

Les terrains paléozoïques et mésozoïques du bassin côtier togolais : Stratigraphie et Paléogéographie

Pauline Y. D. Da Costa^{1*}, Ampah K. C. Johnson¹ and Pascal Affaton²

¹ Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Lomé, B.P.1515 Lomé, Togo.

² CEREGE, CNRS-UMR 6635, Université Aix-Marseille III, B.P.80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France.

*Auteur correspondant: dzycosta@yahoo.fr, ydacosta@univ-lome.tg

Accepted 17 December 2013

Résumé

Le bassin côtier togolais fait partie d'un ensemble de bassins situés sur la marge atlantique ouest-africaine formés à la suite de la séparation des plaques africaine et sud-américaine au cours du Crétacé inférieur. L'histoire stratigraphique et paléogéographique de ce bassin entre le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque a été précisée grâce à des données sismiques, lithologiques, structurales, sédimentologiques et micropaléontologiques. Les matériaux étudiés dans le cadre de ce travail proviennent des forages exécutés dans les parties émergées et immergées du bassin et de dépôts affleurant sur la bordure septentrionale du bassin. L'ensemble des formations étudiées est composé de sables, grès et argilites, sauf dans la partie émergée du bassin où l'on note une composante grés-carbonatée riche en kaolinite, faite de calcaires, marnes et siltites calcaires. Les études micropaléontologiques, axées sur la microfaune et de la microflore, ont conduit à la mise en évidence dans la partie immergée de ce bassin du Dévonien et du Crétacé. En l'état actuel de nos connaissances, seul le Crétacé terminal (Campanien-Maastrichtien) a été caractérisé dans la partie émergée du bassin où il correspond aux dépôts initiaux discordants sur un substratum d'âge Panafricain. Cette étude met en évidence une sédimentation marine hésitante à la fin du Paléozoïque. Après une lacune des dépôts du Trias et du Jurassique, la sédimentation devient effective avec l'ouverture marine pendant le Mésozoïque. Le Crétacé inférieur est caractérisé par le dépôt de sédiments détritiques en milieu continental et le Crétacé supérieur, par des dépôts marins mis en place à la suite d'un cycle transgressif. C'est au cours de la phase transgressive ce cycle que se sont mis en place, sur le socle panafricain, les premiers dépôts de la partie émergée. La régression observée au cours de cette période a été suivie par une émergence matérialisée par une surface de discontinuité correspondant à la limite Crétacé-Tertiaire.

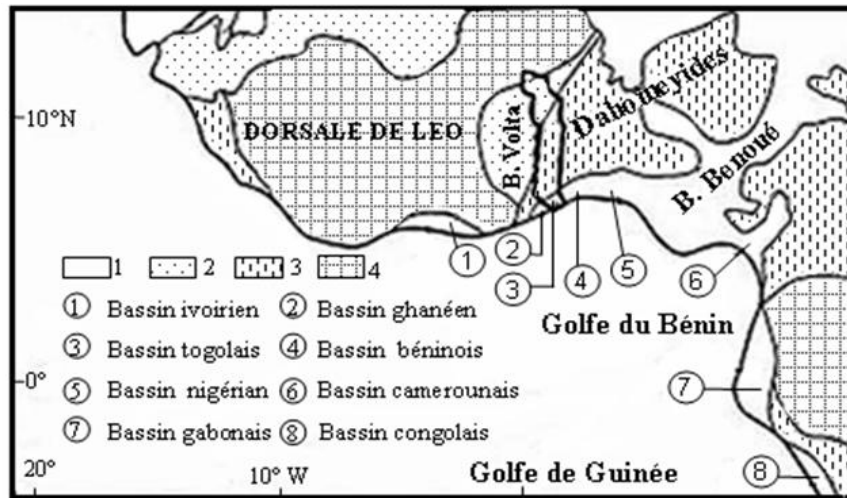
Motsclés : Bassin côtier, Togo, Stratigraphie, Sédimentologie, Paléozoïque, Mésozoïque, Foraminifères, Nannofossiles, Palynomorphes

INTRODUCTION

La genèse et l'évolution des bassins du Golfe de Guinée s'inscrit dans le cadre de l'ouverture de l'Océan Atlantique, suite au phénomène de la dérive continentale et de la séparation des continents africain et américain au cours du Crétacé inférieur (Le Pichon et Hayes, 1971 ; Larson and Ladd, 1973 ; van Andel *et al.*, 1977 ; Rabinowitz et LaBreque, 1979 ; Mascle, 1976 ; Bellion, 1983, 1991 ; Mascle *et al.*, 1986 ; Blarez *et al.*, 1987 ; Popoff, 1988 ; Sougy, 1988 ; Benkheilil *et al.*, 1989 ; Pletsch, 2001). L'évolution géologique de la marge guinéenne est régie par une activité tectonique profonde depuis le début de la dislocation du Gondwana au Paléozoïque.

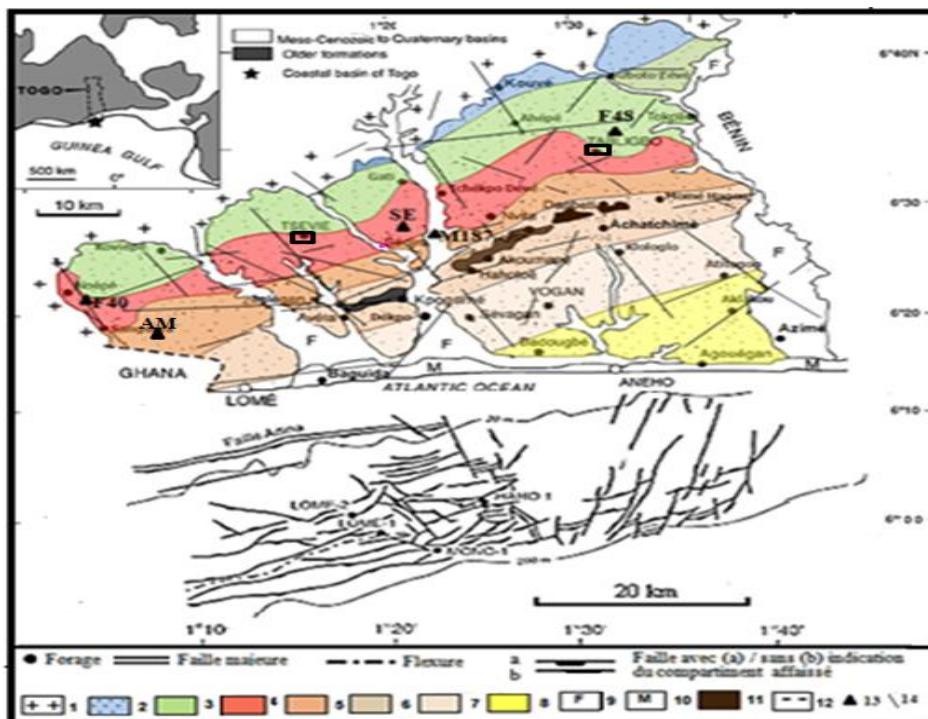
Le bassin côtier du Togo (figure 1) est une portion du grand bassin sédimentaire du Golfe de Guinée (Afrique de l'Ouest) qui s'étend depuis le SE du Ghana, jusqu'au Cameroun. Il est limité par les latitudes 6°N au Nord et 6°30'N au

Sud, et par les parallèles 1°E à l'est et 1°50'E à l'ouest. Il comprend une partie immergée (offshore) très profonde, située au large de la côte atlantique togolaise et une partie émergée (onshore) d'environ 3300 km² qui se prolonge dans



- 1- Bassins méso-cénozoïques à quaternaires
- 2- Bassins néoprotérozoïques à paléozoïques
- 3- Chaînes panafricaines (750-450Ma) et/ou kibarïennes (1200-800 Ma)
- 4- Cratons archéens ou paléoprotérozoïques

Figure 1. localisation du bassin togolais dans les grands ensembles géologiques (Latouche et Fabre, 2005; Da Costa et al., 2006; adaptée)



1- Socle panafricain; 2 - Continental terminal; 3 - Maastrichtien; 4 - Paléocène; 5 - Eocène inférieur; 6 - Eocène moyen-Lutétien; 7 - Eocène moyen-Bartonien; 8 - Oligo-Miocène; 9 - Formations fluviales; 10 - Formation laguno-marine et cordons littoraux; 11 - Gisement de phosphate exploité; 12 - Limite incertaine; 13 - Forage étudié; 14 - Faille Carrière.

Figure 2. Carte géologique simplifiée du bassin côtier togolais montrant la localisation des sondages étudiés. (Monciardini *et al.*, 1986, et Getty Oil International, 1983 pour la partie immergée, adaptée).

