

 ISSN (O): 2320-5407 ISSN (P): 3107-4928	Journal Homepage: www.journalijar.com INTERNATIONAL JOURNAL OF ADVANCED RESEARCH (IJAR) Article DOI: 10.21474/IJAR01/24294 DOI URL: http://dx.doi.org/10.21474/IJAR01/24294	 INTERNATIONAL JOURNAL OF ADVANCED RESEARCH (IJAR) Available Online: http://www.journalijar.com Journal ISSN (O) 2320-5407
--	---	--

RESEARCH ARTICLE

DU DOMAINE CONTINENTAL AU DOMAINE MARIN OUVERT : ÉVOLUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE DE L'ALBIEN AU MAASTRICHTIEN SUR LA MARGE D'ABIDJAN (CÔTE D'IVOIRE)

FROM CONTINENTAL TO OPEN MARINE SETTINGS: ALBIAN TO MAASTRICHTIAN PALAEOENVIRONMENTAL EVOLUTION OF THE ABIDJAN MARGIN (CÔTE D'IVOIRE)

Ouattara Ismael Ben¹, Ahoure Donald² and Lassey Lou Claverie³

1. Département Des Géosciences, Laboratoire De Géologie, Ressources Minérales Et Énergie, Université Félix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire.
2. Département de Biologie-Géologie, Laboratoire de Biologie Végétale-Sciences de la Terre, Université Alassane Ouattara de Bouaké, Côte d'Ivoire.
3. Université De San-Pedro, Faculté Des Sciences De La Mer, Côte d'Ivoire.

Manuscript Info

Manuscript History

Received: 20 July 2026

Final Accepted: 22 August 2026

Published: September 2026

Key words:-

Cretaceous; palynostratigraphy;
sedimentology; palaeoenvironments;
transform margin; Ivorian basin; Gulf of
Guinea.

Abstract

The Ivorian sedimentary basin, which developed along the northern transform margin of the Gulf of Guinea, records the Cretaceous transition from a continental to an open marine domain. This study reconstructs the palaeoenvironmental evolution of the Abidjan margin through a combined sedimentological and palynological analysis of cuttings from well AB-9X, between 4740 ft ($\approx$ 1445 m) and 11750 ft ($\approx$ 3581 m). Six lithological units were first defined independently of any age assignment, then placed within a palynostratigraphic framework based on the last appearance datums (LADs) of miospores and dinoflagellate cysts, ranging from the middle Albian to the Maastrichtian. The Albian was deposited in a low-energy continental to paralic setting under a hot, rather arid climate, and ends with the progradation of a fluvio-deltaic system. Marine influence was established in the earliest Cenomanian, where the first occurrence of dinoflagellate cysts coincides with a change in lithofacies. The Cenomanian and Turonian correspond to a proximal marine, aggradational setting, and the lower Senonian to a proximal marine setting with reduced terrigenous input. A transgressive surface associated with a hiatus at the Santonian–Campanian transition marks the drowning of the clastic system, probably related to the thermal subsidence of the passive margin.

"© 2026 by the Author(s). Published by IJAR under CC BY 4.0. Unrestricted use allowed with credit to the author."

Corresponding Author:- Ouattara Ismael Ben

Address:- Département Des Géosciences, Laboratoire De Géologie, Ressources Minérales Et Énergie, Université Félix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire.

The Campanian records the maximum marine influence, in an outer shelf setting, while the Maastrichtian remains open marine under low sedimentation rates. The succession thus forms a transgressive megasequence, accompanied by a trend towards more humid climatic conditions. This study highlights the complementarity of both approaches: palynology provides evidence of marine influence where sedimentological criteria are lacking, whereas sedimentology documents depositional dynamics.

Introduction:-

Contexte général

L'ouverture de l'océan Atlantique équatorial au Crétacé inférieur s'est effectuée selon un mode essentiellement transformant, qui a donné naissance, le long de la bordure septentrionale du golfe de Guinée, à une succession de bassins en pull-apart séparés par de grandes zones de fracture (Mascle et Blarez, 1987 ; Basile et al., 1993). Le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire, situé entre les zones de fracture de Saint-Paul et de la Romanche, en constitue l'un des exemples les plus représentatifs. Sa série crétacée enregistre le passage d'un domaine continental, contemporain de la séparation des plaques africaine et sud-américaine, à un domaine marin ouvert lié à l'établissement de la connexion océanique équatoriale entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud. La reconstitution de cette évolution constitue un enjeu scientifique majeur. Elle permet de préciser le calendrier de l'envolement marin des marges transformantes ouest-africaines, de replacer les grandes discontinuités sédimentaires dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge, et de fournir des éléments de corrélation avec les bassins voisins du Ghana et du Bénin-Nigeria. Elle revêt également un intérêt appliqué, la distribution des faciès réservoirs et des roches mères dans les bassins du golfe de Guinée étant étroitement contrôlée par ces changements de milieux de dépôt.

Cadre géologique du bassin ivoirien:-

Le bassin sédimentaire ivoirien comprend un domaine onshore restreint, limité au nord par la faille des lagunes, et un vaste domaine offshore, subdivisé en un bassin divergent profond (Deep Ivorian Basin) à l'ouest et une marge transformante à l'est, jalonnée par la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana (Basile et al., 1993 ; Mascle et al., 1998).

Son histoire crétacée est classiquement décomposée, dans le schéma géodynamique établi à partir de la sismique et des forages ODP, en trois phases (Mascle et Blarez, 1987 ; Chierici, 1996 ; Mascle et al., 1998):-

- (i) une phase syn-rift et syn-transformante, d'âge aptien à albien, caractérisée par le dépôt de séries silicoclastiques épaisses, de nature lacustre à deltaïque, fortement structurées ;
- (ii) une phase de transition, marquée par une discordance tectonique majeure attribuée à la limite Albien supérieur - Cénomanién inférieur et généralement rapportée à la séparation finale des marges continentales ;
- (iii) une phase de marge passive, installée à partir du Santonien, au cours de laquelle la subsidence thermique favorise le dépôt de séries marines de plus en plus distales, passant d'argiles de plate-forme à des faciès hémipélagiques au Crétacé terminal.

Un schéma tectono-sédimentaire complémentaire, établi à partir des forages pétroliers du bassin, a été proposé par Digbehi (1987) et repris dans les synthèses ultérieures (Fea et al., 2019). Il décompose l'évolution du bassin en quatre phases : (1) une phase de rift (Barrémien-Albien), caractérisée par des dépôts margino-fluviatiles ; (2) une phase d'expansion océanique précoce (Cénomanién-Sénonien inférieur), marquée par les premières transgressions marines franches et le dépôt de calcaires à calcisphères, érodés au cours du Sénonien inférieur ; (3) une phase d'expansion active et de subsidence (Campanien – Maastrichtien), au cours de laquelle des argiles marines se déposent en transgression sur des surfaces d'érosion affectant localement le Cénomanién ; (4) une phase d'expansion maximale au Tertiaire, interrompue par une importante phase régressive de l'Éocène à l'Oligocène. Les deux schémas s'accordent sur l'existence de deux inflexions majeures, l'une au passage Albien – Cénomanién, l'autre au cours du Sénonien. Ces schémas, établis principalement à partir de la sismique, des forages pétroliers et des forages de l'Ocean Drilling Program (Leg 159) implantés sur la ride marginale, restent toutefois imparfaitement contraints dans le domaine de plate-forme, en particulier sur la marge d'Abidjan, où la chronologie précise des discontinuités et la nature des milieux de dépôt associés sont encore débattues.

État des connaissances biostratigraphiques et paléoenvironnementales:-

La biostratigraphie palynologique du Crétacé ivoirien repose sur les travaux fondateurs de Jardiné et Magloire (1965), qui ont établi les premières zonations à spores et pollen des bassins du Sénégal et de Côte d'Ivoire. Ces travaux ont mis en évidence, pour l'Albien et le Cénomanién, des palynoflores à formes élatérées, Afropollis et

Classopollis, caractéristiques de la province microflorale d'Afrique-Amérique du Sud (Herngreen et al., 1996). Les études ultérieures ont proposé une échelle biostratigraphique locale combinant foraminifères et palynomorphes (Digbehi et al., 1997) et précisé la palynostratigraphie et les paléoenvironnements du Crétacé supérieur, notamment du Campanien et du Maastrichtien (Digbehi et al., 1996a ; Tea-Yassi et al., 1999). Plus récemment, l'étude de sondages de la marge occidentale a permis d'affiner la biostratigraphie à dinokystes du Crétacé supérieur (Guédé et al., 2019), tandis que des travaux comparables ont été menés dans le bassin voisin de South Tano, au Ghana (Achaegakwo et Atta-Peters, 2021).

Ces travaux présentent néanmoins plusieurs limites. D'une part, ils portent majoritairement sur le Crétacé supérieur, et plus particulièrement sur l'intervalle Campanien-Maastrichtien, alors que les séries albo-turonniennes, qui enregistrent la transition entre domaines continental et marin, n'ont fait l'objet que d'études plus ponctuelles, fondées sur les foraminifères planctoniques (Bamba et al., 2011), sur l'analyse sédimentologique et ichnologique de carottes cénomaniennes (Fea et al., 2019) ou, dans le bassin voisin de Tano, sur les palynofaciès (Atta-Peters et Achaegakwo, 2016) ; cette transition n'a pas encore été documentée de manière continue par une approche intégrée associant sédimentologie et palynologie sur l'ensemble du Crétacé. D'autre part, les interprétations paléoenvironnementales divergent parfois pour un même intervalle : les assemblages campaniens ont ainsi été rapportés, selon les auteurs et les secteurs, à des milieux estuariens sous climat tropical humide (Tea-Yassi et al., 1999) ou à des milieux marins francs. Enfin, les approches biostratigraphiques et sédimentologiques ont le plus souvent été conduites séparément, les interprétations paléoenvironnementales reposant tantôt sur la seule microfaune, tantôt sur la seule palynologie, sans confrontation systématique avec l'analyse des lithofaciès.

Problématique et objectifs:-

Dans ce contexte, plusieurs questions restent ouvertes. À quel moment et selon quelles modalités l'influence marine s'est-elle installée sur la marge d'Abidjan ? La transition entre le domaine continental albien et le domaine marin du Crétacé supérieur a-t-elle été progressive ou marquée par des discontinuités ? Quelle est la nature de la limite Santonien-Campanien, contemporaine de l'installation de la marge passive ? Enfin, dans quelle mesure les signaux sédimentologique et palynologique convergent-ils, et que révèlent leurs éventuelles divergences ? La présente étude se propose de répondre à ces questions à partir de l'analyse du puits AB-9X, foré sur la marge d'Abidjan, qui traverse une succession crétacée comprise entre 4740 ft ($\approx$ 1445 m) et 11750 ft ($\approx$ 3581 m), de l'Albien moyen au Maastrichtien.

Elle poursuit trois objectifs:-

- (1) caractériser les lithofaciès de la série et en déduire, indépendamment de toute datation, l'évolution des milieux de dépôt à partir des seuls critères sédimentologiques ;
- (2) établir un cadre palynostratigraphique fondé sur les dernières apparitions (LAD) des taxons de miospores et de dinokystes, et reconstituer les paléoenvironnements à partir des seuls assemblages palynologiques ;
- (3) confronter ces deux approches afin de proposer un modèle intégré de l'évolution paléoenvironnementale du Crétacé de la marge d'Abidjan, et de discuter la signification des principales discontinuités dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge transformante ivoirienne.

La démarche adoptée est volontairement séquentielle : l'analyse sédimentologique est conduite en premier, sans référence aux âges, afin de fournir une lecture des milieux de dépôt indépendante de la biostratigraphie ; la palynologie intervient ensuite pour dater la série et apporter ses propres critères paléoenvironnementaux. Cette séparation permet d'évaluer objectivement la convergence ou la divergence des deux signaux, avant leur intégration dans une synthèse commune.

Matériel Et Méthodes:-

Localisation du puits et matériel étudié:-

Le puits AB-9X est implanté sur la marge d'Abidjan, dans le domaine offshore du bassin sédimentaire ivoirien (Fig. 1). Il a traversé une série crétacée comprise entre 4740 ft ($\approx$ 1445 m) et la profondeur finale de 11750 ft ($\approx$ 3581 m). Les profondeurs sont exprimées en pieds (ft), unité de référence des données de forage, et converties en mètres à titre indicatif (1 ft = 0,3048 m). La cote de 4740 ft correspond au sommet de l'intervalle étudié. Le matériel étudié est constitué exclusivement de 192 échantillons de déblais de forage (cuttings) prélevés au cours du forage. L'analyse sédimentologique a porté sur l'ensemble des échantillons. L'analyse palynologique a été réalisée sur les échantillons à fraction fine (argilites et siltites), les niveaux sableux étant peu favorables à la préservation des palynomorphes. Les deux analyses ayant été conduites sur les mêmes prélèvements, leurs cotes sont directement comparables.

