



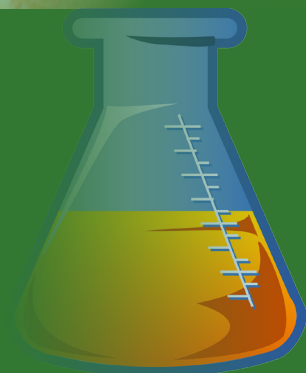
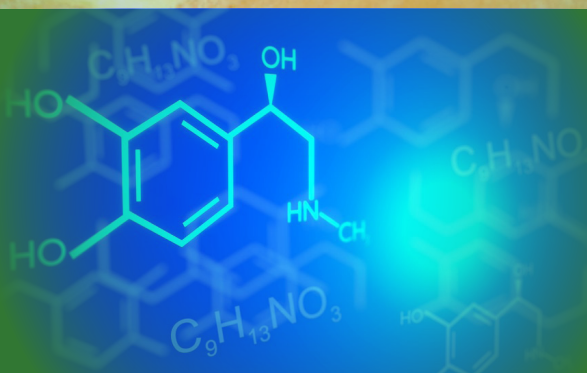
# RAMRES

ISSN 2424-7235

Revue Africain et Malgache de REcherches  
Scientifiques

*Science de la vie, de la terre et agronomie (SVT-A)*

**Année 2018, Volume 06, Numéro 1**



*Science de la vie, de la terre et agronomie*

# CAMES

## Historique

Plusieurs réunions de spécialistes chargés de définir le rôle et les fonctions de l'Enseignement Supérieur ont conduit à la constitution d'une "Commission consultative d'expert pour la réforme de l'Enseignement en Afrique et à Madagascar". Une résolution de la Conférence des Ministres de l'Éducation nationale tenue à Paris en 1966 donnait mandat à la commission d'entreprendre une recherche approfondie sur les structures et les enseignements des Universités Africaines et malgaches, dans un large esprit de coopération interafricaine. Les conclusions de la réflexion menée par la Commission leur ayant été soumises à la Conférence de Niamey, tenue les 22 et 23 janvier 1968, les Chefs d'Etats de l'OCAM décidèrent la création du "Conseil Africain et Malgache pour l'Enseignement Supérieur", regroupant à ce jour seize (16) Etats francophones d'Afrique et de l'Océan Indien. La convention portant statut et organisation du CAMES fut signée par les seize (16) Chefs d'Etat ou de Gouvernement, le 26 Avril 1972 à Lomé. Tous les textes juridiques ont été actualisés en 1998-1999 et le Conseil des Ministres du CAMES, a lors de la 17ème Session tenue à Antananarivo en Avril 2000, adopté l'ensemble des textes juridiques actualisés du CAMES, qu'on peut retrouver sur le site web <http://www.lecames.org/spip.php?article1>

## Missions

- Promouvoir et favoriser la compréhension et la solidarité entre les Etats membres ;
- Instaurer une coopération culturelle et scientifique permanente entre les Etats membres ;
- Rassembler et diffuser tous documents universitaires ou de recherche : thèses, statistiques, informations sur les examens, annuaires, annales, palmarès, information sur les offres et demandes d'emploi de toutes origines
- Préparer les projets de conventions entre les États concernés dans les domaines de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et contribuer à l'application de ces conventions ;
- Concevoir et promouvoir la concertation en vue de coordonner les systèmes d'enseignement supérieur et de la recherche afin d'harmoniser les programmes et les niveaux de recrutement dans les différents établissements d'enseignement supérieur et de recherche, favoriser la coopération entre les différentes institutions, ainsi que des échanges d'informations.

## Organisation

### Le Conseil des Ministres

Le Conseil des Ministres est l'instance suprême du CAMES. Il regroupe tous les Ministres ayant en charge l'Enseignement Supérieur et/ou la Recherche Scientifique des pays membres. Il se réunit une fois l'an en session ordinaire et peut être convoqué en session extraordinaire. L'actuel Président du Conseil des Ministres est le Ministre de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche de Côte d'Ivoire.