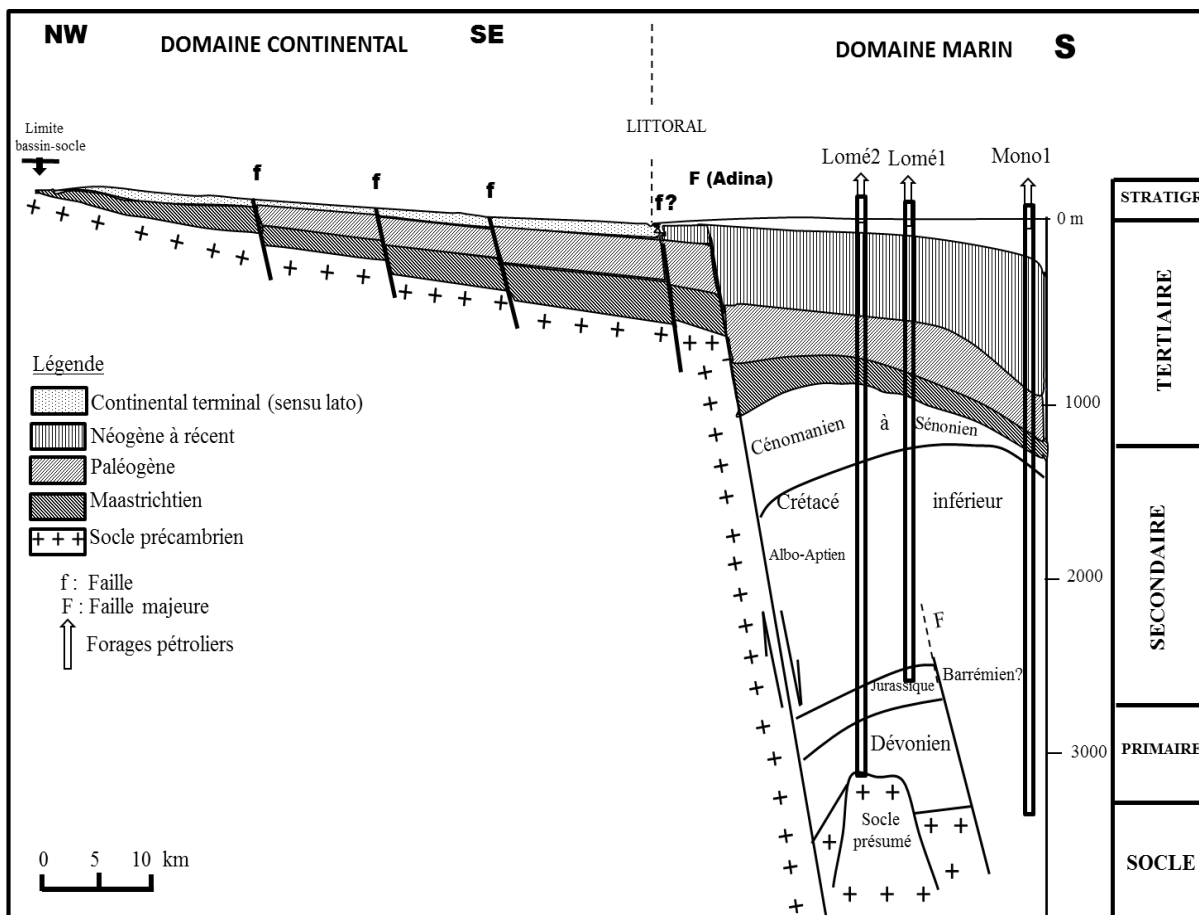


Figure 3. Coupe géologique synthétique N-S du bassin côtier togolais (partie émergée et immergée ; Monciardini *et al.*, 1986: adaptée)

l'océan Atlantique en une plate-forme peu étendue. La colonne lithologique de la partie immergée a été connue grâce aux travaux de Getty Oil International (1983). La série est épaisse d'environ 4000 m et comprend des terrains paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques (figure 2, 3). La stratigraphie la plus complète est obtenue dans le compartiment affaissé d'une faille côtière, la faille Adina (figure 2, 3). Dans la partie émergée, de nombreux travaux réalisés [Slansky, 1962 ; Monciardini *et al.*, 1986 ; Sylvain *et al.*, 1986 ; Johnson, 1987 ; Yotouroufey, 1990 ; Da Costa, 1992 ; Da Costa *et al.*, 1996 ; Johnson *et al.*, 2000 ; Da Costa, 2005] mettent en évidence une série sédimentaire méso-cénozoïque dont l'épaisseur avoisine 600 m en forages. Elle repose en discordance fondamentale sur un substratum panafricain métamorphisé, représenté par les unités internes de la chaîne des Dahomeyides (Affaton, 1987). Ce socle affleure au Nord sous forme d'une pénéplaine orientée NW – SE. La série comprend deux ensembles discordants : un ensemble inférieur marin d'âge Crétacé supérieur-Miocène inférieur et un ensemble supérieur constitué de dépôts continentaux d'âge Miocène -Pliocène à Quaternaire.

Ce présent travail est une synthèse des travaux stratigraphiques et paléogéographiques de l'ensemble des parties immergées (bassin offshore) et émergée (bassin terrestre) du bassin togolais. Les données de la partie immergée proviennent de forages profonds étudiés par Getty Oil International (1985) dans le cadre de la recherche pétrolière au Togo. Celles de la partie terrestre proviennent de la carrière d'exploitation des calcaires de Tabligbo et de plusieurs forages exécutés dans le cadre de projets hydrogéologiques et de recherches minières (Monciardini *et al.*, 1986 ; Johnson, 1987 ; Da Costa *et al.*, 2009 ; Da Costa, 2005). Cinq de ces forages (F40, SE, AM, M187 et F48 ; figure 2) situés sur la bordure nord du bassin ont été étudiés en détails par Da Costa (2005) dans le cadre de sa thèse. Nos travaux de terrains réalisés sur la bordure nord du bassin notamment à Tsévié, Kévé, Gboto Zévé et Togodo en 2010 ont permis de faire de nouvelles observations lithostratigraphiques et de discuter de l'âge des premiers dépôts de la partie émergée du bassin. L'analyse de l'ensemble des données (lithostratigraphiques, paléontologiques, sédimentologiques, géophysiques et structurales) obtenues permet de proposer une reconstitution de l'histoire du bassin togolais entre le Paléozoïque et le Mésozoïque en relation avec l'évolution de l'océan Atlantique central. Les résultats de ce travail pourront être utilisés dans les comparaisons avec les autres bassins de la marge guinéenne.

Synthèse stratigraphique

Dans le cadre de la recherche pétrolière dans le bassin côtier togolais (Getty Oil International, 1983-1985), des travaux géophysiques, lithostratigraphiques et micropaléontologiques ont été réalisés en particulier grâce aux forages profonds exécutés en mer (forages Lomé 1, Lomé 2, Mono1 et Haho1 ; figure 2). L'étude micropaléontologique détaillée a été effectuée sur les échantillons du forage Mono1 par Flett, Matthews et Peart (*in* Getty Oil International, 1985). Ces travaux ont permis d'établir l'échelle stratigraphique de la partie immergée de ce bassin et d'en définir le cadre structural (figure 3). Les études structurales y démontrent la présence de grandes failles parallèles à la côte, comme la faille Adina. La stratigraphie la plus a été dans le compartiment affaissé de cette faille où ont été identifiés les terrains d'âge Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque.

Les terrains paléozoïques sont représentés par le Dévonien seul. Des formations d'âge compris entre le Carbonifère et le Jurassique y sont absentes. Ainsi, la série mésozoïque rencontrée dans ces forages est représentée essentiellement par des formations crétacées discordantes sur le Dévonien. De nombreuses lacunes sédimentaires et discordances de ravinement caractérisent l'ensemble de ces formations crétacées (figure 4 et 5). Les formations d'âge crétacé terminal représentent le Mésozoïque dans la partie émergée du bassin togolais où seuls le Campanien et le Maastrichtien y sont caractérisés (Da Costa, 2005).

Paléozoïque

Le Paléozoïque de la partie immergée du bassin côtier togolais n'est représenté que par des formations rapportées au Dévonien supérieur. La plus vieille formation reconnue dans ce bassin date du Dévonien supérieur (figures 3, 4 et 5). Elle repose en discordance fondamentale sur un substratum panafricain intensément métamorphisé ou granitisé. Cette formation, puissante de 485 m (forage Lomé 2), comprend des grès grossiers blancs, à intercalations de grès fins bruns, passant vers le haut à des grès fins blanchâtres comportant des intercalations de siltites et d'argilites gris foncé à noires. Cette formation, apparemment azoïque, n'a pas été datée avec précision. Elle a été corrélée avec la formation de Takoradi du bassin de Kéta au Ghana (Sekondian Group) qui a livré une association de microfossiles composée de Chitinozoaires, Acritarches, Leiosphérides, Tasmanites, Scolécodontes et spores (Kogbé and Me'hes, 1986).

Il est à noter que dans les bassins côtiers de Côte d'Ivoire et de Ghana (Kéta et Salt Pond), les grès du Dévonien constituent des réservoirs d'hydrocarbures. Par contre, les indices d'hydrocarbures du bassin côtier togolais sont localisés dans les formations crétacées, précisément à 1493 m dans le Forage Lomé 1, entre 2530-2895 m dans le Forage Lomé 2, et à 1585 m dans le Forage Haho 1. Aucune hypothèse n'est exclue au sujet de l'origine de ces indices. On peut donc penser à la possibilité de migration des hydrocarbures dévoniens vers des formations crétacées.

Mésozoïque : Crétacé

Le Crétacé inférieur

La séquence est puissante d'environ 2000 m et constitue de dépôts détritiques de teinte rougeâtre. La rareté de la microfaune dans ces dépôts rend difficile leur datation. Cependant, l'étude des associations de pollens a permis d'y reconnaître un Néocomien, un Barrémien et un Aptien inférieur (figure 5).

a) **Le Néocomien** - Les dépôts attribués au Néocomien avoisine 350 m (forage Lomé 2) et sont discordants sur la formation dévonienne. Ils comprennent des grès azoïques variés, rougeâtres et des argilites lacustres. Ces argilites renferment des hydrocarbures avec un TOC (carbone organique total) compris entre 1 et 2 %. Selon Getty Oil International (1983), l'attribution de ces grès azoïques au Néocomien reste hypothétique. Il est donc possible qu'ils soient *pro-parte* barrémien inférieur.

b) **Le Barrémien** - La série barrémienne correspond à une séquence d'environ 2000 m d'épaisseur et subdivisée en neuf unités lithologiques discordantes. (figures 4, 5).

Elle est constituée de sables, grès blancs fins à grossiers, charbons et argilites silteuses riches en mica et de teinte variée. La série est pauvre en microfossiles. Elle comprend à la base des écailles de poissons, des coquilles de mollusques et des ostracodes constitués essentiellement de *Cypridea hollensis* Grosdidier. La microflore rencontrée dans ces dépôts est riche en espèces ; elle comprend *Aequitriadites spinulosus*, *E. barghoornii* groupe, *Exesipollenites tumulus*, *Callialasporites dampieri*, *Inaperturopollenites crispolensis*, *Classopollis* spp., *Ephedripites* spp., *Araucariacites* spp., *Alisporites* sp., *Cycadopites* spp., et *Cicatricosisporites* spp. Les dinokystes sont représentés par *Xiphophoridium alatum*, *Luxadinium propatum*, *Canningia minor*, *Canningia* sp., *Exochosphaeridium* sp. et *Cleistosphaeridium* spp.

Ces espèces sont caractéristiques des biozones CV-CVI (Doyle *et al.*, 1977, 1982).

c) **L'Aptien** - Il est représenté par une séquence d'environ 110 m et comprend des grès, sables et argilites. Aucun fossile n'a été signalé dans ces dépôts qui seraient probablement des faciès de milieu marin marginal.