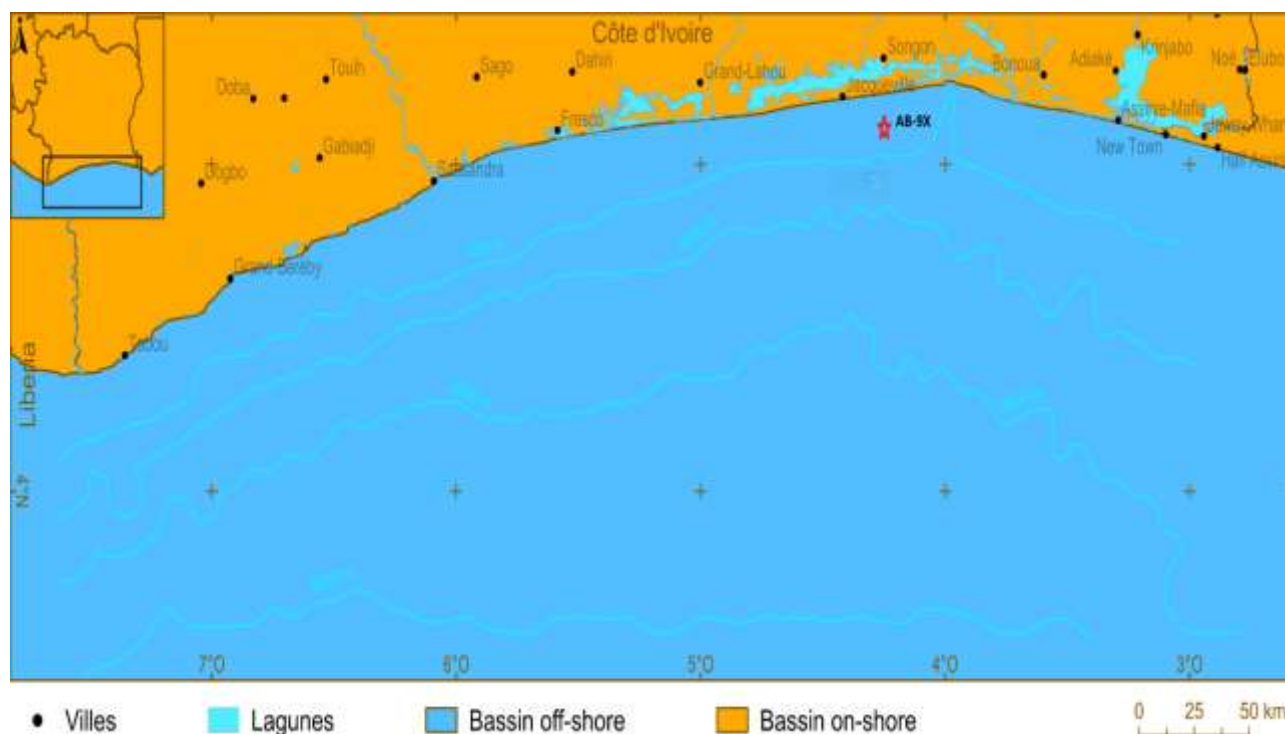


Figure 1. Carte de localisation du puits AB-9X dans le bassin de Côte d'Ivoire.

Analyse sédimentologique:-

Description des déblais:-

Après lavage et séchage, les déblais ont été examinés à la loupe binoculaire. La description a porté sur les paramètres suivants :

(i) la couleur, à l'état sec ; (ii) la texture des roches détritiques : granulométrie, estimée par comparaison avec une charte visuelle ; classement ; forme des grains, appréciée selon l'échelle d'émoussé de Powers (1953) ; (iii) la nature du ciment et la teneur en carbonates, évaluées par réaction à l'acide chlorhydrique dilué (10 %) ; (iv) les constituants accessoires : micas détritiques, matière organique figurée (débris charbonneux et micro-charbonneux) et glauconie ; (v) la dureté et le mode de débit des argilites (cassure en blocs, débit subfissile). Les calcaires ont été décrits selon la classification texturale de Dunham (1962). Les termes lithologiques employés suivent la nomenclature française : argilite, siltite et grès.

Définition des unités et interprétation:-

La série a été découpée en unités lithologiques sur la seule base des lithofaciès. Les intervalles successifs présentant des lithofaciès identiques ont été regroupés au sein d'une même unité, en conservant leurs cotes respectives. Cette étape a été conduite sans référence aux âges, afin de fournir une lecture des milieux de dépôt indépendante de la biostratigraphie. L'interprétation paléoenvironnementale repose exclusivement sur des critères sédimentologiques : proportion relative des lithofaciès, maturité texturale et minéralogique des grès, couleur des argilites, abondance de la matière organique figurée et présence de minéraux authigènes. La glauconie a été retenue comme critère diagnostique d'un milieu marin à faible taux de sédimentation (Odin et Matter, 1981). À l'inverse, le ciment calcaire des grès, d'origine diagénétique, n'a pas été utilisé comme indicateur de milieu de dépôt.

Analyse palynologique:-

Préparation des échantillons:-

Les échantillons ont été traités selon les méthodes palynologiques standard (Wood et al., 1996). Pour chaque échantillon, 20 g de sédiment ont été successivement attaqués par l'acide chlorhydrique à 37 % pour éliminer les carbonates, puis par l'acide fluorhydrique à 70 % pour éliminer les silicates ; les fluorures néoformés ont été éliminés par un traitement à l'acide chlorhydrique à chaud. Le résidu organique a été tamisé sur une maille de 10 μm . Les résidus ont été montés entre lame et lamelle et examinés au microscope optique de marque optika en lumière transmise.

Identification et estimation des abondances:-

Les palynomorphes ont été identifiés et distingués en deux groupes : les palynomorphes continentaux (miospores, c'est-à-dire spores et grains de pollen) et les palynomorphes marins (kystes de dinoflagellés, ou dinokystes). La détermination taxonomique adoptée des palynomorphes suit la classification morphographe de Potonié (1956) pour les spores et grains de pollen et les index de Lentin et Williams (1989, 1993) et Williams et al. (2017) pour les kystes de dinoflagellés. Ces taxons ont été comparés à ceux issus des travaux palynologiques réalisés principalement sur le Crétacé et le Tertiaire d'Afrique de l'Ouest et, dans une moindre mesure, sur le Crétacé et le Tertiaire d'Amérique du Sud et du monde. Jardiné et Magloire (1965), Jan du Chêne (1977), Jan du Chêne et al. (1978, 1985), Evitt (1985), Digbehi et al. (1996a, 1996b) et Masure et al. (1996). Les rapports internes de PETROCI (2000, 2005) ont également été utilisés. Les abondances ont été estimées de manière semi-quantitative selon les classes suivantes : très rare, rare, commun et abondant. La diversité des assemblages a été appréciée qualitativement.

Principes de datation:-

Sur des déblais de forage, les échantillons peuvent être contaminés par des éléments éboulés des niveaux supérieurs (caving). Les premières apparitions stratigraphiques des taxons (first appearance datum, FAD) ne sont donc pas fiables. La datation repose ainsi exclusivement sur les dernières apparitions stratigraphiques (last appearance datum, LAD), reconnues dans le puits comme les occurrences les plus hautes de chaque taxon. Les résultats étant présentés dans l'ordre de la sédimentation, le toit de chaque étage est défini par la LAD de ses marqueurs, et sa base est placée immédiatement au-dessus de la LAD des marqueurs de l'étage sous-jacent. Les extensions stratigraphiques retenues pour les marqueurs sont celles des référentiels régionaux (Jardiné et Magloire, 1965 ; Digbehi et al., 1997 ; PETROCI, 2000, 2005).

Critères paléoenvironnementaux:-

L'interprétation paléoenvironnementale repose exclusivement sur les palynomorphes (Tyson, 1995). Les critères retenus sont les suivants:-

- (i) la présence ou l'absence de dinokystes : leur absence totale, associée à la dominance des miospores, est interprétée comme l'indice d'un milieu non marin (continental);
- (ii) la proportion relative des dinokystes et des miospores : elle renseigne sur la proximité des sources continentales ;
- (iii) la diversité des dinokystes : une diversité relative élevée exclut un milieu confiné ou à salinité fortement réduite ;
- (iv) la composition des assemblages : dominance d'un taxon, présence de genres péridinioïdes ou de palynomorphes d'eau douce.

Les données de foraminifères et de calcisphères ainsi que les arguments lithologiques ont été délibérément exclus de cette étape. Lorsque les données palynologiques ne permettent pas de conclure, cela est explicitement signalé.

Démarche d'intégration:-

La démarche adoptée est séquentielle. L'analyse sédimentologique est conduite en premier, sans référence aux âges ; l'analyse palynologique permet ensuite de dater la série et fournit ses propres critères paléoenvironnementaux. Les unités lithologiques sont enfin replacées dans le cadre stratigraphique palynologique, et les deux interprétations paléoenvironnementales sont confrontées intervalle par intervalle. Pour chaque intervalle, cette confrontation distingue les cas de convergence, où les deux approches aboutissent au même milieu, les cas de complémentarité, où l'une apporte un argument dont l'autre est dépourvue, et les cas de divergence, qui sont soumis à la discussion.

Résultats Et Interprétation:-**Lithologie Et Paléoenvironnements Sédimentaires:-****Unité lithologique 1 (11750 – 8440 ft ; ≈ 3581 – 2573 m):-****Lithologie:-**

L'unité 1 (Fig. 2) correspond à une série à dominante argileuse, dans laquelle s'intercalent de minces bancs de grès et de siltites ainsi que, plus rarement, des passées calcaires. Les argilites, gris foncé à noir brunâtre, sont fermes, à cassure en blocs, micromicacées et silteuses ; elles renferment des débris micro-charbonneux et sont dépourvues de carbonates. Les grès, gris clair à gris moyennement foncé, fermes et localement indurés, sont constitués de grains de quartz translucides très fins à fins, atteignant localement la classe des silts, subanguleux et bien classés ; ils présentent un ciment siliceux, localement faiblement calcaire, et contiennent des micas fins ainsi que des traces de matière micro-charbonneuse. Les siltites, gris clair à gris verdâtre foncé, friables à fermes, non à faiblement calcaires, passent localement à des grès très fins. Les calcaires, blancs, friables et localement légèrement silteux, relèvent des faciès mudstone à wackestone et renferment des traces de micromicas et de matière micro-charbonneuse.

Paléoenvironnement sédimentologique:-

La prépondérance des argilites témoigne d'une sédimentation dominée par la décantation de particules fines en suspension, dans un milieu de faible énergie hydrodynamique. Leur teinte sombre, associée à la présence de matière organique figurée d'origine végétale, pourrait refléter une bonne préservation de la matière organique, favorisée par un enfouissement rapide ou par des conditions peu oxygénées à l'interface eau-sédiment ; elle atteste par ailleurs la proximité de sources continentales. Les intercalations de grès très fins à fins, texturalement matures, et de siltites enregistrent des apports épisodiques mis en place par des courants tractifs de faible compétence, tels que des épandages de crue ou des décharges distales de chenaux. Les rares niveaux de calcaire micritique signalent des phases de faible turbidité, propices à l'accumulation de boues carbonatées. L'absence de glauconie et le caractère non carbonaté des argilites ne fournissent, en revanche, aucun indice sédimentologique d'une influence marine franche. L'ensemble de ces caractères est compatible avec un milieu continental à paraliq de basse énergie, de type plaine d'inondation ou lac.

Unité lithologique 2 (8440 – 7920 ft et 7920 – 7030 ft ; $\approx$ 2573 – 2143 m):-**Lithologie:-**

Les intervalles 8440 – 7920 ft et 7920 – 7030 ft présentent des lithofaciès identiques et sont regroupés au sein de l'unité 2. La sédimentation y demeure essentiellement argileuse. Les argilites, gris foncé à noir brunâtre, fermes, à cassure en blocs, légèrement micromicacées et légèrement silteuses, renferment des matières charbonneuses et sont dépourvues de carbonates. Elles alternent avec de minces bancs de grès gris clair à gris moyennement foncé, fermes à friables, à grains de quartz translucides très fins à fins, subanguleux et bien classés, à ciment siliceux, localement faiblement calcaires, micromicacés et localement riches en matière charbonneuse. Des traces de calcaire y sont également observées. L'unité 2 se distingue de l'unité 1 par la disparition des siltites et par l'enrichissement local des grès en matière charbonneuse.

Paléoenvironnement sédimentologique:-

L'unité 2 prolonge le régime de basse énergie de l'unité 1 : la sédimentation reste dominée par la décantation argileuse, entrecoupée d'apports sableux fins mis en place par des courants de faible compétence. L'enrichissement local des grès en matière organique figurée traduit une influence continentale toujours marquée. En l'absence de glauconie et d'argilites carbonatées, aucun indice sédimentologique d'influence marine n'est relevé. Le milieu demeure continental à paraliq de basse énergie.

Unité lithologique 3 (7030 – 6830 ft ; $\approx$ 2143 – 2082 m):-**Lithologie:-**

L'unité 3 est constituée d'une séquence de grès à grain très fin à grossier, interstratifiés avec des argilites comparables à celles des unités sus-jacentes. Les descriptions disponibles ne permettent pas de préciser davantage la texture et la composition de ces grès.

Paléoenvironnement sédimentologique:-

L'apparition, à 7030 ft, de sables grossiers constitue une rupture sédimentologique majeure. L'élargissement brutal du spectre granulométrique traduit un accroissement de la compétence des courants et du flux détritique, que l'on peut rapporter à la **progradation d'un système fluvio-deltaïque** sur le domaine de basse énergie sous-jacent. L'unité 3 marque ainsi la transition vers le régime sédimentaire de l'unité 4.

Unité lithologique 4 (6830 – 5830 ft et 5830 – 5460 ft ; $\approx$ 2082 – 1664 m):-**Lithologie:-**

Les intervalles 6830 – 5830 ft et 5830 – 5460 ft présentent des lithofaciès identiques et sont regroupés au sein de l'unité 4, qui consiste en une alternance de grès et d'argilites. Les grès, gris clair à blanchâtres, fermes à friables, sont formés de grains de quartz translucides, occasionnellement blanc laiteux, fins à grossiers et rarement très grossiers, subanguleux à subarrondis, moyennement à mal classés ; ils sont micacés et cimentés par de la calcite. Les argilites, gris foncé à gris moyennement foncé, fermes, à cassure en blocs, légèrement micromicacées et silteuses, contiennent des traces de matière micro-charbonneuse et sont dépourvues de carbonates.

Paléoenvironnement sédimentologique:-

Les grès de l'unité 4 se distinguent nettement de ceux des unités 1 et 2 par une granulométrie plus grossière, un classement médiocre, un émoussé faible à moyen et la présence de micas détritiques. Ces caractères définissent des sables texturalement immatures, faiblement remaniés et déposés rapidement à proximité de leur source. L'alternance de sables et d'argilites silteuses exprime une forte variabilité de l'énergie du milieu : les niveaux sableux

correspondent à des pulsations d'apports détritiques, tandis que les argilites enregistrent les phases de décantation qui les séparent. La réduction de la matière organique figurée à l'état de traces traduit un affaiblissement de l'influence continentale directe par rapport aux unités 1 et 2. Ces faciès sont compatibles avec un milieu détritique proximal de front de delta à plate-forme interne, soumis à des apports sableux récurrents. Leur constance sur une épaisseur d'environ 1370 ft ($\approx$ 418 m) indique la pérennité des conditions de dépôt et suggère un régime d'aggradation, dans lequel le flux sédimentaire compensait approximativement la création d'espace d'accommodation. Le ciment calcaire des grès, d'origine diagénétique, ne constitue pas en soi un critère de milieu de dépôt ; il pourrait néanmoins refléter la circulation de fluides interstitiels enrichis en carbonates.

Unité lithologique 5 (5460 – 5400 ft ; $\approx$ 1664 – 1646 m):-**Lithologie:-**

L'unité 5 est constituée de grès interstratifiés avec des argilites, semblables à ceux de l'unité 4. Les grès, gris clair à blanchâtres, occasionnellement blanc laiteux, fermes à friables, sont fins à grossiers et rarement très grossiers, subanguleux à subarrondis, moyennement à mal classés, micacés, à ciment calcaire, et renferment des traces de matière charbonneuse. Les argilites, gris foncé à gris moyennement foncé, fermes, à cassure en blocs, légèrement micromicacées et silteuses, contiennent des traces de matière micro-charbonneuse et sont dépourvues de carbonates. L'unité se distingue de l'unité 4 par la présence, dans certains échantillons, de traces de calcaires blancs, friables, localement silteux à sableux, de faciès mudstone à wackestone et légèrement micromicacés.

Paléoenvironnement sédimentologique:-

L'association gréso-argileuse héritée de l'unité 4 témoigne de la persistance d'apports détritiques proximaux. L'apparition de calcaires micritiques constitue toutefois un élément nouveau : elle traduit l'installation, au moins temporaire, de conditions favorables à la production ou à l'accumulation de carbonates, ce qui implique une diminution du flux terrigène et une moindre turbidité des eaux. Le caractère silteux à sableux de ces calcaires montre que les épisodes carbonatés restaient contaminés par des apports détritiques. Cette unité de faible épaisseur (60 ft, soit $\approx$ 18 m) enregistre ainsi l'amorce d'une réduction des apports terrigènes, prélude à l'ennoiement du système détritique.

Unité lithologique 6 (5400 – 5000 ft et 5000 – 4740 ft ; $\approx$ 1646 – 1445 m):-**Lithologie:-**

Les intervalles 5400 – 5000 ft et 5000 – 4740 ft présentent des lithofaciès très comparables et sont regroupés au sein de l'unité 6. Celle-ci est constituée d'argilites gris foncé à gris brunâtre foncé, fermes, à cassure en blocs, localement subfissiles, légèrement micromicacées, légèrement silteuses et glauconieuses. Les grès, qui caractérisaient les unités sous-jacentes, ne sont plus signalés. L'intervalle supérieur (5000 – 4740 ft) se distingue par deux nuances : les argilites y deviennent localement très faiblement calcaires et la glauconie y est abondante.

Paléoenvironnement sédimentologique:-

La disparition des sables à 5400 ft marque une modification fondamentale du régime sédimentaire. Le dépôt, désormais exclusivement argileux, s'effectue par décantation dans un milieu calme, éloigné des sources détritiques grossières et peu affecté par l'action des vagues. Le débit localement subfissile des argilites suggère la conservation d'une fine lamination, compatible avec une faible agitation du fond. La présence de glauconie constitue le critère déterminant : ce minéral authigène se forme en milieu marin, à l'interface eau-sédiment, dans des contextes caractérisés par un faible taux de sédimentation. L'unité 6 correspond donc à un milieu marin franc de plate-forme, à faible taux de sédimentation. Le contact brutal entre les alternances gréso-argileuses de l'unité 5 et les argilites glauconieuses de l'unité 6 peut être interprété comme une surface transgressive, traduisant un approfondissement rapide et un recul des sources détritiques.

Dans l'intervalle supérieur, l'abondance de la glauconie traduit un ralentissement marqué du taux de sédimentation, qui pourrait correspondre à un niveau condensé. Le caractère localement faiblement calcaire des argilites indique une contribution carbonatée accrue à la fraction fine, en accord avec une réduction relative des apports terrigènes.

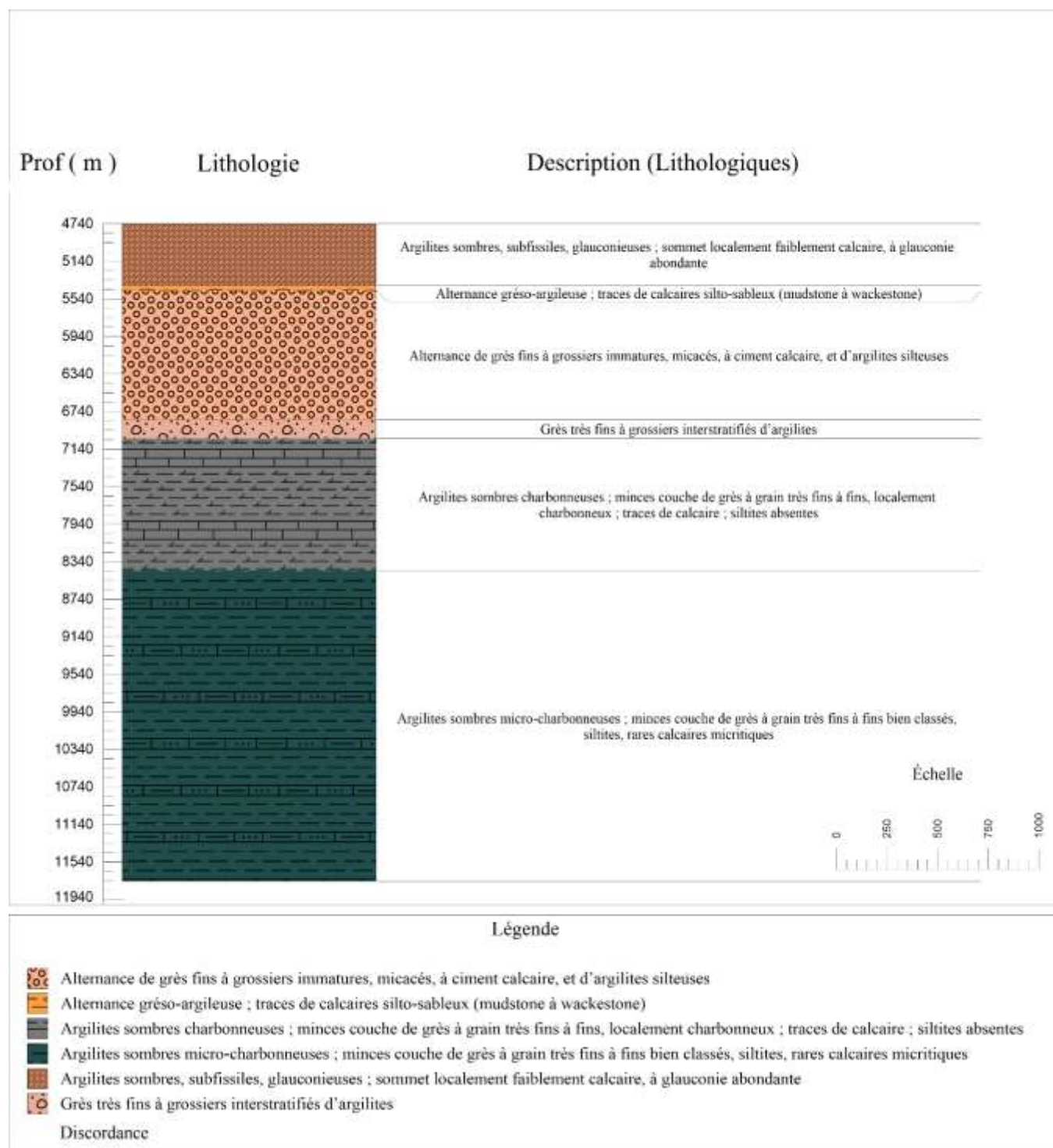


Figure 2. Log lithologique synthétique du puits AB-9X.

Synthèse sédimentologique:-

La succession étudiée s'organise en trois ensembles. À la base, les unités 1 et 2 (11750 – 7030 ft) enregistrent une sédimentation argileuse de basse énergie, riche en matière organique figurée, dans un domaine continental à paralytique. À partir de 7030 ft, l'arrivée de sables grossiers et immatures marque la progradation d'un système détritique proximal (unité 3), qui se maintient en aggradation sur toute l'épaisseur de l'unité 4. L'unité 5 amorce une réduction des apports terrigènes, dont témoigne l'apparition de calcaires micritiques. La limite entre les unités 5 et 6, à 5400 ft, matérialise une rupture majeure : l'arrêt des apports sableux et l'installation d'argilites glauconieuses

traduisent un ennoisement du système et l'établissement d'un milieu marin franc de plate-forme. Le sommet de l'unité 6, caractérisé par une glauconie abondante, enregistre une sédimentation lente, probablement condensée. Considérée dans son ensemble, la série décrit une évolution progradante puis rétrogradante, conduisant d'un domaine continental à paralyse à un domaine marin ouvert. Les unités lithologiques et leur interprétation sont récapitulées dans le Tableau 1.

Tableau 1. Unités lithologiques et paléoenvironnements sédimentologiques, dans l'ordre de la sédimentation.

Unité	Cotes (ft (m))	Lithofaciès dominants	Paléoenvironnement sédimentologique
U1	11750 – 8440 (3581 – 2573)	Argilites sombres micro-charbonneuses ; minces grès très fins à fins bien classés, siltites, rares calcaires micritiques	Continental à paralyse de basse énergie (plaine d'inondation, lac)
U2	8440 – 7920 et 7920 – 7030 (2573 – 2143) ; intervalles regroupés	Argilites sombres charbonneuses ; minces grès très fins à fins, localement charbonneux ; traces de calcaire ; siltites absentes	Continental à paralyse de basse énergie
U3	7030 – 6830 (2143 – 2082)	Grès très fins à grossiers interstratifiés d'argilites	Progradation fluvio-deltaïque
U4	6830 – 5830 et 5830 – 5460 (2082 – 1664) ; intervalles regroupés	Alternance de grès fins à grossiers immatures, micacés, à ciment calcaire, et d'argilites silteuses	Front de delta à plate-forme interne ; aggradation
U5	5460 – 5400 (1664 – 1646)	Alternance grés-argileuse ; traces de calcaires silto-sableux (mudstone à wackestone)	Détritique proximal ; amorce de réduction des apports terrigènes
U6	5400 – 5000 et 5000 – 4740 (1646 – 1445) ; intervalles regroupés	Argilites sombres, subfissiles, glauconieuses ; sommet localement faiblement calcaire, à glauconie abondante	Marin franc de plate-forme ; décantation ; sommet probablement condensé

Palynostratigraphie Et Paléoenvironnements Palynologiques:-

Albien moyen (11750 – 7920 ft ; ≈ 3581 – 2414 m):-

Palynostratigraphie:-

L'attribution à l'Albien moyen repose principalement sur la LAD d'*Appendicisporites potomacensis* (Pl. 1, fig. 1) à 8110 ft. Les assemblages comprennent également *Classopollis spinosus* (8020 ft) ainsi que des formes à élatères : *Elatersporites klaszii* (Pl. 1, fig. 3), *E. verrucatus* (Pl. 1, fig. 4) et *E. protensus* (Pl. 1, fig. 5). Le toit de l'Albien moyen est fixé à 7920 ft, cote de la LAD d'*Afropollis jardinus* (Pl. 1, fig. 6), qui coïncide avec une modification nette de la distribution des miospores. La tranche 8110 – 7920 ft, située au-dessus de la LAD d'*A. potomacensis*, est ainsi rattachée à l'Albien moyen sur la base d'*A. jardinus* et de ce changement d'assemblage. Ce niveau est utilisé ici comme repère local. Les formes à élatères, restreintes à l'Albien moyen et supérieur, confirment l'âge albien. Aucun marqueur plus ancien n'ayant été reconnu sous 8110 ft, l'attribution de la tranche 8110 – 11750 ft à l'Albien moyen repose sur l'absence de taxons d'âge antérieur. La profondeur finale du puits se situe donc dans des dépôts d'âge albien moyen, sans que la base de la série forcée puisse être datée plus précisément par la palynologie.

Paléoenvironnement:-

Sur l'ensemble de l'intervalle, les assemblages sont exclusivement constitués de miospores, communes entre 8470 et 7920 ft, communes à abondantes entre 11750 et 8470 ft (la cote de 8470 ft ne marque qu'une variation d'abondance des miospores) ; aucun dinokyste n'est enregistré. L'absence totale de palynomorphes marins, associée à la dominance des miospores, plaide en faveur d'un milieu de dépôt non marin, sous influence continentale directe.

Albien supérieur (7920 – 6830 ft ; ≈ 2414 – 2082 m):-

Palynostratigraphie:-

La base de l'Albien supérieur est placée à 7920 ft, au niveau de la LAD d'*Afropollis jardinus* et de la modification nette de la distribution des miospores. Son toit est fixé à 6830 ft par les LAD concomitantes de *Classopollis martinotii*, *Classopollis jardinei* (Pl. 1, fig. 7) et *Steevesipollenites grambastii*, association caractéristique de

l'Albien. Ces marqueurs attestent un âge albien sans permettre, à eux seuls, de préciser l'Albien supérieur. L'attribution à l'Albien supérieur ne repose pas sur un marqueur palynologique propre ; elle découle de la position de l'intervalle au-dessus de l'Albien moyen. Les assemblages sont exclusivement composés de miospores. Entre 7920 et 7030 ft, celles-ci sont rares à communes et relativement diversifiées, à l'exception de *Classopollis classoides* (Pl. 1, fig. 2), fortement représenté.

Paléoenvironnement:-

Les assemblages sont exclusivement continentaux : miospores communes à abondantes, dominées par *Classopollis classoides*, sans dinokystes. La forte dominance de ce pollen, produit par des *Cheirolepidiaceae*, conifères thermophiles et xérophiles fréquemment associés aux milieux côtiers, peut refléter la proximité d'un littoral colonisé par ces peuplements. Elle ne constitue cependant pas, en soi, un indicateur marin. Le signal palynologique indique ainsi un milieu continental, éventuellement côtier.

Cénomaniens (6830 – 5830 ft ; ≈ 2082 – 1777 m):-**Palynostratigraphie:-**

La base du Cénomaniens est placée immédiatement au-dessus des LAD de *Classopollis jardinei*, *C. martinotii* et *Steevesipollenites grambastii* (6830 ft), qui marquent le toit de l'Albien. Le toit du Cénomaniens est défini par la LAD de *Classopollis classoides* à 5830 ft. L'âge cénomaniens est conforté par la présence du pollen *Steevesipollenites cupuliformis* (Pl. 1, fig. 8) à 6040 ft.

Paléoenvironnement:-

Le Cénomaniens renferme les premiers dinokystes du puits. Leur présence, conjointe à celle des miospores, atteste une influence marine franche. L'assemblage, relativement appauvri, se compose de dinokystes et de miospores rares à communs. Bien que rares, les dinokystes sont relativement diversifiés, ce qui exclut un milieu confiné ou à salinité fortement réduite. La part encore importante des miospores traduit la proximité des sources continentales. Ces caractères sont compatibles avec un milieu marin proximal, de type néritique interne. L'appauvrissement général des assemblages peut par ailleurs traduire des conditions de préservation défavorables, ce qui invite à la prudence dans leur interprétation.

Turonien (5830 – 5460 ft ; ≈ 1777 – 1664 m):-**Palynostratigraphie:-**

La base du Turonien est placée immédiatement au-dessus de la LAD de *Classopollis classoides* (5830 ft). Son toit est fixé à 5460 ft par la LAD de la miospore *Tricolpites* sp. SC.I 13 (Pl. 2, fig. 1), seul marqueur palynologique d'âge turonien reconnu dans le puits. Fondée sur un taxon unique, en nomenclature ouverte, cette datation doit être considérée comme fragile.

Paléoenvironnement:-

Aucune donnée sur la composition, l'abondance ou la diversité des assemblages turoniens n'étant disponible, le paléoenvironnement de cet intervalle ne peut être établi sur une base palynologique.

A. 3.2.5. Sénonien inférieur (5460 – 5400 ft ; ≈ 1664 – 1646 m)

Palynostratigraphie:-

La base du Sénonien inférieur (Coniacien – Santonien) est placée immédiatement au-dessus de la LAD de *Tricolpites* sp. SC.I 13 (5460 ft). Son toit est défini par la LAD du dinokyste *Odontochitina porifera* (Pl. 2, fig. 2a, b) à 5400 ft, qui atteste la présence de dépôts santoniens. Ce marqueur est associé aux miospores et mégaspores *Ephedripites ambiguus* (Pl. 2, fig. 6a, b), *Zlivisporis blanensis* (Pl. 2, fig. 3a, b), *Ariadnaesporites spinosus* (Pl. 2, fig. 4), *Ariadnaesporites potonieii*, *Ariadnaesporites longiprocessum* (Pl. 2, fig. 5) et *Inaperturopollenites* spp. (Pl. 2, fig. 7a–c). Aucun marqueur n'individualise le Coniacien, dont la présence n'est donc pas démontrée.

Paléoenvironnement:-

Les assemblages comprennent des dinokystes et des miospores rares à communs. La présence de dinokystes, dont *Odontochitina porifera*, atteste un milieu marin, tandis que la contribution notable des miospores traduit la persistance d'apports continentaux. Le signal palynologique indique ainsi un milieu marin proximal. La présence de mégaspores d'*Ariadnaesporites*, généralement rapportées à des fougères aquatiques hétérospores, signale des apports issus de milieux d'eau douce ou de zones humides littorales.

Campanien (5400 – 5000 ft ; $\approx$ 1646 – 1524 m):-**Palynostratigraphie:-**

La base du Campanien est placée immédiatement au-dessus de la LAD d'Odontochitina porifera (5400 ft) et des autres taxons index du Sénonien inférieur. Son toit est défini à 5000 ft par la LAD du dinokyste *Xenascus ceratioides* (Pl. 3, fig. 1). L'âge campanien est conforté par la présence du dinokyste *Trichodinium castaneum* (Pl. 3, fig. 2a, b) à 5290 ft. Selon les critères palynologiques, le Campanien repose en discordance sur le Sénonien inférieur, ce qui implique une lacune sédimentaire au passage Santonien – Campanien. L'ampleur de cette lacune reste à préciser par l'identification des biozones manquantes ; sur des déblais, un espacement large des échantillons ou un niveau condensé peuvent en effet produire un enregistrement comparable.

Paléoenvironnement:-

Les assemblages campaniens sont dominés par des dinokystes communs à abondants et diversifiés, associés à des miospores très rares à absentes. La prépondérance quasi exclusive des palynomorphes marins, jointe à la diversité des dinokystes, traduit un milieu marin ouvert, éloigné des sources continentales. Le Campanien enregistre ainsi le signal marin le plus affirmé de la série ; ce milieu peut être qualifié de distal, vraisemblablement de plate-forme externe.

Maastrichtien (5000 – 4740 ft ; $\approx$ 1524 – 1445 m):-**Palynostratigraphie:-**

La base du Maastrichtien est placée immédiatement au-dessus de la LAD de *Xenascus ceratioides* (5000 ft) et des autres taxons index du Campanien. Les dinokystes *Cerodinium granulostriatum* (Pl. 3, fig. 3) et *Andalusiella gabonensis* (Pl. 3, fig. 4), enregistrés jusqu'à 4740 ft, indiquent un âge maastrichtien, confirmé par la présence d'*Andalusiella ivoirensis* (Pl. 3, fig. 5) à 4920 ft. Ces dinokystes index sont associés aux miospores *Longapertites microfoveolatus* (Pl. 3, fig. 7a–c) (4920 ft) et *Foveotritetes margaritae* (Pl. 3, fig. 6a–c) (4950 ft). La cote 4740 ft correspondant au sommet de l'intervalle étudié, les occurrences qui y sont enregistrées ne constituent pas des LAD au sens strict : le toit du Maastrichtien n'est pas défini dans le puits.

Paléoenvironnement:-

Les assemblages maastrichtiens comprennent des dinokystes communs associés à de très rares miospores. La dominance des palynomorphes marins atteste un milieu marin ouvert, dans lequel les apports continentaux restent faibles. Par rapport au Campanien, l'abondance des dinokystes diminue (communs, contre communs à abondants au Campanien), ce qui pourrait traduire une légère diminution de la tranche d'eau ; cette hypothèse demanderait à être confirmée par des comptages. La présence de genres péridinioïdes (*Cerodinium*, *Andalusiella*), fréquemment associés à des eaux néritiques riches en nutriments, est compatible avec un domaine de plate-forme.

Synthèse palynologique:-

Dans l'ordre de la sédimentation, le signal palynologique enregistre une évolution vers des conditions de plus en plus marines. L'Albien moyen et l'Albien supérieur livrent des assemblages exclusivement continentaux, dépourvus de dinokystes. À partir du Cénomaniens apparaissent des assemblages mixtes associant dinokystes et miospores, qui traduisent l'installation d'une influence marine dans un contexte proximal. Cette influence se maintient au Sénonien inférieur ; le paléoenvironnement du Turonien ne peut être établi, faute de données palynologiques. Le Campanien, qui repose en discordance sur le Sénonien inférieur, marque l'établissement d'un milieu marin ouvert et distal : les dinokystes y sont communs à abondants et diversifiés, et les miospores quasi absentes. Le Maastrichtien conserve un caractère marin ouvert, avec des dinokystes communs et de très rares miospores. D'un point de vue strictement palynologique, la série enregistre donc un éloignement progressif des sources continentales, dont le maximum est atteint au Campanien.

Sur le plan paléophytogéographique, les assemblages albiens, riches en formes à élatères, en *Afropollis* et en *Classopollis*, présentent les caractères de la province microflorale albo-cénomaniens d'Afrique – Amérique du Sud (province à *Elaterrates*), classiquement associée à un climat chaud à tendance aride (Herengreen et al., 1996). Au Maastrichtien, la présence de pollen de palmier (*Longapertites*) s'inscrit dans le cadre des palynoflores tropicales du Crétacé terminal. Les limites stratigraphiques, les marqueurs palynologiques et le signal paléoenvironnemental sont présentés dans le Tableau 2.

Tableau 2. Limites stratigraphiques, marqueurs palynologiques et signal paléoenvironnemental palynologique, dans l'ordre de la sédimentation.

Étage	Limites (ft)	Marqueurs palynologiques (LAD, cote)	Signal paléoenvironnemental palynologique
Albien moyen	11750 – 7920	Appendicisporites potomacensis (8110 ft) ; Afropollis jardinus (7920 ft) ; formes à élatères	Non marin : miospores seules, aucun dinokyste
Albien supérieur	7920 – 6830	Classopollis martinotii, C. jardinei, Steevesipollenites grambastii (6830 ft)	Continental, éventuellement côtier : miospores seules, dominance de C. classoides
Cénomanién	6830 – 5830	Classopollis classoides (5830 ft) ; Steevesipollenites cupuliformis (6040 ft)	Marin proximal (néritique interne) : premiers dinokystes
Turonien	5830 – 5460	Tricolpites sp. SC.I 13 (5460 ft)	Non déterminable : aucune donnée palynologique
Sénonien inférieur	5460 – 5400	Odontochitina porifera (5400 ft)	Marin proximal : dinokystes et miospores rares à communs
Campanien	5400 – 5000	Xenascus ceratioides (5000 ft) ; Trichodinium castaneum (5290 ft)	Marin ouvert, distal : dinokystes communs à abondants et diversifiés, miospores très rares à absentes
Maastrichtien	5000 – 4740	Cerodinium granulostriatum, Andalusiella gabonensis (4740 ft) ; A. ivoirensis (4920 ft) ; toit non défini	Marin ouvert : dinokystes communs, miospores très rares

Synthèse Générale : Confrontation Des Paléoenvironnements Sédimentologiques Et Palynologiques:-

La datation palynologique permet désormais de situer les unités lithologiques dans le cadre stratigraphique retenu. L'unité 1 correspond à la partie inférieure de l'Albien moyen ; l'unité 2 couvre la partie supérieure de l'Albien moyen et la partie inférieure de l'Albien supérieur ; l'unité 3 représente le sommet de l'Albien supérieur ; l'unité 4 regroupe le Cénomanién et le Turonien ; l'unité 5 correspond au Sénonien inférieur et l'unité 6 au Campanien et au Maastrichtien. Trois limites lithologiques (6830, 5460 et 5400 ft) coïncident avec des limites stratigraphiques. Deux autres (8440 et 7030 ft) se situent à l'intérieur de l'Albien. À l'inverse, trois limites stratigraphiques (7920, 5830 et 5000 ft) ne s'accompagnent d'aucun changement lithologique. Les deux approches sont confrontées ci-dessous, intervalle par intervalle ; la synthèse est présentée dans le Tableau 3

Albien (11750 – 6830 ft) : un domaine continental:-

Sédimentologie et palynologie convergent pour attribuer l'Albien à un domaine continental. Les unités 1 et 2 traduisent une sédimentation argileuse de basse énergie, riche en matière organique figurée, dépourvue de glauconie ; les assemblages palynologiques, exclusivement composés de miospores, ne livrent aucun dinokyste. La palynologie confirme ainsi positivement l'absence d'influence marine que la sédimentologie ne pouvait établir que par défaut, en l'absence de glauconie. Les deux approches enregistrent toutefois des événements différents. La modification nette des assemblages de miospores à 7920 ft ne s'accompagne d'aucun changement lithologique : elle traduit vraisemblablement une évolution floristique, d'origine climatique ou évolutive, indépendante du milieu de dépôt. À l'inverse, la progradation fluvio-deltaïque enregistrée à 7030 ft (unité 3) ne se traduit par aucune modification rapportée du signal palynologique, ce qui s'accorde avec le maintien d'un domaine continental. La forte dominance de Classopollis classoides dans la partie supérieure de l'unité 2 (7920 – 7030 ft), pollen souvent associé aux milieux côtiers, suggère que le littoral n'était pas éloigné au moment où s'amorce cette progradation.

Cénomanién – Turonien (6830 – 5460 ft) : l'installation de l'influence marine:-

À 6830 ft, le passage à l'unité 4, caractérisée par des sables immatures alternant avec des argilites, coïncide avec l'apparition des premiers dinokystes. Les deux approches sont ici complémentaires. La sédimentologie décrit un système détritique proximal de front de delta à plate-forme interne, mais ne dispose d'aucun critère marin décisif ; la palynologie apporte la preuve de l'influence marine et précise le milieu : marin proximal, de type néritique interne. L'appauvrissement des assemblages cénomaniens est cohérent avec la nature gréseuse et grossière des dépôts, peu

favorable à la préservation et à la concentration des palynomorphes. Au Turonien, la palynologie ne fournit aucune information paléoenvironnementale. La continuité stricte des lithofaciès entre le Cénomaniens et le Turonien permet toutefois de proposer, à titre d'hypothèse, le maintien des conditions marines proximales établies au Cénomaniens, dans un régime d'aggradation.

Sénonien inférieur (5460 – 5400 ft) : un milieu marin proximal en voie d'ennoiement:-

Les deux approches concordent pour définir un milieu marin proximal. La sédimentologie enregistre la persistance d'apports détritiques et l'apparition de calcaires micritiques, signe d'une réduction du flux terrigène ; la palynologie associe dinokystes et miospores, avec des mégaspores d'Ariadnaesporites témoignant d'apports d'eau douce. La contribution encore notable des miospores n'est pas contradictoire avec la diminution des apports sableux : les palynomorphes, transportés en suspension, continuent d'atteindre le bassin alors que la fraction grossière n'y parvient plus.

La limite à 5400 ft : surface transgressive et lacune:-

La limite entre le Sénonien inférieur et le Campanien constitue l'événement majeur de la série. La sédimentologie y identifie un contact brutal entre alternances grés-argileuses et argilites glauconieuses, interprété comme une surface transgressive ; la palynologie y place une discordance impliquant une lacune au passage Santonien – Campanien. Leur confrontation conduit à interpréter cette limite comme une surface transgressive associée à un hiatus, qui pourrait correspondre à une surface de ravinement ou à une surface de non-dépôt sous-marine.

Campanien (5400 – 5000 ft) : le maximum marin:-

Les deux approches convergent pleinement. Les argilites glauconieuses laminées de l'unité 6, déposées par décantation, et les assemblages dominés par des dinokystes communs à abondants et diversifiés, presque dépourvus de miospores, définissent un milieu marin ouvert de plate-forme externe, éloigné des sources continentales ; la position distale sur la plate-forme est indiquée par la palynologie, la sédimentologie établissant le caractère marin et le faible taux de sédimentation. Le Campanien enregistre ainsi, pour les deux approches, le maximum d'influence marine de la série.

Maastrichtien (5000 – 4740 ft) : maintien du domaine marin ouvert:-

Les deux approches s'accordent sur le maintien d'un milieu marin ouvert de plate-forme, et la limite Campanien – Maastrichtien (5000 ft) ne s'exprime pas dans la lithologie. Elles divergent en revanche sur la tendance. L'abondance de la glauconie suggère, du point de vue sédimentologique, une sédimentation lente, voire condensée, tandis que la diminution de l'abondance des dinokystes pourrait, du point de vue palynologique, traduire une légère diminution de la tranche d'eau. Ces deux signaux ne sont pas nécessairement incompatibles : une baisse d'abondance des dinokystes peut aussi refléter une variation de la productivité ou des conditions de préservation. Cette question devra être tranchée par des données quantitatives.

Évolution générale:-

La confrontation des deux approches fait apparaître une mégaséquence transgressive. D'un domaine continental à l'Albien, marqué au sommet par la progradation d'un système fluvio-deltaïque, la série passe à un milieu marin proximal du Cénomaniens au Sénonien inférieur, puis, au-delà d'une surface transgressive associée à une lacune, à un milieu marin ouvert au Campanien, qui représente le maximum d'influence marine. Le Maastrichtien maintient ce domaine marin ouvert, avec une possible légère diminution de la tranche d'eau. Sur le plan paléoclimatique, le passage d'assemblages albiens à Elaterates et Classopollis, caractéristiques d'un climat chaud à tendance aride, à des palynoflores maastrichtiennes à pollen de palmier suggère une évolution vers des conditions plus humides au cours du Crétacé supérieur. Plusieurs points méritent d'être approfondis dans la discussion : la nature et l'ampleur de la lacune associée à la surface à 5400 ft ; l'absence de données palynologiques au Turonien ; la signification de la divergence entre condensation et diminution de la tranche d'eau au Maastrichtien ; le découplage entre le renouvellement floristique à 7920 ft et la sédimentation ; enfin, l'âge précis des limites lithologiques intra-albiennes à 8440 et 7030 ft.

Tableau 3. Confrontation des paléoenvironnements sédimentologiques et palynologiques, dans l'ordre de la sédimentation.

Étage (ft)	Unité	Paléoenvironnement sédimentologique	Paléoenvironnement palynologique	Interprétation combinée
Albien moyen (11750 – 7920)	U1 ; U2 p.p.	Continental à paralique de basse énergie	Non marin : miospores seules	Continental (convergence)
Albien supérieur (7920 – 6830)	U2 p.p. ; U3	Basse énergie, puis progradation fluvio-deltaïque (7030 ft)	Continental, éventuellement côtier	Continental, progradation fluvio-deltaïque au sommet
Cénomanién (6830 – 5830)	U4 p.p.	Front de delta à plate-forme interne	Marin proximal (néritique interne)	Marin proximal (complémentarité : preuve marine palynologique)
Turonien (5830 – 5460)	U4 p.p.	Idem Cénomanién ; aggradation	Non déterminable	Marin proximal probable (par continuité des faciès)
Sénonien inférieur (5460 – 5400)	U5	Détritique proximal ; réduction des apports terrigènes	Marin proximal ; apports d'eau douce	Marin proximal en voie d'ennoiement (convergence)
Limite à 5400 ft	U5 / U6	Surface transgressive	Discordance, lacune Santonien – Campanien	Surface transgressive associée à un hiatus
Campanien (5400 – 5000)	U6 p.p.	Marin franc de plate-forme	Marin ouvert, distal	Marin ouvert, plate-forme externe ; maximum marin (convergence)
Maastrichtien (5000 – 4740)	U6 p.p.	Plate-forme ; sédimentation lente, probablement condensée	Marin ouvert ; possible diminution de la tranche d'eau	Marin ouvert de plate-forme ; tendance à discuter

Annexe:-

Planche 1: 1. Appendicisporites potomacensis, 2. Classopollis classoides, 3. Elaterosporites klaszii, 4. Elaterosporites verrucatus, 5. Elaterosporites protensus, 6. Afropollis jardinus, 7. Classopollis jardinei, 8. Steevesipollenites cupuliformis.

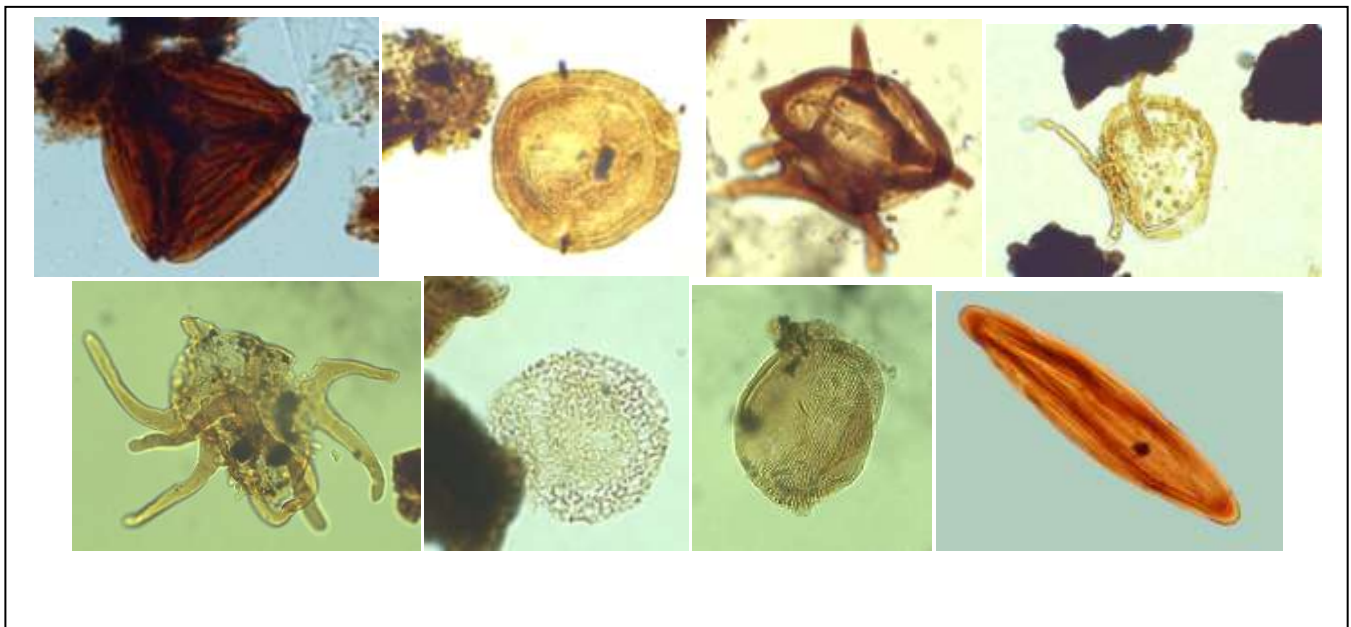


Planche 2: 1. *Tricolpites* sp. SC.I 13, 2.a,b, *Odontochitina* porifera, 3.a,b *Zlivisporis* blanensis, 4. *Ariadnaesporites* spinosus, 5. *Ariadnaesporites* longiprocessum, 6.a,b *Ephedripites* ambiguus, 7a–c *Inaperturopollenites* spp.

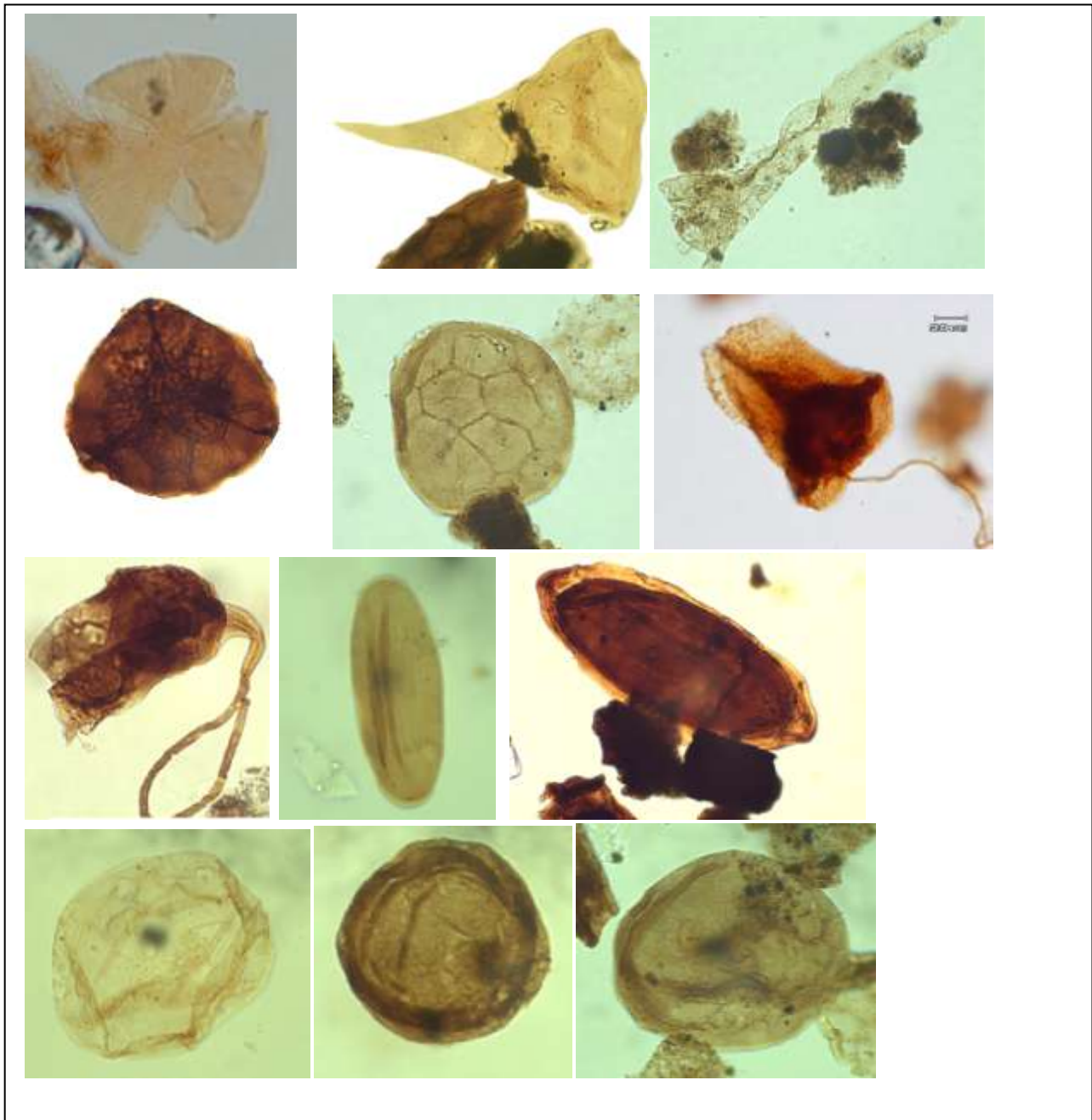
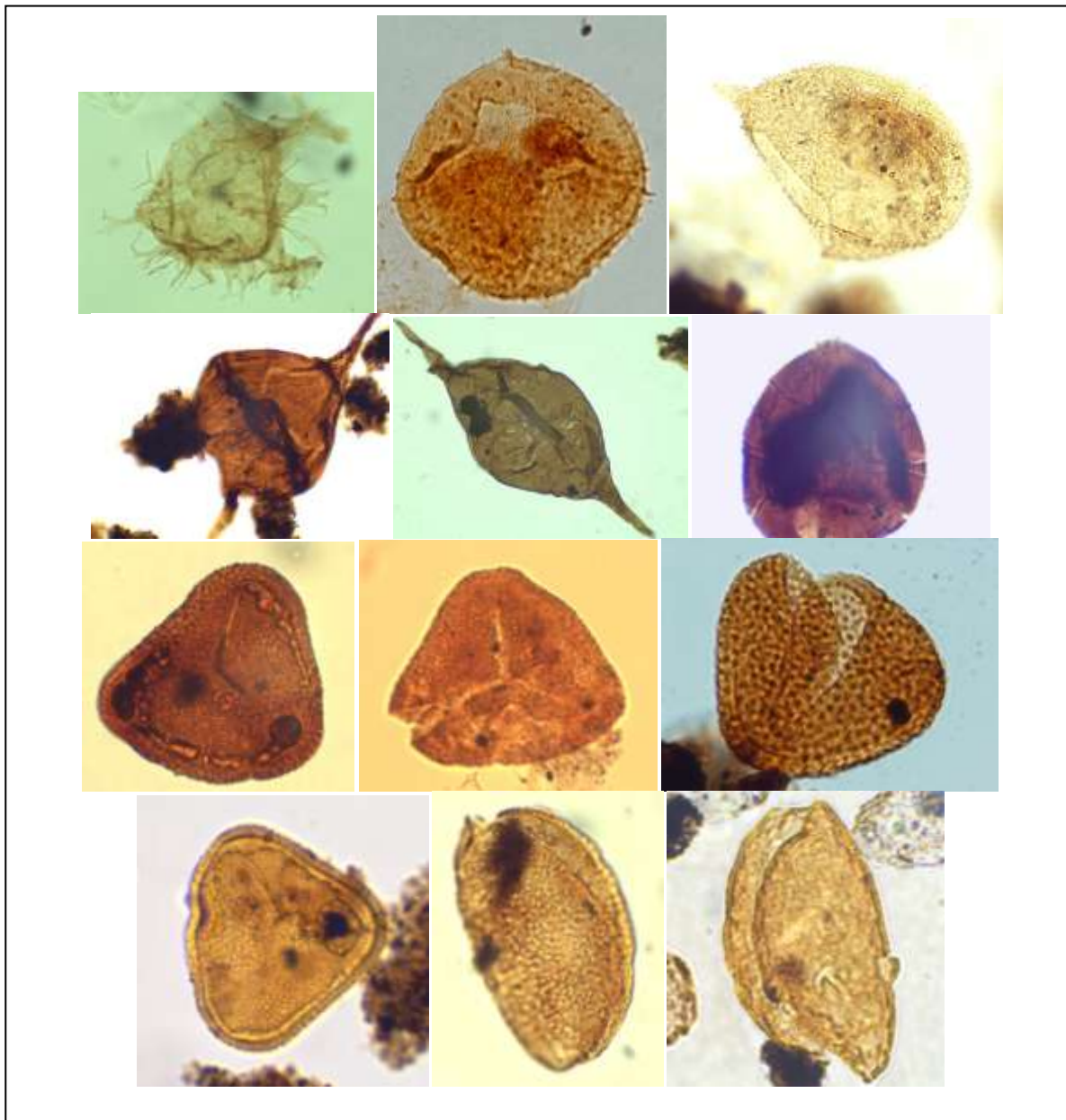


Planche 3: 1. *Xenascus ceratioides*, 2.a,b *Trichodinium castaneum*, 3. *Cerodinium granulostriatum*, 4. *Andalusiella gabonensis*, 5. *Andalusiella ivoirensis*, 6a,b,c. *Foveotrilletes margaritae*, 7,a,b,c. *Longapertites microfoveolatus*



Liste Des Taxons Cités:-

Kystes de dinoflagellés:-

- Andalusiella gabonensis* Masure, Rauscher, Dejax, Schuler et Ferré, 1998
Andalusiella ivoirensis Masure, Tea-Yassi & Yao, 1996
Cerodinium granulostriatum (Jain & Millepied, 1973) Lentin & Williams, 1987
Odontochitina porifera Cookson, 1956
Trichodinium castaneum (Deflandre, 1935) Clarke & Verdier, 1967
Xenascus ceratioides (Deflandre, 1937) Lentin & Williams, 1973

Spores et megaspores:-

Appendicisporites potomacensis Brenner, 1963
Ariadnaesporites longiprocessum (Hills & Jensen, 1966) Hills, 1967
Ariadnaesporites potoniei Robert Potonié, 1956
Ariadnaesporites spinosus (Elsik, 1966) Hills, 1967
Foveotrilites margaritae (van der Hammen, 1954) Germeraad, Hopping & Muller, 1968
Zlivisporis blanensis Pacltová, 1961

Grains de pollen:-

Afropollis jardinus (Brenner, 1968) Doyle, Jardiné & Doerenkamp, 1982
Classopollis classoides Pflug, 1953 emend. Pocock & Jansonius, 1961
Classopollis jardinei Reyre, Kieser & Pujol, 1970
Classopollis martinotii Yves Reyre, 1970
Classopollis spinosus G.F.W. Herngreen, 1973
Elaterosporites klaszii (Jardiné & Magloire, 1965) Jardiné, 1967
Elaterosporites protensus (Stover, 1963) Jardiné, 1967
Elaterosporites verrucatus (Jardiné & Magloire, 1965) Jardiné, 1967
Ephedripites ambiguus Richard W. Hedlund, 1966
Longapertites microfoveolatus Adegoke & Jan du Chêne, 1975
Steevesipollenites cupuliformis Azéma et Boltenhagen, 1974
Steevesipollenites grambastii Claudine Azéma et Eugène Boltenhagen, 1974
Tricolpites sp. SC.I 13 in Jardiné et Magloire, 1965

Discussion:-

La confrontation des approches sédimentologique et palynologique permet de proposer un modèle intégré de l'évolution paléoenvironnementale du Crétacé de la marge d'Abidjan. La discussion porte successivement sur la portée méthodologique de cette démarche, puis sur les quatre étapes majeures de l'évolution enregistrée dans le puits AB-9X, replacées dans les schémas géodynamique et tectono-sédimentaire de la marge transformante ivoirienne.

Portée de la démarche séquentielle et intégrée:-

Les études antérieures du Crétacé ivoirien ont principalement reposé sur la palynologie (Digbehi et al., 1996a, 2011b ; Tea-Yassi et al., 1999), sur les foraminifères (Bamba et al., 2011) ou sur l'association de la micropaléontologie et de la palynologie à des fins biostratigraphiques (Digbehi et al., 1997 ; Saint-Marc et N'da, 1997) ; seules quelques études ont abordé les milieux de dépôt par la sédimentologie de carottes (Fea et al., 2019). La démarche adoptée ici, qui établit d'abord une lecture sédimentologique indépendante de toute datation avant de la confronter au signal palynologique, permet d'évaluer objectivement la cohérence des deux sources d'information.

Cette confrontation fait apparaître une convergence pour l'Albien, le Sénonien inférieur et le Campanien, une complémentarité pour le Cénomani et le Turonien, et une divergence limitée à la tendance enregistrée au Maastrichtien. Elle montre surtout qu'aucune des deux approches n'aurait suffi à elle seule. Sur des déblais, la sédimentologie ne dispose d'aucun critère marin décisif en l'absence de glauconie, minéral qui n'apparaît qu'à partir de 5400 ft ; elle ne pouvait donc pas démontrer le caractère marin des dépôts cénomaniens à santoniens. À l'inverse, la palynologie fournit un indice marin direct, la présence de dinokystes, mais son signal dépend de la préservation des palynomorphes, défavorisée dans les faciès détritiques grossiers (Tyson, 1995), et elle reste muette sur la dynamique sédimentaire. La sédimentologie ne permet pas non plus, à elle seule, de situer le milieu sur le profil de plate-forme : la glauconie indique un milieu marin à faible taux de sédimentation, mais c'est la composition des assemblages palynologiques qui permet de le qualifier de distal. C'est donc la combinaison des deux approches qui permet de caractériser à la fois la nature et l'énergie des milieux de dépôt.

L'Albien : une sédimentation continentale syn-transformante:-

Le caractère continental de l'Albien, établi de manière convergente par les deux approches, s'accorde avec le schéma régional : il correspond à la phase de rift du schéma de Digbehi (1987), caractérisée par des dépôts margino-fluviatiles. Sur la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana, les forages du Leg 159 de l'Océan Drilling Program ont recoupé des séries silicoclastiques albiennes rapportées à la phase syn-rift et syn-transformante (Mascle et al., 1998 ; Basile et al., 1998). Dans le puits AB-9X, les assemblages exclusivement composés de miospores, riches en formes à élatères, en Afropollis et en Classopollis, sont caractéristiques de la province microflorale d'Afrique-Amérique du Sud (Herngreen et al., 1996), déjà reconnue dans le bassin ivoirien par Jardiné et Magloire (1965). À l'échelle

régionale, ce résultat contraste avec l'interprétation proposée pour la succession albo-cénomaniennne du puits Epunsa-1, dans le bassin de Tano au Ghana, où les palynofaciès indiquent un milieu marin peu profond associé à des apports fluvio-deltaïques (Atta-Peters et Achaegakwo, 2016). Faute de distinguer, dans ce puits, la part de l'Albien et celle du Cénomanienn, il n'est pas possible de conclure à un diachronisme de l'enneioement entre les deux bassins ; cette question mérite toutefois d'être examinée, car elle conditionne la reconstitution de la progression de la transgression le long de la marge.

Deux observations propres au puits AB-9X méritent d'être soulignées. La première concerne le renouvellement floristique enregistré à 7920 ft, qui ne s'accompagne d'aucun changement lithologique. Ce découplage indique que la modification des assemblages de miospores n'est pas contrôlée par le faciès ; elle reflète plus vraisemblablement une évolution de la végétation régionale, d'origine climatique ou évolutive. Cette indépendance vis-à-vis du milieu de dépôt renforce la valeur chronostratigraphique de la limite placée à ce niveau, dont l'ampleur devrait toutefois être précisée par une analyse quantitative. La seconde concerne la limite lithologique de 7030 ft. L'arrivée brutale de sables grossiers et immatures (unité 3), immédiatement sous la limite Albien-Cénomanienn, traduit un rajeunissement du relief et une augmentation du flux détritique. Elle peut être rapprochée de la discordance tectonique d'âge Albien supérieur-Cénomanienn inférieur décrite sur la marge et attribuée à la séparation finale des marges continentales africaine et sud-américaine (Blarez, 1986 ; Mascle et Blarez, 1987 ; Blarez et Mascle, 1988). L'unité 3 pourrait ainsi constituer l'expression, sur la plate-forme d'Abidjan, de cet événement tectonique qui clôt la phase de rift.

Le passage Albien – Cénomanienn : l'installation de l'influence marine:-

À 6830 ft, la coïncidence entre le changement de lithofaciès (passage à l'unité 4) et l'apparition des premiers dinokystes constitue l'un des résultats majeurs de l'étude. Elle date du Cénomanienn basal l'installation de l'influence marine sur la marge d'Abidjan, dans un contexte de front de delta à plate-forme interne. Ce résultat correspond précisément au début de la deuxième phase du schéma de Digbehi (1987), définie par les premières transgressions marines franches au Cénomanienn. Il s'accorde également avec l'étude sédimentologique et ichnologique de carottes cénomaniennes du bassin offshore, qui décrit des milieux côtiers à deltaïques et marins peu profonds, avec des salinités pleinement marines dans certains intervalles (Fea et al., 2019). Cette incursion marine succède directement à la phase de progradation de l'unité 3 et intervient au moment où, selon le schéma régional, l'activité transformante s'achève et où se met en place la connexion océanique équatoriale (Mascle et al., 1998). La question de l'existence d'une lacune à cette limite reste ouverte. Dans le puits AB-9X, les LAD des marqueurs albiens coïncident avec la base du Cénomanienn, sans que l'absence de biozones soit démontrée ; mais la résolution offerte par des déblais ne permet pas d'exclure un hiatus de courte durée.

Le Cénomanienn et le Turonien forment une unité lithologique homogène d'environ 1370 ft (≈ 418 m), interprétée comme le produit d'une aggradation en milieu marin proximal. Les calcaires à calcisphères qui caractérisent la deuxième phase du schéma de Digbehi (1987) n'y sont pas représentés, la sédimentation restant entièrement détritique jusqu'au Sénonien inférieur ; cette absence peut traduire une position proximale dominée par les apports terrigènes, ou l'érosion de ces niveaux au Sénonien inférieur. Cette aggradation contraste par ailleurs avec le haut niveau marin eustatique généralement reconnu au passage Cénomanienn – Turonien (Haq, 2014) : sur la marge d'Abidjan, les apports détritiques ont compensé la création d'espace, ce qui suggère que les facteurs locaux, subsidence et flux sédimentaire, l'emportaient sur l'eustatisme. L'absence de données palynologiques au Turonien empêche toutefois de vérifier si un approfondissement, masqué par la constance des lithofaciès, a pu se produire.

La limite Santonien – Campanien : surface transgressive et hiatus:-

La limite de 5400 ft constitue l'événement majeur de la série. Les deux approches y convergent : la sédimentologie identifie une surface transgressive, la palynologie une discordance impliquant une lacune au passage Santonien-Campanien. Cette interprétation s'inscrit exactement dans le schéma de Digbehi (1987), qui décrit l'érosion des dépôts de la deuxième phase au cours du Sénonien inférieur, puis le dépôt en transgression d'argiles marines campano-maastrichtiennes sur des surfaces d'érosion. Elle trouve également un écho direct sur la ride marginale, où le Coniacien et le Santonien sont représentés par des séquences condensées à surfaces durcies (hardgrounds), surmontées par les dépôts du Crétacé supérieur et du Paléocène (Basile et al., 1998). Dans le puits AB-9X, la faible épaisseur du Sénonien inférieur (60 ft) et l'absence de marqueur coniacien vont dans le même sens.

À l'échelle de la marge, l'intervalle Coniacien-Santonien apparaît ainsi caractérisé par une sédimentation réduite, condensée ou lacunaire. Ce régime coïncide avec la fin de l'activité transformante et l'installation de la subsidence thermique de la marge passive (Basile et al., 1993 ; Mascle et al., 1998). Les deux schémas régionaux le formulent différemment, l'un en termes d'installation de la marge passive dès le Santonien, l'autre en termes de passage à une

phase d'expansion active et de subsidence au Campanien (Digbehi, 1987) ; mais ils décrivent la même inflexion. La surface de 5400 ft marquerait alors, sur la plate-forme d'Abidjan, le passage de la deuxième à la troisième phase de l'évolution du bassin, c'est-à-dire la base de la séquence de marge passive : l'enneigement résulterait de la subsidence thermique, accompagnée d'un arrêt des apports détritiques grossiers. La nature exacte de cette surface reste à préciser. Une surface de ravinement, formée par érosion au cours de la transgression, et une surface de non-dépôt sous-marine sont toutes deux compatibles avec les observations. La présence de glauconie immédiatement au-dessus de la limite, indicatrice d'un faible taux de sédimentation (Odin et Matter, 1981), plaide plutôt en faveur d'une phase de privation sédimentaire, sans permettre de trancher en l'absence de carottes et de diagraphies. L'ampleur de la lacune ne pourra être établie que par l'identification des biozones manquantes, sur un échantillonnage plus serré.

Le Campanien et le Maastrichtien : un domaine marin ouvert:-

Le Campanien enregistre, pour les deux approches, le maximum d'influence marine de la série, dans un milieu de plate-forme externe. Il correspond aux argiles marines transgressives de la troisième phase du schéma de Digbehi (1987), et s'accorde avec le passage, décrit sur la ride marginale, à des argiles hémipélagiques de plus en plus profondes au Crétacé supérieur (Mascle et al., 1998). Dans le bassin de Tano, les dépôts campano-maastrichtiens du puits ST-9H ont également été rapportés à des milieux marins néritiques internes à externes, sous des conditions d'oxygénation variables (Achaegakwo et Atta-Peters, 2021). Ce résultat contraste en revanche avec l'interprétation estuarienne proposée pour des assemblages campaniens du bassin offshore ivoirien, fondée sur une palynoflore traduisant un climat tropical chaud et humide (Tea-Yassi et al., 1999). Dans le puits AB-9X, la dominance des dinokystes, la quasi-absence de miospores et la présence d'argilites glauconieuses laminées excluent un milieu estuarien. Cette divergence reflète vraisemblablement la position paléogéographique différente des sections étudiées le long d'un gradient proximal-distal, et suggère l'existence de forts contrastes latéraux de milieux de dépôt sur la marge ivoirienne au Campanien. Elle souligne l'intérêt de critères combinés pour la cartographie paléogéographique de cet intervalle. Au Maastrichtien, le caractère marin ouvert et la dominance des dinokystes concordent avec les résultats obtenus sur la marge d'Abidjan, où des assemblages à dinokystes prédominants caractérisent un milieu néritique du Maastrichtien à la base de l'Éocène (Digbehi et al., 2011a). La présence de genres péridinioïdes (*Cerodinium*, *Andalusiella*) s'inscrit dans la province tropicale à subtropicale reconnue pour les dinokystes du Crétacé supérieur ivoirien (Guédé et al., 2019).

La divergence entre les deux approches au Maastrichtien porte sur la tendance. L'abondance de la glauconie suggère une sédimentation lente, voire condensée, régime souvent associé à une privation sédimentaire en contexte d'inondation maximale ; la diminution de l'abondance des dinokystes a été interprétée comme une possible diminution de la tranche d'eau. Ces deux signaux ne sont pas nécessairement contradictoires. La baisse d'abondance des dinokystes peut en effet refléter une variation de la productivité, une dilution ou une altération de la préservation (Tyson, 1995), sans changement bathymétrique. La mauvaise préservation des dinokystes a d'ailleurs été signalée dans l'intervalle maastrichtien à éocène de la marge d'Abidjan (Digbehi et al., 2011a), ce qui renforce l'hypothèse d'un biais taphonomique.

Bien que qualitatives, les données palynologiques suggèrent une évolution climatique au cours du Crétacé. Les assemblages albiens à formes à élatères, *Afropollis* et *Classopollis* traduisent des conditions chaudes à tendance aride, caractéristiques de la province d'Afrique-Amérique du Sud (Herngreen et al., 1996). Au Campanien, des palynoflores du bassin offshore ivoirien ont été rapportées à un climat tropical chaud et humide (Tea-Yassi et al., 1999), et la présence de pollen de palmier (*Longapertites*) au Maastrichtien dans le puits AB-9X s'inscrit dans cette tendance. L'humidification progressive qui en ressort peut-être mise en relation avec l'élargissement de l'Atlantique équatorial et le renforcement des influences maritimes sur la marge.

Conclusion:-

L'étude combinée de la sédimentologie et de la palynologie des déblais du puits AB-9X, entre 4740 ft ($\approx$ 1445 m) et 11750 ft ($\approx$ 3581 m), permet de reconstituer l'évolution paléoenvironnementale du Crétacé de la marge d'Abidjan, de l'Albien moyen au Maastrichtien. Six unités lithologiques ont été définies indépendamment de toute datation, puis replacées dans un cadre palynostratigraphique fondé sur les dernières apparitions (LAD) des taxons de miospores et de dinokystes. Les principaux résultats sont les suivants.

(1) L'Albien (11750 – 6830 ft) s'est déposé dans un domaine continental à paralique de basse énergie, sous un climat chaud à tendance aride. Les assemblages palynologiques, exclusivement continentaux, appartiennent à la province microflorale d'Afrique-Amérique du Sud. Le sommet de l'Albien enregistre, à partir de 7030 ft, la

progradation d'un système fluvio-deltaïque, qui pourrait traduire l'événement tectonique de la fin de l'Albien reconnu sur la marge.

(2) L'influence marine s'installe au Cénomanién basal, à 6830 ft, où l'apparition des premiers dinokystes coïncide avec un changement de lithofaciès. Le Cénomanién et le Turonién correspondent à un milieu marin proximal, de front de delta à plate-forme interne, en régime d'aggradation.

(3) Le Sénonién inférieur, de faible épaisseur, enregistre un milieu marin proximal marqué par une réduction des apports terrigènes ; le Coniacién n'y est pas identifié.

(4) La limite de 5400 ft constitue une surface transgressive associée à un hiatus au passage Santonién-Campanién. Elle marque, sur la plate-forme d'Abidjan, l'enneigement du système détritique et l'installation d'un domaine marin ouvert, en relation probable avec la subsidence thermique de la marge passive. Elle correspond au passage de la deuxième à la troisième phase de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin définie par Digbehi (1987).

(5) Le Campanién représente le maximum d'influence marine de la série, dans un milieu de plate-forme externe. Le Maastrichtién conserve un caractère marin ouvert, dans un contexte de sédimentation lente.

Considérée dans son ensemble, la série décrit une mégaséquence transgressive, conduisant d'un domaine continental syn-transformant à un domaine marin ouvert de marge passive, et s'accompagne d'une évolution vers des conditions climatiques plus humides. Sur le plan méthodologique, l'étude montre que la sédimentologie et la palynologie sont complémentaires dans l'analyse de déblais de forage : la palynologie fournit la preuve de l'influence marine là où la sédimentologie en est dépourvue, tandis que la sédimentologie renseigne sur la dynamique des dépôts et comble les lacunes du signal palynologique.

Remerciements:-

Les auteurs remercient la Direction du Centre d'Analyses et de Recherche (DCAR) de PETROCI, et son directeur, M. Koffi Théodore, pour l'accès aux échantillons ayant permis la réalisation de cette étude, ainsi que les palynologues et sédimentologues du CAR de PETROCI qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de cette étude.

Références:-

1. Achaegakwo, C. A., et Atta-Peters, D. (2021). Palynofacies analysis and depositional environments of Upper Cretaceous sediments in the ST-9H well, offshore South Tano Basin, Western Ghana. *Geological Journal*, 56(6), 3225–3240. <https://doi.org/10.1002/gj.4097>
2. Atta-Peters, D., et Achaegakwo, C. A. (2016). Palynofacies and palaeoenvironmental significance of the Albian–Cenomanian succession of the Epunsa-1 well, onshore Tano Basin, western Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 114, 1–12.
3. Bamba, M. K., Digbehi, Z. B., Sombo, B. C., Goua, T. E., et N'da, L. V. (2011). Foraminifères planctoniques, biostratigraphie et paléoenvironnement des dépôts albo-turoniens de la Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. *Revue de Paléobiologie*, 30(1), 1–11.
4. Basile, C., Ginet, J. M., et Pezard, P. (1998). Post-tectonic subsidence of the Côte d'Ivoire–Ghana marginal ridge: Insights from FMS data. Dans J. Mascle, G. P. Lohmann et M. Moullade (dir.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* (vol. 159, p. 81–91). Ocean Drilling Program.
5. Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J. P., et Mascle, G. (1993). The Côte d'Ivoire–Ghana transform margin: A marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*, 222(1), 1–19.
6. Blarez, E. (1986). La marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana : structure et évolution d'une marge continentale transformante [Thèse d'État, Université Paris VI]. 188 p.
7. Blarez, E., et Mascle, J. (1988). Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. *Marine and Petroleum Geology*, 5(1), 54–64.
8. Chierici, A. (1996). Stratigraphy, paleoenvironments and geological evolution of the Ivory Coast–Ghana basin. Dans S. Jardiné, I. de Klasz et J.-P. Debenay (dir.), *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud : actes des colloques d'Angers* (16–20 juillet 1994) (Mémoire 16, p. 293–304). Elf Aquitaine.
9. Digbehi, Z. B. (1987). Étude comparée de la sédimentation des stades d'ouverture Atlantique : golfe de Guinée – golfe de Gascogne. *Sédimentologie, biostratigraphie* [Thèse de doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour]. 366 p.
10. Digbehi, Z. B., Guédé, K. E., Yao, N. J.-P., Affian, K., Toé Bi, K. K. K., Yao, K. R., et Tahi, I. (2011a). Palynostratigraphy and depositional palaeoenvironment of Cretaceous–Palaeogene (K-Pg) boundary deposits on Abidjan margin (Côte d'Ivoire). *Journal of Geography and Regional Planning*, 4(11), 644–655.
11. Digbehi, Z. B., N'da, L. V., Yao, K. R., et Atteba, Y. A. (1997). Principaux foraminifères et palynomorphes crétacés du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire, golfe de Guinée septentrional : propositions pour une échelle biostratigraphique locale. *Africa Geoscience Review*, 4(3–4), 467–479.

12. Digbehi, Z. B., Tea, J., et Aka, K. (1996b). Palynoflore de la formation d'Ebocco. Essai de reconstitution paléogéographique de la limite Maastrichtien-Paléocène du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. Dans S. Jardiné, I. de Klasz et J.-P. Debenay (dir.), *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud : actes des colloques d'Angers (16–20 juillet 1994)* (Mémoire 16, p.). Elf Aquitaine.
13. Digbehi, Z. B., Toé Bi, K. K. K., Adopo, K. L., Guédé, K. E., Tahi, I., et Yao, K. R. (2011b). Palynologie et environnements de dépôt des sédiments d'âge céno-manien supérieur-maastrichtien inférieur dans le bassin offshore de Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *Sciences et Nature*, 8, 95.
14. Digbehi, Z. B., Yao, K. R., Tea, Y. J., et Boblai, G. (1996a). Contribution à l'étude palynologique et paléoenvironnementale du Campanien et du Maastrichtien du bassin offshore de Côte d'Ivoire. *Géologie Méditerranéenne*, 23(2), 155–171.
15. Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Dans W. E. Ham (dir.), *Classification of carbonate rocks* (AAPG Memoir 1, p. 108–121). American Association of Petroleum Geologists.
16. Evitt, W. R. (1985). Sporopollenin dinoflagellate cysts: Their morphology and interpretation. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
17. Fea, I., McAfee, A., Yao, N. J.-P., Digbehi, Z. B., Kplohi, Y. H., et Fofana, B. (2019). Characterization of the salinity conditions of Cenomanian formations based on sedimentological and ichnological data of selected cores from Ivoirian offshore basin (septentrional Gulf of Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, 149, 367–397. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.08.018>
18. Guédé, K. E., Slimani, H., Yao, N. J.-P., Chekar, M., Koffi, N. J.-C., M'Hamdi, A., Mouah, R., et Digbehi, Z. B. (2019). Late Cretaceous to Early Eocene dinoflagellate cysts from the “12 frères” borehole, Fresco, southwestern Côte d'Ivoire: Biostratigraphy and paleobiogeographic implication. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 744–756.
19. Haq, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 44–58.
20. Herngreen, G. F. W., Kedves, M., Rovnina, L. V., et Smirnova, S. B. (1996). Cretaceous palynofloral provinces: A review. Dans J. Jansonius et D. C. McGregor (dir.), *Palynology: Principles and applications* (vol. 3, p. 1157–1188). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
21. Jan du Chêne, R. E. (1977). Some new pollen species of the upper Maastrichtian Tar Sand, Abeokuta Formation, southern Nigeria. *Revista Española de Micropaleontología*, 9(2), 191–201.
22. Jan du Chêne, R. E., de Klasz, I., et Archibong, E. E. (1978). Biostratigraphic study of the borehole Ojo-1, SW Nigeria, with special emphasis on the Cretaceous microflora. *Revue de Micropaléontologie*, 21, 123–139.
23. Jan du Chêne, R. E., Stover, L. E., et De Coninck, J. (1985). New observations on the dinoflagellate cyst genus *Kallosphaeridium* De Coninck, 1969. *Cahiers de Micropaléontologie*, (4), 1–18.
24. Jardiné, S., et Magloire, L. (1965). Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et de Côte d'Ivoire. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 32, 187–245.
25. Lentin, J. K., et Williams, G. L. (1989). Fossil dinoflagellates: Index to genera and species, 1989 edition (AASP Contributions Series n° 20). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
26. Lentin, J. K., et Williams, G. L. (1993). Fossil dinoflagellates: Index to genera and species, 1993 edition (AASP Contributions Series n° 28). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
27. Mascle, J., et Blarez, E. (1987). Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–Ghana continental margin. *Nature*, 326, 378–381.
28. Mascle, J., Lohmann, G. P., et Moullade, M. (dir.). (1998). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* (vol. 159). Ocean Drilling Program.
29. Masure, E., Tea-Yassi, J., et Yao, K. R. (1996). The dinoflagellate genus *Andalusiella*: Emendation of the genus, revision of species, *Andalusiella ivoirensis*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 91, 171–186.
30. Odin, G. S., et Matter, A. (1981). De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28(5), 611–641.
31. PETROCI. (2000). *Sédimentologie et palynologie des argiles noires et grises de la région de Brebo* [Rapport interne non publié]. PETROCI.
32. PETROCI. (2005). *Biostratigraphie, sédimentologie, géochimie et log de synthèse* [Rapport interne]. Direction du Centre d'Analyse et de Recherche, PETROCI.
33. Potonié, R. (1956). Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. I. Teil : Sporites (Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 23). Amt für Bodenforschung.
34. Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23(2), 117–119.
35. Saint-Marc, P., et N'da, L. V. (1997). Biostratigraphy and paleoenvironments of Cretaceous deposits off Abidjan (Gulf of Guinea). *Cretaceous Research*, 18, 545–565.

36. Tea-Yassi, J., Digbehi, Z. B., Yao, K. R., et Boblai, V. (1999). Étude de quelques palynomorphes du Crétacé supérieur du bassin offshore de Côte d'Ivoire : implications biostratigraphiques et paléoenvironnementales. *Journal of African Earth Sciences*, 29(4). [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00129-3](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00129-3)
37. Tyson, R. V. (1995). *Sedimentary organic matter: Organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall.
38. Williams, G. L., Fensome, R. A., et MacRae, R. A. (2017). *The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates*, 2017 edition (AASP Contributions Series n° 48). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
39. Wood, G. D., Gabriel, A. M., et Lawson, J. C. (1996). *Palynological techniques: Processing and microscopy*. Dans J. Jansonius et D. C. McGregor (dir.), *Palynology: Principles and applications* (vol. 1, p. 29–50). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.