### Le Comité des Experts

Le Comité des Experts prépare la session ministérielle. Il est composé de deux représentants par pays membre ou institution membre. Il se réunit une fois l'an en session ordinaire et peut être convoqué en session extraordinaire.

### Le Comité Consultatif Général (CCG)

Il supervise et contrôle l'application de l'Accord portant création et organisation des Comités Consultatifs Interafricains. Ses membres sont des Recteurs ou Présidents d'Universités et des Directeurs des Centres Nationaux de Recherche. Les organismes signataires de l'Accord y sont représentés par leurs Directeurs.

## SOMMAIRE

- Lithostratigraphy of the Bonikro gold deposit; contribution to the setting of the Birimian units in the Fettèkro greenstone belt, Côte d'Ivoire.** 06  
 Zié Ouattara<sup>1,2\*</sup>, Yacouba Coulibaly<sup>2</sup>, Marie-Christine Boiron<sup>3</sup>
- Évaluation par les méthodes diagaphiques des caractéristiques des réservoirs gréseux de la formation albienne dans la partie offshore profond du bassin côtier béninois.** 15  
 Armand KIKI<sup>1</sup>, Christophe KAKI<sup>1</sup>, Gérard Alfred d'ALMEIDA<sup>1</sup>
- Contribution des analyses morphoscopique et exoscopique des grains de quartz des plages ivoiriennes a la reconstitution des environnements de dépôts quaternaires** 23  
 KONAN K. E<sup>1</sup>., N'DOUFOU G. H. C<sup>2</sup>. N'GUESSAN Y A<sup>1</sup>., KOFFI K. P<sup>3</sup>., BAMBA S. B<sup>3</sup>.
- Diatomées des eaux de l'embouchure fleuve Comoé - lagune Vodroboué et de la lagune Vodroboué au Sud-Est de la Côte d'Ivoire (sud-est, Côte d'Ivoire).** 30  
 ADON Marie Paulette\*<sup>1</sup>, Niamien-Ebrottié Julie Estelle<sup>2</sup>, KOUASSI Blé Alexis Tardy<sup>3</sup>, OUATTARA Allassane<sup>2</sup>, GOURENE Germain<sup>2</sup>.
- Etude des paramètres de reproduction et de développement de *Clavigralla tomentosicollis* Stål, 1855 (Hemiptera : Coreidae) et son incidence sur le rendement du niébé dans la région de Maradi au Niger** 40  
 Maimouna ABDOURAHAMANE HAROUNA<sup>12</sup>, Ibrahim BAOUA<sup>2\*</sup>, Manuele TAMO<sup>3</sup>, Laouali AMADOU<sup>1</sup>, Saadou MAHAMANE<sup>4</sup> et Barry PITTENDRIGH<sup>5</sup>
- Apport de la minéralogie et de la cristalochimie à la connaissance des conditions de mise en place de l'intrusion mafique-ultramafique à Ni-Cu-EGP de Samapleu (complexe lité Yacouba, ouest de la Côte d'Ivoire)** 49  
 Gnamba Emmanuel Franck GOUEDJI<sup>1\*</sup>, Marc-Antoine AUDET<sup>2</sup>, Yacouba COULIBALY<sup>3</sup>, Christian PICARD<sup>4</sup>, Naomi OUATTARA<sup>5</sup>, Bouaké BAKAYOKO<sup>2</sup>
- L'Eocène de la marge continentale Ouest Africaine en Casamance (Sénégal) : Biostratigraphie et Paléoenvironnement à partir des ostracodes.** 68  
 Malick THIAM<sup>1</sup> & Raphaël SARR<sup>2</sup>
- Caractérisation sédimentologique des sables superficiels de la zone côtière gabonaise dans le secteur de Setté-Cama.** 73  
 Ondo Zue Abaga Norbert\*<sup>(1)</sup>, Makaya M'voubou<sup>(1)</sup>, Mouyalou Vivino Max Thierry<sup>(2)</sup>

# INSTRUCTIONS AUX AUTEURS

## Politique éditoriale

La Revue CAMES publie des contributions originales (en français et en anglais) dans tous les domaines de la science et de la technologie et est subdivisée en 9 séries :

- **Sciences des structures et de la matière.** Elle couvre les domaines suivants : mathématiques, physique, chimie et informatique,
- **Sciences de la santé :** médecine humaine, médecine vétérinaire, pharmacie, odonto-stomatologie, productions animales ;
- **Sciences de la vie, de la terre et agronomie ;**
- **Sciences appliquées et de l'ingénieur ;** Littérature, langues et linguistique ;
- **Sciences humaines :** Philosophie, sociologie, anthropologie, psychologie, histoire et géographie ;
- **Sciences économiques et de gestion ;**
- **Sciences juridiques et politiques ;**
- **Pharmacopée et médecine traditionnelles africaines ;**

Toutes les séries publient en moyenne deux numéros par an.

Les contributions publiées par la Revue CAMES représentent l'opinion des auteurs et non celle du comité de rédaction ou du CAMES. Tous les auteurs sont considérés comme responsables de la totalité du contenu de leurs contributions.

## Soumission et forme des manuscrits

La soumission d'un manuscrit à la Revue CAMES implique que les travaux qui y sont rapportés n'aient jamais été publiés auparavant, ne soient pas soumis concomitamment pour publication dans un autre journal et qu'une fois acceptés, ne fussent plus publiés nulle part ailleurs sous la même langue ou dans une autre langue, sans le consentement du CAMES.

Les manuscrits, dactylographiés en interligne double en recto sont soumis aux rédacteurs en chef des séries.

Les manuscrits doivent comporter les adresses postales et électroniques et le numéro de téléphone de l'auteur à qui doivent être adressées les correspondances. Les manuscrits soumis à la Revue CAMES doivent impérativement respecter les indications cidessous:

## Langue de publication

La revue publie des articles rédigés en français ou en anglais. Cependant, le titre, le résumé et les mots-clés doivent être donnés dans les deux langues.

Ainsi, tout article soumis en français devra donc comporter, obligatoirement, «un titre, un abstract et des keywords», idem, dans le sens inverse, pour tout article en anglais (un titre, un résumé et des mots-clés).

## Page de titre

La première page doit comporter le titre de l'article, les noms des auteurs, leur institution d'affiliation et leur adresse complète. Elle devra comporter également un titre courant ne dépassant pas une soixantaine de caractères ainsi que l'adresse postale de l'auteur, à qui les correspondances doivent être adressées.

## Résumé

Le résumé ne devrait pas dépasser 250 mots. Publié seul, il doit permettre de comprendre l'essentiel des travaux décrits dans l'article.

## Introduction

L'introduction doit fournir suffisamment d'informations de base, situant le contexte dans lequel l'étude a été entreprise. Elle doit permettre au lecteur de juger de l'étude et d'évaluer les résultats acquis.

## Corps du sujet

Les différentes parties du corps du sujet doivent apparaître dans un ordre logique.

## Conclusion

Elle ne doit pas faire double emploi avec le résumé et la discussion. Elle doit être un rappel des principaux résultats obtenus et des conséquences les plus importantes que l'on peut en déduire.

## La rédaction du texte

La rédaction doit être faite dans un style simple et concis, avec des phrases courtes, en évitant les répétitions.

## Remerciements

Les remerciements au personnel d'assistance ou à des supports financiers devront être adressés en terme concis.

## Références

Les noms des auteurs seront mentionnés dans le texte avec l'année de publication, le tout entre parenthèses.

Les références doivent être listées par ordre alphabétique, à la fin du manuscrit de la façon suivante:

- **Journal** : noms et initiales des prénoms de tous les auteurs, année de publication, titre complet de l'article, nom complet du journal, numéro et volume, les numéros de première et dernière page.

- **Livres** : noms et initiales des prénoms des auteurs et année de publication, titre complet du livre, éditeur, maison et lieu de publication.

- **Proceedings** : noms et initiales des prénoms des auteurs et année de publication, titre complet de l'article et des proceedings, année et lieu du congrès ou symposium, maison et lieu de publication, les numéros de la première et dernière page.

#### Tableaux et figures

Chaque tableau sera soumis sur une feuille séparée et numéroté de façon séquentielle. Les figures seront soumises sur des feuilles séparées et numérotées,

selon l'ordre d'appel dans le texte.

La numérotation des tableaux se fera en chiffres romains et celle des figures en chiffres arabes, dans l'ordre de leur apparition dans le texte.

#### Photographies

Les photographies en noir & blanc et couleur, sont acceptées.

#### Procédure de révision

Les manuscrits sont soumis à la révision des pairs. Chaque manuscrit est soumis au moins à deux référés spécialisés. Les auteurs reçoivent les commentaires écrits des référés. Il leur est alors notifié, par la même occasion, l'acceptation ou le rejet de leur contribution.

**NB : Le manuscrit accepté doit, après correction conformément aux recommandations des référés, être retourné aux différents rédacteurs en chef des séries, en format WORD ou DOC.**

## REDACTEURS EN CHEF DES REVUES

Les auteurs sont invités à envoyer directement leurs articles aux rédacteurs en chef des différentes séries:

- **Sciences des structures et de la matière:**

Pr ABDOULA YB Alassane: aabdouy@yahoo.com (Niamey)

- **Sciences de la santé:**

Pr TOURE Meissa mtoure@ised.sn (Dakar)

- **Sciences de la vie, de la terre et agronomie:**

Pr GLITHO Adolé I. iglitho@yahoo.fr (Lomé)

- **Sciences appliquées et de l'ingénieur:**

Pr FALL Meissa meissaJall@univ-thies.sn (Thiès)

- **Littérature, langues et linguistique:**

Pr AINAMON augustin ainamonaugustin@yahoo.fr (Cotonou)

- **Sciences humaines:**

Pr KADANGA Kodjona kkadanga59@yahoo.fr (Lomé)

- **Sciences économiques et de gestion:**

Pr ONDO Ossa Albert saon4@yahoo.fr (Gabon)

- **Sciences juridiques et politiques:**

Pr SOMA Abdoulaye tikansonsoma@yahoo.fr (Ouagadougou)

- **Pharmacopée et médecine traditionnelles africaines**

Pr OUAMBA Jean Maurille jm\_maurille@yahoo.fr (Brazzaville)

Conformément à la **note d'information N° 0011.2018//CAMES/SG/KP du 28/02/2018**, adressée aux Rédacteurs en chef des Revues du **CAMES** (qui devient **RAMres : Revue Africaine et Malgache de Recherches Scientifiques**). Vous êtes priés de bien vouloir vous acquitter des **frais d'évaluation** de votre article qui s'élèvent à **25 000 F CFA** et d'envoyer votre reçu de paiement et une copie de votre manuscrit à l'adresse **iglitho@yahoo.fr**. Si votre article est accepté pour publication, après révision, vous paierez des **frais de publication** qui s'élèvent à **75 000 F CFA** avant sa parution dans la revue sur la plate-forme de gestion des publications.

NB: Les frais d'évaluation (25 000 F CFA) et de publication (75 000 F CFA) seront payés par envoi Western Union au SG du CAMES (M. COULIBALY O. Pascal) et le code par SMS au +226 70 29 58 08, les reçus doivent être scannés et envoyés à l'adresse suivante <pocoulibaly\_at\_yahoo.fr>. avec copie au professeur GLITHO A. <iglitho\_at\_yahoo.fr> (PS: Prendre soin de remplacer \_at\_ par @ dans les e-mail ci-dessus.)

# Lithostratigraphy of the Bonikro gold deposit; contribution to the setting of the Birimian units in the Fettekro greenstone belt, Côte d'Ivoire.

Zié Ouattara<sup>1,2\*</sup>, Yacouba Coulibaly<sup>2</sup>, Marie-Christine Boiron<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Département de Géologie et matériaux, UFR des Sciences Géologiques et Minières, Université de Man, BP V20 Man, Côte d'Ivoire.

<sup>2</sup>Laboratoire de Géologie du Socle et de Métallogénie, UFR STRM, Université Félix HOUPHOUËT-BOIGNY, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire.

<sup>3</sup>Laboratoire de Géoressources, Université de Lorraine, CNRS, BP236, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

\* Corresponding author: ziegbana@hotmail.fr

## Abstract

The main objective of this paper is to set the lithostratigraphy column of the southern Fettekro greenstone belt in Côte d'Ivoire based on the Bonikro gold deposit investigations in order to put in light Birimian units chronology and understand the relation between the lithostratigraphy and the gold mineralization.

Three types of rocks groups are recognized. They are mafic, felsic and sediments. Each of these groups is made of different lithological units. The felsic group in the central part, is ore-bearing through the granodiorite and aplo-pegmatite dykes. The mafic has the basalt as the main lithology when the sediments are composed of siltstone, black shale and pyroclastite (volcano-sedimentary).

Among these lithological units, two are abundant: first, the basaltic complex occupying the east of the deposit and second the volcano-sedimentary rocks associated with sediments in the western side. These two units present an interface which is occupied in the south by the north-south to north-east trending Bonikro shear zone (BSZ) whereas in the centre and the NE, the interface is occupied by the BSZ and the granodiorite.

In consequence, the lithostratigraphic column realized in the south reveals that the basaltic unit and the pyroclastic unit were in contact before the setting of the BSZ. The Bonikro western side is where the petrographic diversity is well expressed. This side is likely where the lithological correlation is consistent and worthy. It appears that there is a contemporaneusness between the basaltic and the pyroclastic and sedimentary units.

**Keywords:** Lithostratigraphy, Gold, Birimian, Fettekro, Bonikro, Côte d'Ivoire, West Africa.

## Résumé

L'objectif principal de ce travail est d'établir la colonne lithostratigraphique du sud de la ceinture des roches vertes de Fettekro en Côte d'Ivoire en se basant sur les investigations du gisement d'or de Bonikro. Cela permet ainsi de mettre en exergue la chronologie des unités birimiennes et d'explicitier la relation entre la lithostratigraphie et la minéralisation aurifère.

Trois groupes de roches composent ce gisement : mafique, felsique et sédimentaire. Chacun des groupes comprend différentes unités lithologiques. Le groupe de roches felsiques, occupant la partie centrale du gisement, encaisse la minéralisation à travers la granodiorite et les dykes aplo-pegmatitiques. Le groupe mafique a le basalte comme la principale lithologie tandis que les sédiments se composent de pélite, d'argilite et de pyroclastites (dépôts volcano-sédimentaires).

Parmi ces lithologies du gisement, deux sont abondantes: en premier, le complexe de volcanite mafique (basalte) occupant l'Est et en second, les roches volcano-sédimentaires et sédimentaires occupant l'Ouest du gisement.

Ces deux unités présentent une interface qui est occupée dans le Sud par le couloir de cisaillement de Bonikro (BSZ) d'allure nord-sud à nord-est alors que dans le centre et le nord, cette interface est occupée par la BSZ et la granodiorite.

En conséquence, la colonne lithostratigraphique réalisée dans le Sud révèle que les unités basaltiques et volcano-sédimentaires étaient en contact avant la mise en place de la BSZ. Dans la zone Ouest de Bonikro où la diversité pétrographique est mieux exprimée, la corrélation lithostratigraphique a mis en évidence une contemporanéité entre les unités basaltiques et volcano-sédimentaire.

**Mots clés :** Lithostratigraphie, or, Birimien, Fettekro, Bonikro, Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest.

## Introduction

The Fettekro greenstone belt is one of the most productive gold belt in Côte d'Ivoire. Numerous gold occurrences have been recorded before and in its southern part, since 2008, some of the gold projects have given right to at least three gold deposits: Bonikro (15.9 kt at 1.8g/t), Agbahou and Hiré (Fig. 1; Olson, 1989; Gnanzou, 2006; Houssou *et al.*, 2011, 2017; Houssou, 2013; Ouattara, 2015; