

La transition Eocène inférieur/Eocène moyen est marquée à l'ouest par la disparition des espèces de l'Association 2 (Fig.3 et Fig. 5). A l'est, les genres *Jubatocythere*, *Bairdopillata*, et *Bythocypris* de l'Association 2 subsistent (Fig. 4, Fig. 5). Ces espèces sont caractéristiques des eaux profondes (Sohn, 1962) alors que les genres *Loxoconcha* et *Xestoleberis* de l'Association 1 sont typiques d'un milieu néritique peu profond avec des prairies sous-marines. Vers l'ouest la base de l'Eocène moyen est marquée par une régression caractérisée par une perte de la biodiversité des foraminifères (Thiam, 2014 ; Thiam & Sarr, 2014)

au cours de laquelle le pourcentage de Platycopina reste faible alors que les Buntoniina s'enrichissent (60 %). Cependant on remarque que les *Cytherelloidea* sont quasiment absents (Fig.6). Au sommet de l'Eocène moyen, les Platycopina atteignent 25 à 35 %, les *Cytherelloidea* 3 % et des Buntoniina 20% au toit des marnes (180 m). Donc à l'Eocène moyen le bassin est de type plate-forme interne à moyenne où circulent des eaux chaudes peu profondes et bien oxygénées dans lesquelles prolifèrent les Buntoniina, mais qui est peu favorable aux *Cytherelloidea* et aux Platycopina (Fig.6 et Fig.7). Ces derniers se diversifient par la suite avec un maximum à la limite Eocène moyen/ Eocène supérieur. Cela indique un appauvrissement du milieu en oxygène plus favorable au développement des *Cytherelloidea* mais pas aux *Buntoniina* dont le pourcentage diminue (Fig.6 et Fig. 7). Ce pic de Platycopina traduit l'existence d'une zone d'oxygène minimum (ZOM) qui s'installe dans le du bassin au sommet de l'Eocène moyen. L'origine de l'anoxie s'explique par l'isolement de la partie occidentale par des seuils alors qu'à l'ouest elle serait surtout liée à la productivité (Thiam, 2014). La mise en évidence d'une telle zone anoxique en Casamance à partir des ostracodes confirme les résultats antérieurs (Thiam, 2014 ; Thiam & Sarr, 2014) obtenus à partir des associations de foraminifères benthiques.

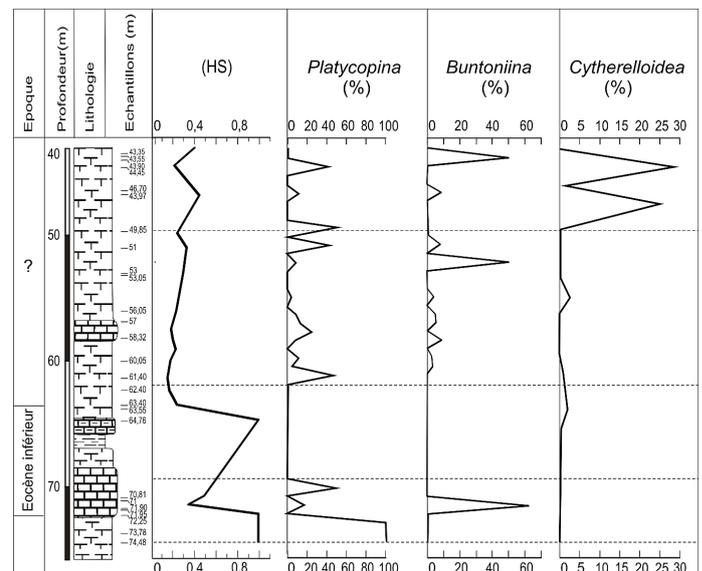


Figure 7 : Variations de la biodiversité et des assemblages de Platycopina (Cytherelloidea et Buntoniina) à Dioulacolon.

4.3.3. Eocène supérieur

L'Eocène supérieur reconnu à Bounkiling (Fig. 3) est caractérisé par une réduction du pourcentage de Buntoniina (≤ 20 %) et des Platycopina qui passent de 40 % à 10 % (Fig. 6). Ces réductions indiquent un accroissement de la bathymétrie liée à l'arrivée des eaux chaudes qui débute au sommet de l'Eocène moyen (Thiam, 2014) et une baisse de la température des eaux qui s'enrichissent en oxygène. Le passage Eocène moyen / Eocène supérieur est marqué par une diminution de l'indice de Shannon ce qui traduit une perte de la biodiversité des assemblages liée à l'arrivée d'eaux froides dans le bassin (Thiam, 2014). Le bassin est de type plate-forme moyenne soumise aux influences du large.

5. Conclusion

Cette étude a montré que l'échelle de Carbonnel s'applique bien à biozonation de l'Eocène de Casamance. Cependant les espèces de l'assemblage 1 que nous avons définis ont mis en

évidence leur apport dans la précision des limites des écozones Z2 et Z3 à l'Ouest du bassin. Par contre, les résultats obtenus à l'Est confirment le découpage proposé par Carbonnel (1986) pour l'Eocène.

Le bassin correspond à une plate-forme interne à littorale à l'Eocène inférieur avec une sédimentation dans des eaux chaudes à tempérées. Les ostracodes se diversifient dans un environnement oxygéné. La transition Eocène inférieur/Eocène moyen est marquée par le passage d'une plate-forme littorale à une plate-forme moyenne avec un changement de faciès caractérisé par le dépôt d'un banc calcaire marneux, en milieu anoxique. Plusieurs espèces des genres *Loxoconcha*, *Paracosta*, *Leguminocythereis* et *Buntonia* s'adaptent difficilement dans ces eaux et disparaissent.

À l'Eocène moyen, le milieu de dépôt de type plate-forme interne à moyenne, s'enrichi en dioxygène favorisant la diversification des Buntoniina. Ces derniers résistent difficilement au déficit d'oxygène contrairement aux *Cytherelloidea* qui réapparaissent dans le bassin. À l'Eocène supérieur les influences du large installent une plate-forme moyenne marquée par une réoxygénation à laquelle subsistent peu de Platycopina et de Buntonia. En effet deux pics de Platycopina (événement OAEs) se dégagent, l'un à la limite Eocène inférieur/Eocène moyen et le second moins prononcé entre le sommet de l'Eocène moyen et la base de l'Eocène supérieur.

Remerciements

Nous remercions l'Institut für Geowissenschaftler de l'Université Eberhards Karls de Tübingen où les analyses micropaléontologiques ont été faites ainsi que l'Agence Allemande d'Echanges Universitaires (DAAD) pour son appui financier.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Ayress, M., Neil, H., Passlov, V. & Swanson R. 1997. Benthonic ostracods and deep water masses: a quantitative comparison of Southwest Pacific, Southern and Atlantic Oceans. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 131 : 287-302.

Carbonnel, G. 1986. Ostracodes tertiaires (Paléogène à Néogène) du bassin sénégal-guinéen. *Documents BRGM*, Orléans, 101: 33-201.

Carbonnel, G. & Monciardini, C. 1995. Ostracodes paléogènes au débouché de la mer transsaharienne (Mali-Niger). *Document du Centre des Sciences de la Terre*, Lyon I, 138 : 93-95.

Carbonnel, G. 1989. Les ostracodes saumâtres des lignites de l'Eocène inférieur au Sénégal : point de convergence des flux migratoires. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, Frankfurt am Main, 113: 89-95.

Dingle, R.V., Lord, A.R. & Boomer, I.D. 1989. Ostracod faunas and water masses across the continental margin of Southwestern Africa. *Marine Geology*, 87: 323-328.

Dingle, R.V., & Lord, A. R. 1990. Benthic ostracods and deep water masses in the Atlantic Ocean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 80:213-235.

Home, D.J., Brandao, S.N., Slipper, I.J. 2011. The Platycopid Signal deciphered: Responses of ostracod taxa to environmental change during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Late Cretaceous) in SE England. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 30, 304-312.

Jarvis, I.G.A., Carson, M., Cooper, M.K. 1988. Microfossils

assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous Ocean Anoxic Events) *Research*, 9: 3-103.

Ly, A. 1985. Le Tertiaire de Casamance (Sénégal) : Biostratigraphie (Foraminifères) et

Sédimentologie d'après les données de subsurface. Thèse, Univ. Aix-Marseille III : 1-215.

Monciardini, C., 1966. La sédimentation éocène du Sénégal. *Mémoire Bureau Recherches Géologiques. Minières.*, Paris, 43 : 1-65.

Sarr, R. 1995. Etude biostratigraphique et paléoenvironnementale des séries d'âge Crétacé terminal à Eocène moyen du Sénégal occidental. Systématique et migration des ostracodes. Thèse Doctorat d'Etat ès Sciences, Université Cheikh Anta Diop de Dakar : 1-406.

Sarr, R. 1999. Le Paléogène de la région de Mbour-Joal (Sénégal occidental) : biostratigraphie, étude systématique des ostracodes, paléoenvironnement. *Revue de Paléobiologie*, Genève, 18(1): 1-29.

Sohn, I.G. 1962. The ostracods genus *Cytherelloidea* as possible indicator of paleotemperature. *Short paper in Geology, Hydrogeology and Topography*, Washington, 120-179 (162): 144-146.

Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren W.A., Edwards A.S. 1986. Cenozoic Cosmopolitan Deep-water Benthic Foraminifera. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*. Mémoire 11 :1- 421.

Thiam, M. 2007. Le Paléogène dans la partie méridionale du bassin sénégal-mauritanien (Haute Casamance). Mémoire DEA, Université Cheikh Anta Diop Dakar: 1-80.

Thiam, M. 2014. Etudes biostratigraphiques et paléoenvironnementales du Cénozoïque de la marge continentale ouest africaine en Casamance (Sénégal) d'après les ostracodes et les foraminifères. Thèse Unique Université Cheikh Anta Diop Dakar : 1-208 (inédit).

Thiam, M. & Sarr R. 2014. Etude des paléoenvironnements du Paléocène au Miocène du bassin sédimentaire sénégalais (Casamance, Afrique de l'Ouest) par analyse factorielle des populations de foraminifères benthiques. *Revue de Paléobiologie*, Genève, 33 (1) :143-157.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., & Thompson, J.R. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, 26 (4): 83-91.

Watts, A.B. & Steckler, M.S. 1979. Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America. In Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing Ser.* 3:218-234.

Whatley, R.C. 1990. Ostracods and global events. In R. Whatley & C. Maybury (Eds.), *Ostracoda and Global Events* Chapman Hall: 3-2.

Whatley, R.C. 1991 The Platycopid Signal: a means of deflecting kenoxic events using Ostracoda. *Journal of Micropaleontology* 10 (2): 181-185.

Whatley, R.C., Pyne, R.S., Wilkinson, I.P. 2003 .Ostracoda and paleo-oxygen levels with particular reference to the Upper Cretaceous of East Anglia. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 194, 355-386.