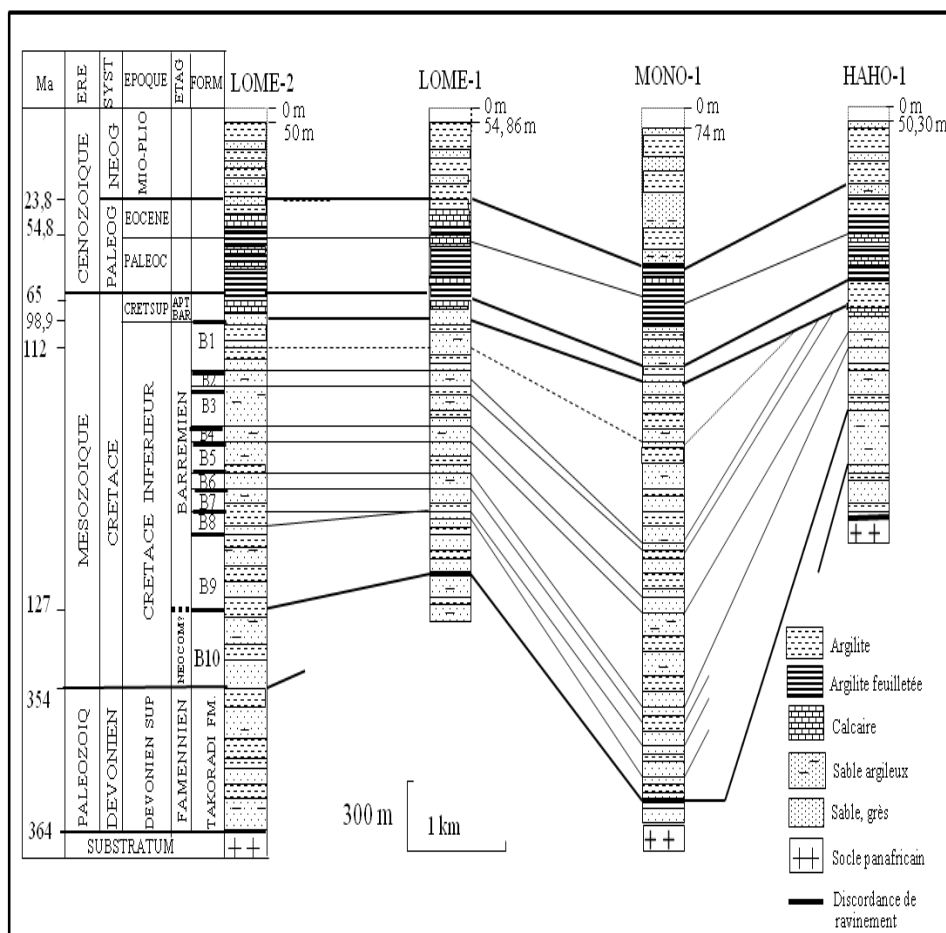


Figure 4. Corrélation lithostratigraphique entre les forages étudiés dans la partie immergée du bassin côtier togolais (Monciardini *et al.*, 1986; adaptée)

Le Crétacé supérieur

Toute la série crétacée est reconnue dans la partie immergée de ce bassin. (figures 4 et 5) où l'épaisseur des dépôts avoisine 255 m (forage Mono1). Les données biostratigraphiques mettent en évidence un Cénomaniens, un Campanien et un Maastrichtien. Les étages Turonien, Coniacien et Santonien n'ont été pas signalés.

a) Turonien-Santonien

Les dépôts correspondants aux étages Turonien, Coniacien et Santonien n'ont pas été signalés dans le bassin togolais. Par contre, il a été signalés dans les bassins du Nigéria (Formation d'Abeokuta ; Billman, 1976) et du Cameroun. Le Coniacien et le Santonien ont été signalé dans les autres bassins sauf au Bénin.

Nos récents travaux de terrain effectués sur la bordure nord du bassin (Gbotu Zévé, Togodo Tsévié et Kévé ; figure 2) montre une formation gréseuse (d'environ 30 cm d'épaisseur) reposant en discordance sur le socle. Cette formation est constituée de grès fins et de grès conglomératiques siliceux ou ferrugineux, azoïques, de couleur variée et parfois cuirassés (figure 6).

Le fait qu'ils reposent sur le socle indique qu'il s'agit probablement des premiers dépôts de la partie émergée du bassin. L'absence de fossiles dans ces dépôts ne permet pas de les dater. En attendant d'autres recherches ultérieures nous pouvons les corrélés avec les premiers dépôts du bassin du Bénin dénommés "Turonian Sandstones". Ces derniers ayant livré une association pollinique ne contenant aucun genre significatif (Kogbe and Meh'és, 1986).

ERE	SYST.	ETAGES	FORMAT	LITHOL	EPAIS (m) FORAGE	LITHOLOGIE	PALYNOMORPHES (GETTY OIL, 1983)	FORAM BENTHIQUES / OSTRACODES	ENVIRON	EVOLUT GEODYN			
MESOZOIQUE	CRETACE	MAASTR	SUP		114 MONO 1	Argilites feuilletées noires carbonatées et à glauconie, dolomite jaune orangé.	<i>Dinogymnium acuminatum</i> <i>Palaeocystodinium golzwense</i> <i>Palaeocystodinium stockmans</i> <i>Spiniferites ramosus</i> <i>Ceratopsis granulostrata</i>	<i>Praebulimina banti</i> <i>Orthokarst. cratacea</i> <i>Bathysiphon arenacea</i> <i>Reophax globosus</i>	Pl-forme exteme	STADE POST-RIFT			
			INF										
		CAMP INF			30,50 MONO 1	Argilites carbonatées à glauconie		<i>Siphonogonoides trammellei</i> <i>Atrabulimina affra</i>		Marin marginal	STADE RIFT		
		APTIEN INF - BARREMIEN	LACUNE TUR / CON / SAN	110 MONO 1	Sables grossiers		<i>Palaeocystodinium stockmansii</i> <i>Paustrialinum gabonense</i> <i>Xiphophoridium alatum</i>						
		CRETACE	CRETACE	BARREMIEN	B1		442 MONO 1	Alternance de sables, grès blancs fins à grossiers, argilites silteuses riches en mica et charbon	<i>Alisporites sp.</i> <i>Aequitriadites spinulosus</i> <i>Classopollis spp.</i> <i>Ephedripites spp.</i> <i>Ephedripites barghoornii</i> <i>Exesipollenites tumulus</i> <i>Callialasporites dampieri</i> <i>Inaperturopollenites crisp</i> <i>Araucariacites spp.</i> <i>Cycadopites spp.</i> <i>Cicatricosisporites spp.</i>	<i>Cypridea hollensis</i> (Ostracode)	Fluviale à marin marginal	STADE RIFT	
					B2		46 MONO 1						
					B3		32 MONO 1						
					B4		91,50 MONO 1						
					B5		381 MONO 1						
					B6		67 LOME 2						
B7					79 LOME 2								
B8					91,50 MONO 1								
B9					299 LOME 2	Grès azoïques rougeâtres et argilites							Fluviale
B10					344 LOME 2								
TRIAS	NEOCOMIEN					Grès grossiers blancs, grès fins bruns à blanchâtres Siltites, argilites gris à noires			Marin saumâtre à lagunaire	STADE PRE-RIFT			
DEVON	FAMMIEN		TAKORADI FM.		485 LOME 2								
Socle PANFRICAÏN						TOTAL: 4302,50 m							

/// Lacune --- Discordance

Figure 5. Synthèse stratigraphique de la partie émergée du bassin togolais (Getty Oil International, 1983, adaptée).



A: Socle panafricain (gneiss altérés); B: Grès fins ferrugineux; C : Grès conglomératique ferrugineux; D : Grès conglomératique siliceux.

Figure 6. Différents faciès de grès de bordure (d'âge probablement Turonien) discordants sur le socle panafricain altéré (Nord de Tsévié; figure 2)

b) Le Cénomanién

Les sédiments cénomaniens sont peu épais (environ 30 m) et reposent en discordance de ravinement sur les dépôts aptiens. Ils sont constitués de sables grossiers pauvres en fossiles. Les foraminifères y sont absents. On y distingue de rares dinokystes et pollens dont *Classopolis brasiliensis*, *Spiniferites ramosus* et *Florentina sp.*

c) Le Campanien

Les dépôts campaniens (25 m environ), et représentent les plus anciens sédiments connus dans ce bassin sont discordants sur les formations cénomaniennes. Ils sont constitués d'argilites brunes à jaunâtres, légèrement carbonatées et riches en glauconie. Ces dépôts campaniens sont peu fossilifères. Dans la partie émergée (figures 7 et 8), les dépôts représentent les plus anciens sédiments connus dans ce bassin” après (environ 10 m). Ils sont constitués de roches détritiques gris noirs (sables parfois argileux, grès variés) et carbonatés (calcaires gréseux, siltites calcaires et calcaires silteux) riches en kaolinite. Ces dépôts sont généralement riches en matière organique.

Les fossiles rencontrés dans ces dépôts sont variés : macrofaune (débris d'huîtres, restes de vertébrés), microfaune (foraminifères, nannofossiles) et débris végétaux. Les foraminifères planctoniques sont rares dans ces dépôts. Le Campanien a été reconnu dans la partie émergée grâce à une association de foraminifères planctoniques (forage SE) qui comporte *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Les foraminifères benthiques peu diversifiés se limitent à *Spiroplectamina cf. nuda* (Lalicker), *Cibicides sp.*, *Quinqueloculina sp.* et *Anomalinoides sp.* (partie émergée du bassin), *Siphogerinoides bramlettei* et *Afrolivina afra*.

Les palynomorphes identifiés dans la partie immergée comprennent de rares dinokystes *Palaeocystodinium australinum/gabonense*, *P. stockmansi* et *Xiphophoridium alatum* (marqueur de zone) et pollens (*Ephedripites spp.* et *Microreticulatisporites spp.*). Ces fossiles indiquent le Campanien inférieur.

Les associations de nannofossiles identifiés dans les dépôts de la partie terrestre (forage SE) sont assez diversifiées et comprennent *Prediscophaera cretacea* Arkhangelsky, *Micula decussata* Vekshina, *Microrhabdulus decoratus* Deflandr, *Lihraphidites praequadratus* Roth, *Watznaueria barnesae* Black et *Aspidolithus parvus expansus* Wise, espèce marqueur de la biozone CC18 (Sissing, 1977) (figure 8). Une telle association est caractéristique du Campanien inférieur (Da Costa et al., 2013).

d) Le Maastrichtien

Dans la partie immergée du bassin, le Maastrichtien est essentiellement argileux (100 m dans les forages Mono 1 et Haho 1). Les dépôts sont constitués d'argilites feuilletées noires micacées (parfois jaune brunes à jaune verdâtres), légèrement carbonatées et parfois glauconieuses, et de la dolomite de couleur jaune orangé. Ces argilites noires constituent des réservoirs d'hydrocarbures avec un TOC supérieur à 4 %.

Dans la partie émergée, les travaux récents (Da Costa et al., 1996 ; Da Costa, 2005) ont apportés des informations complémentaires sur la stratigraphie et la paléogéographie. La série étudiée dans les forages (figures 7 et 8) est composée de sables fins, siltites calcaires riches en matière organique et des siltites argileuses riches en concrétions ferrugineuses. Le cortège argileux est dominé par la kaolinite. Ces dépôts supportent une surface durcie microconglomératique ferruginisée matérialisant une paléosurface de discordance qui correspond la limite Crétacé-Tertiaire. L'épaisseur maximale est connue au Sud-Est du bassin dans le forage Afagnagan (200 m) (Monciardini et al., 1986). Ces dépôts comportent parfois des niveaux charbonneux (lignite, tourbe) ainsi que des niveaux bitumineux à Noépé (Sylvain et al., 1986). Ces niveaux tourbeux sont également connus dans les bassins béninois (Slansky, 1962) et nigérian (Kogbe et al., 1986; Allix, 1983 ; Ojoh, 1988). Ces dépôts sont très riches en fossiles ; on y distingue une macrofaune abondante et variée (gastéropodes, lamellibranches, coprolithes, moules, débris osseux et dents de poissons et autres vertébrés) et une microfaune bien diversifiée (ostracodes, foraminifères, pollens). Les associations de foraminifères, de nannofossiles et de pollens identifiées sont toutes caractéristiques de l'étage.

Le Maastrichtien inférieur et supérieur sont bien développés en offshore, alors que dans la partie terrestre, les fossiles caractéristiques du Maastrichtien inférieur sont absents. Seul le Maastrichtien supérieur y a été reconnu. Le Maastrichtien inférieur a été défini dans le bassin immergée grâce à une association de foraminifères planctoniques composée de *Gansserina gansseri*, *Rugoglobigerina rugosa* et *Heterohelix globulosa*. Les foraminifères benthiques sont représentés par *Nodosaria cingulodentata*, *Praebulimina bantu*, *P. exigua*, *robusta* et *Siphogerinoides cretacea*. Les pollens sont rares et les dinokystes sont représentés par *Dinogymnium acuminatum*, *O. dounei/eviti*, *Palaeocystodinium australinum/gabonense*, *P. golzwense*, *P. stockmansi*, *Spiniferites ramosus* et *Ceratiopsis granulostriata*. Le Maastrichtien supérieur est caractérisé par de rares foraminifères planctoniques (*Rugoglobigerina rugosa*) ; les formes benthiques sont représentées par *Siphogerinoides cretacea*, *Nodosaria cingulodentata*, *Praebulimina bantu*, *Bathysiphon arenacea* et *Reophax globosus*.

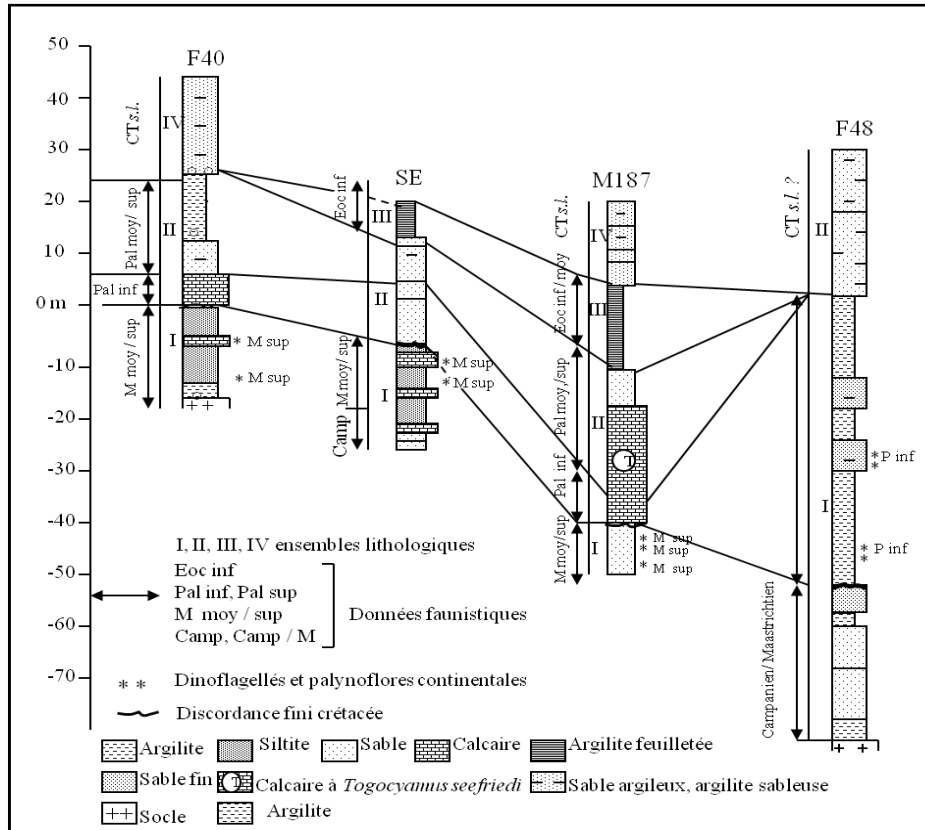


Figure 7. Corrélation lithostratigraphique des forages étudiés dans la partie émergée (Da Costa et al., 2013).

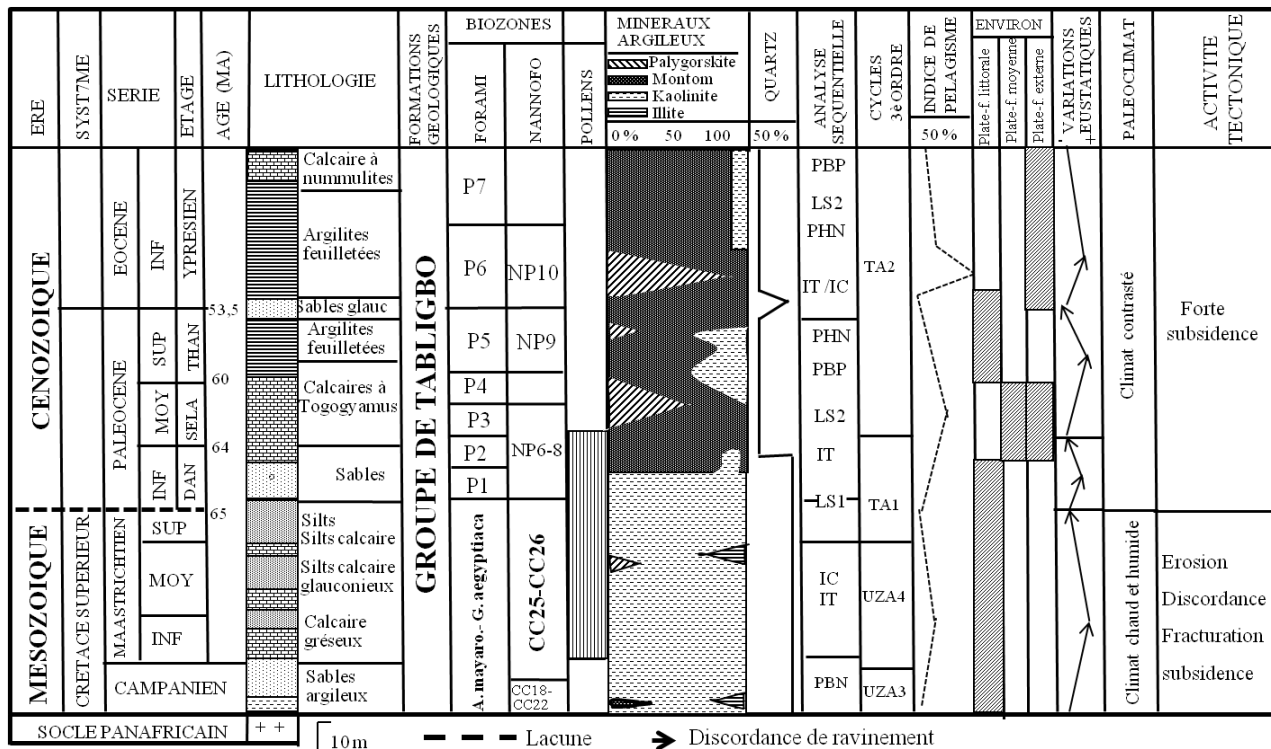


Figure 8. Synthèse des caractéristiques de la série campanien-éocène (Groupe de Tabligbo) de la partie émergée du bassin côtier togolais (Da Costa, 2005; adaptée).

Dans la partie émergée, l'association de foraminifères planctoniques comprend *Globotruncana aegyptiaca* (marqueur du Maastrichtien moyen) et *Guembelitra cretacea* (marqueur du Maastrichtien supérieur). Elle indique le Maastrichtien moyen à terminal (biozone à *Abathomphallus mayaroensis* Bolli ; Caron *in* Bolli *et al.*, 1985). Les foraminifères benthiques sont représentés par *Afrobolivina afra* Reyment, *Bulimina cf. bantou* de Klasz *et al.*, *Dentalina alternata* (Plummer), *D. cf. basiplanata* (Plummer), *D. megalopolitana* (Reuss), *Quasispiroplectamina. nuda* (Lalicker), *Afrobolivina afra* Reyment, *Gabonella elongata* (De Klasz et Meijer) et *Clavulinoides sp.*

L'association de nannofossiles rencontrée dans ces dépôts est également caractéristique du Maastrichtien. Elle est représentée par une association qui comprend *Arkhangelskiella cymbiformis* et *Nephrolithus frequens*, marqueurs respectifs des zones CC25 et CC26 (Sissing, 1977), indiquant un Maastrichtien moyen à supérieur (Da Costa *et al.*, 2013).

Les divers travaux réalisés mettent en évidence une association pollinique riche en espèces : *Longapertites*, *Nypa* (pollens de mangrove), *Diporites*, *Arecipites*, *Ctenolophonidites costalus*, *Buttinia andreevi*, *Tricolpates* et *Tricolporates*, *Inaperturopollenites*, *Leiotrilete*, *Cicatricosporites*, *Proteacea*, *Ephedra*, *Monocolpés*, *Camarozonosporites*, *Liliaceae*, *Feveolatisporis*, *Svalbardella sp.* et *Tenua sp.* [Châteauneuf (1973) ; Monciardini *et al.* (1986)], *Stereisporites sp.*, *Echitriporites trianguliformis*, *Longapertites cf. marginatus*, *Multiporopollenites* (Choenopodiaceae), *Syncolporites marginatus*, *Tercissus fungi*, *Incertae sedis 204* (Proxapertites), *Grimsdalea sp1*, *Proxapertite operculatus*, *Pericolporopollenites* (Polygala type), *Gemmatricolpites scabratus*, *Tetradopollenites*, *Rhizophora typ. R. racemosa*, *Restioniidites*, *Echitriporites trianguliformis*, *Spinizonocolpites echinatus*, *S. baculatus*, *Phycopeltis microthyrioides*, *Cricotriporites operculatus*, *Oalcolpollenites*, *Grimsdalea magnaclavata*, *Ctenolophonidites costatus*, *Mauritiidites crassibaculatus* (Da Costa, 2005). Les dinoflagellés sont moins diversifiés et sont représentés par *Deflandrea striata*, *D. obliquipes*, *Gonyaulacysta cf. tenuitabulata*, *Hystrichosphaera type tubiferum*, *Cordosphaeridium type latispinosum*, *Cannosphaeropsis sp.*, *Cyclonephelium sp.*, *Kenleyia sp.*, *Cf. chiropteridium*, *Diphyes*, *Cleistosphaeridium sp.*, *Lantornosphaeridium sp.* et *Gymnodinium sp.* (Châteauneuf, 1973), *Dinogymnium cretaceum*, *D. acuminatum*, *Ceratiopsis obliquipes*, *C. striata*, *Deflandrea phosphoritica*, *Paleocystodinium stockmansii*, *P. golwoenze* et *Paleocystodinium sp.* (Détermination de Médus ; Da Costa, 2005).

Les palynomorphes sont représentés en offshore par quelques espèces de dinokystes dont *Palaeocystodinium australinum/gabonense*, *P. golzwense*, *Spiniferites ramosus* et *Ceratiopsis granulostrata*.

Evolution du bassin togolais au Paléozoïque et au Mésozoïque

L'analyse de l'ensemble des données stratigraphiques, sédimentologiques, géophysiques et structurales permet de retracer l'histoire du bassin togolais au cours de la période qui s'étend du Paléozoïque terminal au Mésozoïque (figures 5, 8 et 9).

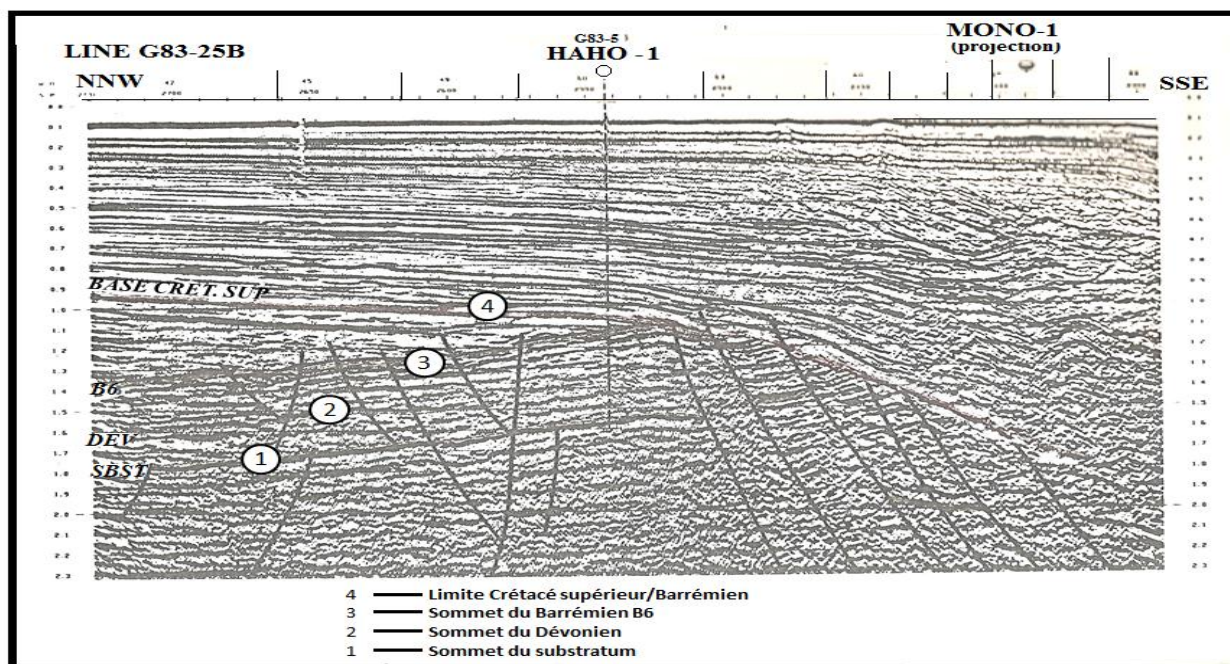


Figure 9. Profil sismique de la partie immergée du bassin côtier du Togo (Getty Oil International, 1983; adaptée)

Paléozoïque supérieur

L'histoire du bassin commence au Paléozoïque supérieur (Dévonien supérieur). La sédimentation débute sur le panafricain (figure 9) avec le dépôt de roches détritiques dans un environnement marin margino-littoral (Getty Oil International (1983) (figures 3). Il s'agirait de dépôts de mer peu profonde dans un contexte d'eau saumâtre à lagunaire (aucun fossile n'y a été signalé). D'après les travaux de Reyre (1966) sur les bassins ouest-africains, la nature des dépôts de cette période a montré qu'il existait déjà au Dévonien une mer largement ouverte et continue du nord au sud comme en témoigne la présence d'un trilobite *Homanolotus dekeyi* récolté dans les dépôts du Dévonien moyen à Accra (Ghana). Les dépôts proviendraient de l'érosion des chaînes panafricaines sous l'effet de phénomènes tectoniques. Les sédiments de cette période se seraient déposés sous l'influence des climats, de l'eustatisme et de la tectonique. D'après Bellion *et al.*, (1983), le cadre géologique de l'Afrique de l'Ouest au Paléozoïque est celui du super-continent Gondwana formé au cours de l'orogénèse panafricaine (600 Ma) et caractérisé par plusieurs phases tectoniques cassantes au Précambrien-Cambrien (Bellion *et al.*, 1983). Les rejeux de grandes fractures panafricaines et la persistance d'anomalies profondes au niveau de la lithosphère pendant la première moitié du Paléozoïque entraînent la destruction des chaînes panafricaines et le dépôt de leurs molasses. La fin du Paléozoïque correspond au début de la distension de la croûte qui aboutira à la dislocation du Gondwana au Mésozoïque. Elle est marquée par des phénomènes d'intrusions magmatiques d'origine profonde, contrôlés par de vieilles fractures panafricaines, qui sont l'expression sur le continent de la dislocation du Gondwana. Dans le bassin togolais, après la sédimentation dévonienne survient une longue période de non dépôt correspondant à la lacune du Carbonifère et du Permien.

Mésozoïque

Le Mésozoïque est une période très remarquable dans l'histoire des bassins ouest-africains (Bellion, 1983 ; Schulmberger, 1985 ; Popoff, 1988 ; Sougy, 1988). Il est caractérisé par la dislocation du Gondwana et la formation de petits bassins côtiers sur les zones de faiblesse héritées des déformations tectoniques et la séparation des marges ouest africaine et est américaine. Ces bassins ont enregistré trois épisodes tectono-sédimentaires correspondant aux grandes étapes de la formation d'un océan : pré-rift, syn-rift et post-rift (figure 5).

Trias-Jurassique

Dans le bassin togolais, l'intervalle Trias-Jurassique correspond à une longue période de non dépôt (figure 5). D'après Reyre (1964), une telle lacune de sédimentation serait générale en Afrique de l'Ouest. Elle s'explique par le fait que toute l'Afrique de l'Ouest appartient probablement à un continent en pleine surélévation pendant cette période où l'ouverture de l'Atlantique n'est probablement pas encore faite dans cette zone. Les travaux effectués en Afrique de l'ouest et en Amérique (Bellion, 1983 ; Schulmberger, 1985 ; Popoff, 1988 ; Sougy, 1988 ; Kjemperud *et al.*, 1991) ont montré que c'est au cours de la transition Paléozoïque-Mésozoïque que débute la distension qui aboutira à la dislocation du Gondwana au Mésozoïque. Cette période est marquée par des manifestations volcanismes et des intrusions magmatiques d'origine profonde, contrôlées par de vieilles fractures panafricaines qui sont l'expression, sur le continent, de la dislocation du Gondwana. Ainsi, les traces d'un tel volcanisme ont été identifiées dans le bassin ghanéen sous forme d'un sill doléritique d'âge compris entre le Trias et le Jurassique moyen (Kogbe et Me'hes, 1986 ; Kjemperud *et al.*, 1991).

La période du Jurassique moyen à terminal (Popoff, 1988) correspond à la phase initiale de rifting (phase pré-rift), caractérisée par plusieurs phénomènes : distension généralisée, déformation intraplaque, formation de grands accidents méridiens intracratoniques, création de fossés tectoniques le long des fractures et leur remplissage par des sédiments continentaux.

Le Crétacé inférieur

Les sédiments du Crétacé inférieur se sont mis en place au cours du "rifting" qui aboutit à la séparation des marges ouest-africaine et est-américaine (Bellion *et al.*, 1983). Ces phénomènes tectoniques entraînent la formation de horsts et de grabens qui évolueront progressivement par subsidence en bassins intracratoniques à dépôts détritiques importants. L'épaisseur importante des dépôts (environ 2500 m) observé serait en relation avec la subsidence. Ces phénomènes sont à l'origine de fréquentes discordances internes (figure 5), dont neuf ont été identifiées dans le bassin (Getty Oil International, 1983). Durant cette période, la sédimentation se fait en milieu continental, fluvio-lacustre à lagunaire (absence de la microfaune et abondance des palynomorphes) avec le dépôt de sédiments détritiques azoïques rougeâtres issus de l'érosion de reliefs environnants. A l'Aptien, la sédimentation est essentiellement détritique et se fait dans un environnement marin marginal qui ne permet pas le développement de la microfaune (absence de fossile).

L'absence de l'Albien dans ce bassin serait probablement due à un non dépôt lié à des phénomènes d'érosion tectoniques. D'après les divers travaux réalisés, l'intervalle Albien supérieur-Cénomaniens correspondrait à une phase de basculements régionaux (stade syn-rift II) due à un surétirement crustal probable, achevant la création des grands bassins du Crétacé inférieur.

Le Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur, selon Francheteau et Le Pichon, (1972), correspond à la deuxième phase de l'ouverture de l'Atlantique. Il s'agit d'une période de divergence ou de dérive continentale (Sougy, 1988), caractérisée par un calme magnétique, un taux d'expansion rapide créant la croûte océanique (drifting) et par un haut niveau marin (transgression). Dans le bassin togolais, une telle transgression, arrive au-delà de la faille Adina et permet la mise en place sur le socle panafricain des premiers dépôts de la partie émergée probablement au Campanien.

a) Cénomaniens

L'absence de foraminifères dans les dépôts cénomaniens serait le reflet d'un milieu à caractère réducteur. Ceci est confirmé par la présence d'espèces de dinokystes et pollens (*Classopolis Spiniferites* et *Florentina*) caractéristiques d'un environnement de type marin marginal. Un tel milieu est caractérisé par l'absence de foraminifères et la présence modérée de dinokystes associés à un faible pourcentage de pollens. La présence de la discordance et le caractère grossier des dépôts signalent des manifestations tectoniques au début du Cénomaniens.

b) Turonien-Santonien

Les dépôts correspondants aux étages Turonien, Coniacien et Santonien n'ont pas été signalés dans le bassin togolais (ni au Bénin). Ils sont par contre, signalés dans la plupart des bassins ouest-africains. La lacune de ces étages serait due à un non dépôt en relation avec des phénomènes tectoniques (épirogenèse).

c) Campanien

Les données antérieures sur l'évolution paléogéographique bassin togolais au Crétacé supérieur (Tchota, 1984 ; Monciardini *et al.*, 1986 ; Sylvain *et al.*, 1986 ; Johnson *et al.*, 2000 ; Da Costa *et al.*, 1996) ne concernent que le Maastrichtien. Les travaux réalisés par Da Costa en 2005 ont apporté des éléments complémentaires sur le Maastrichtien ; les données concernant le Campanien sont entièrement nouveaux.

Les données lithologiques (argilites glauconieuses) et micropaléontologiques (abondance de foraminifères planctoniques) obtenues sur la partie immergée du bassin (figure 8) indique une sédimentation de plate-forme externe (milieu profond). La présence des grains de glauconie indique que ces dépôts sont mis en place pendant une transgression. D'après Monciardini *et al.* (1986), le remplissage sédimentaire important au cours du Crétacé supérieur annule l'effet de barrage de la faille Adina de direction Est-Ouest (située sur la marge littorale) et permet une vaste transgression en direction du Nord. Celle-ci recouvre une partie du socle jusqu'alors émergée. La pénétration marine paraît avoir dépassé la limite septentrionale actuelle du bassin, dans sa portion la plus occidentale à proximité de laquelle se rencontrent des calcaires marins infralittoraux. En revanche, partout ailleurs les dépôts détritiques proches de cette limite ne présentent pas de caractère marin affirmé. C'est le cas des grès grossiers ferrugineux observés en bordure du bassin à Tsévié et à Kévé et qui reposent sur le socle. Au cours de ce phénomène transgressif, le niveau marin augmente et le milieu devient profond. Ce type de milieu se traduit par une faible diversité des foraminifères benthiques vivant en eaux profondes (*Siphogerinoides*, *Afrobolivina*). Par ailleurs, la pauvreté en microfaune traduit des conditions environnementales sévères, allant d'une restriction des circulations océaniques à une insuffisance de nutriments.

Dans la partie émergée de ce bassin, les dépôts campaniens représentent les premiers sédiments (sables grossiers et calcaires gréseux ; Da Costa, 2005). Ils sont discordants sur un substratum d'âge panafricain (figure 7) par l'intermédiaire d'une paléosurface de pénéplation inclinée vers l'Océan Atlantique (Monciardini *et al.*, 1986). Les courbes isohypses du mur de la partie inférieure du bassin côtier togolais indiquent une paléosurface dont la pente peut atteindre 45° vers le Sud. Ceci serait dû aux processus dont résulte l'approfondissement du bassin. Les sédiments sont essentiellement détritiques avec des épisodes argileux ou carbonatés (grès variés, moyen à grossiers, calcaires gréseux et des siltites glauconieuses). Dans la plupart de ces roches, la présence de débris de mollusques, et la prédominance des foraminifères benthiques par rapport aux planctoniques traduisent un environnement marin à caractère littoral. Par contre, le niveau basal grossier (forages SE et F48) est azoïque et comprend un horizon inférieur à sédimentation fluviale et un horizon supérieur représentant des dépôts côtiers.

La granulométrie grossière de ces dépôts de base, leur hétérogénéité et le caractère anguleux des grains de quartz suggèrent une érosion active affectant une zone émergée et probablement peu éloignée de l'aire de dépôt. L'abondance de grains de quartz cariés, de minéraux d'oxyhydroxydes de fer et la présence de la kaolinite y refléteraient le remaniement d'un manteau d'altération.

Le passage de l'horizon basal grossière à un horizon supérieur à grès homogènes et à grains de quartz arrondis témoignerait d'une action de plus en plus marquée des courants tractifs côtiers et donc d'un enfouissement plus lent. Peut être faut-il y voir la marque de dépôts progradants au-dessus d'un prisme de bas niveau marin originel et l'édification progressive d'une plate-forme littorale. De la base vers le sommet de la série, le milieu de dépôt évolue d'un environnement fluvial (dépôts hétérogènes et azoïques, grains anguleux, asymétrie positive) à un environnement marin à caractère littoral (grains arrondis, courbe unimodale, asymétrie négative) caractérisé par d'abondants foraminifères benthiques. Les grains de glauconie, observée dans les dépôts (siltites du forage SE) suggèrent localement des profondeurs pouvant atteindre ou dépasser 60 mètres ainsi qu'une ouverture aux influences océaniques.

La pyrite et la matière organique rencontrées dans ces roches reflètent l'anoxie qui se développe au Campanien à cette époque dans les parties profondes du Golfe de Guinée. Le passage de dépôts argileux de la partie immergée vers des dépôts essentiellement détritiques de la partie émergée montre que le milieu évolue latéralement d'une plate-forme externe (partie immergée) vers une plate-forme littorale (partie émergée).

d) Maastrichtien

Dans la partie immergée du bassin, la sédimentation est essentiellement argileuse. L'environnement de dépôt serait un milieu marin ouvert à apports terrigènes limités (plate-forme externe) caractérisé par la présence de foraminifères benthiques de milieux profonds (*Praebulimina*, *Nodosaria*, *Siphogerinoides*) et un pourcentage élevé des dinokystes par rapport à celui des pollens. La pauvreté en foraminifères planctoniques observée au Maastrichtien inférieur traduit une restriction des circulations océaniques durant cette période. Au Maastrichtien supérieur, la présence de foraminifères benthiques à test agglutiné (*Bathysiphon arenacea* *Reophax globulosus*) indique que le milieu devient très profond. L'abondance des grains de glauconie indique une transgression.

Les résultats obtenus dans partie émergée, montrent que le Maastrichtien est caractérisé par une sédimentation détritico-carbonatée (à niveaux ligniteux et tourbeux) en bordure du bassin et une sédimentation argilo-calcaire vers le centre du bassin. La zone de transition entre ces deux types de sédimentation montre de nombreuses variations latérales de faciès. D'après Johnson (1987), la compétition entre une sédimentation carbonatée et terrigène avec l'abondance des accumulations détritiques résulterait des premières dislocations importantes de la marge. Cette activité tectonique est confirmée par les études structurales (Da Costa, 2005) qui mettent évidence une réactivation d'anciennes fractures du substratum panafricain. Les variations de faciès et d'épaisseur sont les marques de ces mouvements tectoniques.

Trois ensembles se distinguent dans la zone proximale: un ensemble inférieur caractérisé par des sables anguleux grossiers et probablement fluviaux ; un ensemble moyen sableux résultant des dépôts côtiers ou d'estuaire, et passe progressivement à un ensemble supérieur essentiellement argileux et renfermant une faune marine. Cette succession lithologique correspond à une séquence positive attestant que la mer envahit progressivement le plateau continental au cours du Maastrichtien. Les grains de glauconie, observés dans les dépôts indiquent l'acmé de la transgression pendant laquelle se rencontre une floraison des nanofossiles calcaires (forage SE). Les grains de se forment au moment où la montée rapide du niveau marin ennoie la plate-forme qui passe sous la zone photique. Il s'agit d'une période de faible taux de sédimentation car les apports sédimentaires étant bloqués en haut de plate-forme, la vitesse de subsidence devient supérieure aux taux d'apport sédimentaires ; ceci entraîne une condensation de la série. Au cours de cette période, la vitesse de création de l'espace disponible pour la sédimentation dépasse le taux d'apport sédimentaire et le milieu s'approfondit sous l'effet de la subsidence. Celle-ci n'est que la conséquence des phénomènes tectoniques fini-crétaqués reconnus à l'échelle mondiale (fin de l'orogénèse laramienne et début de l'orogénèse alpine ; Bellion, 1983). Une telle activité tectonique est confirmée par la présence de plusieurs fractures associées à des horsts et grabens (figure 2 ; Motorola, Getty Oil International, 1985, Monciardini *et al.*, 1986). L'analyse des principales directions de fractures du bassin indique une réactivation d'anciennes fractures du substratum panafricain (Da Costa, 2005). Les variations de faciès et d'épaisseur sont les marques de ces mouvements tectoniques.

L'environnement de dépôts évolue d'une plate-forme littorale (à influence continentale forte) à une plate-forme interne (faible valeur de l'indice de pélagisme ; macrofaune abondante). Un tel milieu est caractérisé par d'abondants foraminifères benthiques dominée par des morphotypes allongés (*Gabonella*, *Ramulina*, *Virgulina*, *Afrobulimina*, *Bulimina*, *Dentalina*) qui vivent enfouis dans les sédiments. L'abondance de la macrofaune (lamellibranches à test épais) et des ostracodes dans les dépôts indiquent une mer peu profonde. Les grains de glauconie indiquent que la

profondeur de l'eau avoisinerait ou dépasserait 60 m. La présence de pyrite et l'abondance de la matière organique dans les échantillons étudiés sont des indices d'un milieu confiné réducteur de type euxinique (matière organique abondante) où la circulation des eaux du fond est momentanément ou définitivement interrompue. Un tel changement des conditions serait à l'origine de la mort des organismes comme en témoigne la concentration des lamellibranches, gastéropodes, restes de poissons Téléostéens (déterminations de H. Cappetta) et de vertébrés (dents, vertèbres, pièces osseuses). De tels restes de vertébrés appartiendraient aux reptiles de type Mosasaures, comme ceux signalés dans d'autres bassins côtiers africains (Reyre, 1964; Bellion, 1987).

La diminution de l'indice de pélagisme de la base vers le sommet de la séquence, l'abondance de la matière organique et des faciès silteux témoignent d'une réduction de la profondeur de l'eau corrélativement à une diminution de l'espace disponible (phénomène de régression). Une telle diminution indique une réduction des influences marines franches qui entraînerait un changement des conditions régnant sur le fond. Ceci a pour conséquence une disparition progressive de l'ensemble des organismes (Il s'agit de la grande régression généralisée de la fin du Crétacé. La présence de niveaux ligniteux en bordure du bassin est la preuve que la végétation maastrichtienne fut abondante. La richesse des dépôts en kaolinite traduit un climat chaud et humide (figure 8) ayant permis le démantèlement d'épais manteaux d'altération riche en kaolinite.

L'ensemble des dépôts campanien-maastrichtiens, caractérisés par la présence de faciès détritiques et une faible productivité de carbonates, peuvent être interprétés comme une séquence de comblement du bassin. Ces dépôts sont mis en place à la suite d'un cycle transgressif (transgression et régression) correspondant aux cycles de 3^e ordre UZA4.3-UZA4.4 du supercycle UZA4 de Haq *et al.* (1987). Un tel cycle qui a été signalé dans plusieurs bassins africains. C'est le cas de l'Anti-Atlas au Maroc (Marzoqi *et al.*, 1996), du Sénégal (Khatib *et al.*, 1990), de Taoudéni au Mali (Bellion 1989), des lullemeden au Niger (Dikouma, 1990 ; Dikouma *et al.*, 1993), de Côte d'Ivoire (Goua Tokpa, 1993 ; Goua Tokpa *et al.*, 1996 ; N'da *et al.*, 1996), du Togo (Monciardini *et al.*, 1986 ; Johnson, 1987 ; Da Costa, 1992 ; Da Costa *et al.*, 1996), du Bénin (Bio Lokoto, 1991 ; Bio Lokoto *et al.*, 1998) et du Nigeria (Kogbe, 1979). De telles oscillations marines coïncident avec les variations eustatiques globales de la fin du Crétacé (Haq *et al.*, 1987).

La régression observée au cours de cette période a été suivie par une émergence matérialisée par une surface de discontinuité qui sépare les séries marines de la fin du Crétacé et ceux du début du Tertiaire. Il s'agit de la discordance de la fin du Maastrichtien et a un caractère mondial (Haq *et al.*, 1987). Cette paléosurface correspond à une limite de séquence de type 1 avec émergence en haut de plate-forme (LS1 ; Vail *et al.*, 1977). Elle marque la limite Crétacé-Tertiaire. On note la disparition des fossiles maastrichtiens (macrofossiles, microfossiles et palynomorphes) au-dessus de cette limite. Cette extinction massive des fossiles vers la limite Crétacé-Tertiaire (K/T) a été observée à l'échelle mondiale par plusieurs auteurs.

CONCLUSIONS

Cette étude pluridisciplinaire (lithostratigraphique, paléontologique, sédimentologique, géophysique et structurale) réalisée à la fois sur des échantillons de forages et d'affleurements a permis de préciser la stratigraphie et la paléogéographie du Paléozoïque et du Mésozoïque du bassin côtier togolais. Les plus anciens dépôts de ce bassin sont les terrains paléozoïques, connus essentiellement dans la partie immergée du bassin. Ils sont représentés par des dépôts d'âge Dévonien discordants sur le socle panafricain. Ces derniers supportent en discordance les formations du Mésozoïque supérieur indiquant une lacune du Paléozoïque terminal, du Trias et du Jurassique. La série mésozoïque du bassin côtier togolais se résume aux formations du Crétacé (Néocomien-Maastrichtien), particulièrement développé dans le domaine immergé. Seule une partie du Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien) constitue les dépôts initiaux dans la partie émergée reposant sur le substratum panafricain.

Sur le plan lithostratigraphique, les dépôts étudiés sont constitués essentiellement de faciès détritiques fluviaux à marins (grès, sables variés) et de roches gréseuses-carbonatées (calcaires gréseux, siltites calcaires) riches en matière organique, débris végétaux et restes de vertébrés. Ils montrent plusieurs variations latérales des faciès et un épaississement de l'ensemble des formations de la bordure septentrionale vers le centre du bassin. La fraction argileuse de ces dépôts est constituée essentiellement de kaolinite parfois associée à la montmorillonite, à la palygorskite et à l'illite. Par contre, les sédiments de la partie immergée sont composés d'argilites, de grès et de sables.

Sur le plan biostratigraphique, dans la partie immergée du bassin, l'association des foraminifères planctoniques caractéristique du Crétacé est pauvre en espèces. Ceci n'a pas permis aux auteurs d'affiner la biozonation de cette période. Les foraminifères marqueurs des biozones du Barrémien au Maastrichtien sont mal représentés rendant ainsi difficile les corrélations entre les deux parties du bassin. Par contre, dans la partie émergée les biozones CC18-CC22 identifiées sont caractéristiques du Campanien. Au Maastrichtien, la position stratigraphique des sédiments, telle qu'elle est définie à partir des associations de microfaunes (foraminifères, nannofossiles, palynomorphes) correspond au Maastrichtien moyen et supérieur et plus particulièrement à l'intervalle compris entre la zone *Globotruncana aegyptiaca*

Nakkady et la zone *Abathomphalus mayaroensis* (Caron in Bolli et al., 1985) ou aux zones à *Archangelskiella cymbiformis* et *Nephrolithus frequens* (CC25-CC26 de Sissing, 1977).

La corrélation entre les parties émergée et immergée du bassin côtier togolais, montre que la sédimentation n'est synchrone dans ces deux parties qu'à partir du Crétacé terminal, période où la sédimentation aurait débuté dans la partie émergée. Par ailleurs, la partie immergée, a connu une complexe évolution tectono-sédimentaire entre le Dévonien supérieur et le Sénonien inférieur (figure 9), c'est à dire avant son histoire commune avec la partie émergée.

Les dépôts campanien-maastrichtiens sont mis en place à la suite d'un cycle transgressif. L'émergence qui a suivie a permis la mise en place d'une paléosurface qui correspond à la limite Crétacé-Tertiaire.

Bibliographiques

- Affaton P. (1987) – Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive du protérozoïque supérieur, tectonisée au panafricain (600+/-50 Ma). *Thèse d'Etat*, 2 vol., Univ. Aix-Marseille, St-Jérôme, France. 499 p.
- Allix P. (1983) - Environnements mésozoïques de la partie nord - orientale du fossé de la Bénoué (Nigeria). Stratigraphie - sédimentologie - Evolution géodynamique. *Labo. C.N.R.S.*, n°132, "Etudes géologiques ouest - africaine". *Elf Aquitaine série B*, n°21.
- Bellion, Y. (1987) - Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudéni, Iullemeden, Tchad), Thèse d'Etat, Univ. Avignon et publication occasionnelle CIFEG, Orléans, 1989/17, pp. 302.
- Bellion Y., Benkheilil, J. Faure, H., Guiraud, B. Le Theoff, B., Ousmane, B (1983) - Le bassin du Niger oriental : observations structurales et évolution géodynamique, in: G. Conrad. (Ed.): Bassins sédimentaires en Afrique, Résumé des communications, Séance spécialisée de la Société géologique de France du 7-8 mars 1983, St-Jérôme Marseille. *Trav. Lab. Sci. Terre*, série A, 15, (1983), pp. 57.
- Bellion Y. (1991), Sur quelques transgressions en Afrique de l'Ouest, 1er colloque de stratigraphie et paléogéographie des bassins sédimentaires, ouest-africains, 11e colloque africain de micropaléontologie du 6-8 mai 1991, Libreville, Recueil des communications, Elf Aquitaine Mem 13, p. 164.
- Benkheilil J., Mascle J., Villeneuve M., Tricart P., Auroux C., Basile C., Ciais G. & Le Groupe Equamarge (1989) – La marge transformante sud-guinéenne : premiers résultats de la campagne Equamarge II (février 1988). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, sér. II, p. 655-661.
- Billman H. G. (1976) - Offshore stratigraphy and paleontology of Dahomey Embayment, West Africa. Paper prepared for the 7th African. *Micropaleontological Colloquium*. Ile-Ife, Nigeria, 29 p.
- Biolokoto A. (1991) - Biostratigraphie et milieux de dépôt dans le bassin sédimentaire côtier béninois du Maastrichtien à l'Eocène inférieur (carrière d'Onigbolo et sondage de Ouini). *D.E.A. Univ. Bourgogne, Dijon*. 47 p.
- Biolokoto A., Carbonnel G., De Klasz I., De Klasz S. & Salard-Cheboldaef M. (1998) – Données nouvelles biochronologiques et paléocologiques sur le bassin sédimentaire côtier du Bénin entre le Crétacé supérieur et l'Eocène basal (Afrique de l'Ouest). *Revue de Micropal.* vol 41, n°1 pp 49-57.
- Blarez E., Mascle J., Affaton P., Robert C., Herbin J.P. & Mascle G. (1987) - Géologie de la pente continentale ivoiro – ghanéenne : résultats de dragages de la Campagne Equamarge. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8), t. III, n°5 p. 877 - 885
- Caron M. (1985) – Cretaceous planktic foraminifera. In : BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. PERCH-NIELSON K. (1985) - Plankton stratigraphy *Cambridge University Press, Cambridge New York, 1032* GOUA TOKPA E. (1993) - Biostratigraphie et milieux de dépôt dans le bassin sédimentaire côtier ivoirien du Maastrichtien à l'Eocène inférieur. Etude d'un sondage offshore au large d'Abidjan-IVCO. *DEA Univ. Bourgogne (Dijon)*. 47 p.
- Chateaufort J. J. (1973) – Etude palynologique de 6 sondages hydrauliques du Togo. *Etude n°73/2*, Orléans BRGM (inédit).
- Da Costa Y. D. (1992) - Biostratigraphie de la couverture de la région nord-est du bassin côtier du Togo. *Mém. D. E. A. Université Cheik Anta DIOP, Dakar Sénégal* (inédit) 54 p.
- Da Costa Y. D. (2005) – Biostratigraphie et paléogéographie du bassin côtier du Togo. Thèse de Doctorat. Université de Lomé. 405 p.
- Da Costa P.Y.D., Johnson, A.K.C., Affaton, P., (2009) - Biostratigraphy and geodynamic impact in the uppermost part of the northeastern coastal basin of Togo. *Comptes Rendus Palevol* 8, 511-526.
- Da Costa Y. D., Ly A., Johnson A. K.C., Affaton P. & Seddoh K. F. (1996) - La couverture sédimentaire crétacé - tertiaire de la région nord-est du bassin côtier du Togo. Essai de biozonation et Paléogéographie. *Actes du Colloque d'Angers* du 16-20 juillet 1994. Mémoire n°16, Elf Aquitaine, p. 275 291.
- Da Costa Y. D., Médus J., Flicoteaux R., Salaj J., Harmsmid B., Affaton P. et Seddoh, K. (2013) - Biostratigraphie de la bordure septentrionale du bassin côtier togolais. Apport des données palynologiques et structurales. *Revue du Camé* (à paraître).
- Dikouma M. S. (1990) - Fluctuations du niveau marin au Maastrichtien et au Paléocène dans le bassin intracratonique (Ader-Doutchi, Niger). Biochronologie et dynamiques des corps sédimentaires. *Thèse Doct. Univ.*, Bourgogne, 272 p. Doyle J. M., Bien P., Doerenkamp A. & Jardine S. (1977) - Angiosperm pollen from the pre-Albian Lower Cretaceous of Equatorial Africa. *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 2, 451-473.
- Francheteau J. et Le Pichon, X. (1972) - Marginal fractures zones as structural framework of continental margins in the south Atlantic ocean. *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull.*, 56, P.891-967. Tulsa.
- Goua Tokpa E. (1993) - Biostratigraphie et milieux de dépôt dans le bassin sédimentaire côtier ivoirien du Maastrichtien à l'Eocène inférieur. Etude d'un sondage offshore au large d'Abidjan-IVCO. *DEA Univ. Bourgogne (Dijon)*. 47 p.
- Goua Tokpa E., Saint - Marc P., Lang J., De Klasz I. & De Klasz S. (1996) - Données biostratigraphiques et paléoenvironnementales sur les dépôts d'âge Maastrichtien à l'Eocène inférieur au large d'Assinie. In : Jardiné, S. et Klasz I. (De) et Debenay J. P. (Eds) – Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud. *Actes du Colloque d'Angers* du 16-20 juillet 1994. Mémoire n°16, Elf Aquitaine 16-20 Juillet 1994 p.711.
- Getty Oil International (1985) - Exploration well prognosis Haho1, offshore Togo. *Rapport interne B. N. R. M. Togo*. 75 p. Haq B., U. Hardenbol J. & Vail P. R. (1987) – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic – Sciences, 235, 1156-1166.
- Jonhson A. K. (1987) - Le bassin côtier à phosphate du Togo (Maastrichtien - Eocène moyen). *Thèse Doctorat*, Univ. Bourgogne 360 p.
- Jonhson A. K., Rat P. & Lang J. (2000) - Le bassin sédimentaire à phosphate du Togo (Maastrichtien - Eocène) : stratigraphie, environnements et évolution. *Journ. Afric. Earth Sci.*, vol. 30, n° 1, pp. 153 - 200.
- Khatib R., Ly A., Sow E. & Sarr R. (1990) - Rythmes sédimentaires liés aux variations eustatiques globales au Campanien et Maastrichtien du Sénégal. Révision stratigraphique de la série du Crétacé terminal du Cap de Naz. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, série II, p. 1089 - 1095.
- Kjemperud A., Agbessinyale W., Agdestein T., Gustaffsson C. & Yücker A. (1991) - Tectono-stratigraphic history of the Keta basin, Ghana with emphasis on late erosional episodes. *Coll., Géol. Libreville. Recueil des communications*, pp. 55-69.
- Kogbe C. A. (1979) – Geology of the South-eastern (Sokoto) sector of the Iullemeden basin. *Bull. Dpt Géol. Ahmadu Bello Univ., Zaria, Nigeria*, 2, 420 p.

- Kogbe C. A., Me'hes K. (1986) - Micropaleontology and biostratigraphy of the coastal basins of West Africa. *Journ. of Afric. Earth Sci.*, vol. 5, n° 1.
- Larson R.L. & Ladd J.W. (1973) – Evidence for the opening of South Atlantic in the early Cretaceous. *Nature* 247, 209-212.
- Latouche L. & Fabre J. (2005) – Le Précambrien du craton ouest-africain. In J. Fabre (eds) : Géologie du Sahara occidental et central. Protérozoïque inférieur de la dorsale de Guinée. Musée royale de l'Afrique centrale, Belgique, Coll. Tervuren, African Geosciences, 108, pp.15-72.
- Le Pichon X, Hayes D.E. (1971) – Marginal offsets fractures zones and the Early opening of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 6283-6293.
- Marzoqi M., Pascal A., Chellai E-H & Lang J. (1996) - Les séquences de dépôts sur la rampe carbonatée maastrichtien - paléogène en bordure Nord Orientale du Golfe Atlantique dans la région D'Air - Ourir. *Actes du Colloque d'Angers* du 16-20 juillet 1994. Mémoire n°16, Elf Aquitaine, p. 312 - 520.
- Masclé J. (1976) – Le Golfe de Guinée (Atlantique Sud) : un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. – *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 40 (128), 1-102. Publication de l'Institut Français du Pétrole. Collection " Sciences et Technique du Pétrole" n° 18. 465 p.
- Masclé J., Marinho M. & Wannesson J. (1986) – The structure of the Guinean continental margin : implications for the connection between the central and the South Atlantic Oceans. *Geologische Rundschau* 75, 57-70.
- Monciardini C., Tchota K., Slansky M., Podevin G., Marteau P., Le Nindre Y., Farjanel G., Chateaufort J. J., Castaing C., Carbonnel G., Blondeau A., Andreiff P. (1986) - Synthèse géologique du bassin côtier crétacé supérieur - tertiaire du Togo: recherche de tourbe, lignite, charbon et autres substances industrielles. *Rapport Bur. Rech. Min.* 111 p.
- Motorolla (1977) - Campagne de couverture radar. Rapport interne, BNRM – Togo. In Monciardini *et al.*, (1986) Synthèse géologique du bassin côtier crétacé supérieur - tertiaire du Togo: recherche de tourbe, lignite, charbon et autres substances industrielles. *Rapport Bur. Rech. Min.* 111 p.
- N'da V., Saint - Marc P., De Klasz I. & Gua TOKPA E. (1996) - Données micropaléontologiques sur la passage Crétacé - Tertiaire de Côte D'Ivoire. Actes du Colloque d'Angers, du 16-20 juillet 1994. Mémoire n°16, Elf Aquitaine, (Résumé) p.726.
- Ojoh K. A. (1988) - Evolution des bassins albo-santonien du sud - ouest du fossé de la Bénoué (Nigeria) : apport à la connaissance du domaine équatorial de l'atlantique sud. Thèse Doctorat, Université de Droit, d'Economie et des sciences d'Aix - Marseille III, 231 p.
- Pletsch T., Erbacher J., Holbourn A.E.L., Kuhnt W., Moulade M., Oboh-Ikuenobede F.E., Söding E. & Wagner T. (2001) - Cretaceous separation of Africa and South America: the view from the West African margin (ODP Leg 159). *Journ. of south American Earth Sciences* 14, 147-174.
- Popoff M. (1988) - Du Gondwana à l'Atlantique sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du nord-est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 7, n° 2, pp. 409-431.
- Rabinowitz P. D. & Labrecque J. L. (1979) – The Mesozoic Atlantic ocean and evolution of its continental margins – *J. Geophys. Res.* Washington 84, pp. 5973-6002. *Rapp. Labo. Géol. Fac. Sci. Univ. Dakar*, n°12, sér. ,70 p. Van ANDEL T.H., THIEDE J., SCLATER J.G., HAY W.W. (1977) – Depositional history of South Atlantic during the last 125 million years. *Journal of geology* 85, 651-698.
- Reyre D. (1964) - Bassins sédimentaires du littoral africain. 1ère partie: Littoral atlantique. *Symposium New Dehli*, 1964. 304p.
- Schulumberger (1985) - Well evaluation conference. Nigeria.
- Sissing W. (1977) – Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton *Géol. Mynb*, 56, 1, p.37-65.
- Slansky M. (1962) – Contribution à l'étude du bassin sédimentaire du Dahomey et du Togo. *Bur. Rech. Géol. Min.*, 11, 270 pp.
- Sougy J. (1988) – Les connexions de l'Ouest - africain avec les autres masses continentales de l'Archéen au Mésozoïque. Synthèse des apports d'une penrose conférence. *Journal of African Earth Sciences*. vol. 7, n° 2, pp. 315 - 323.
- Sylvain P. J. E., Aregba A., Assih-Edeou P., Castaing C., Ph. Chevremont, Collart J., Monciardini C., Marteau P., Ouassane I. & Tchota K. (1986) – Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000, Feuille Lomé, 1^{re} édit., *Mém. n°5*.
- Tchota K. (1984) - Etude géologique sommaire du bassin côtier du Togo à partir des résultats des travaux exécutés. Rapport interne, Bureau National Recherche Minière (inédit).
- Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson J. R. & S. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Géol., Tulsa*, 26, Part 4, p. 83-91.
- Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W. (1977) – Depositional history of South Atlantic during the last 125 million years. *Journal of geology* 85, 651-698.
- Yotouroufey M. (1990) – La série détritque post-éocène dans les carrières de Kpogamé et de Hahotoé (bassin sédimentaire côtier du Togo). D.E.A., Univ. Bourgogne, Dijon. 47 p.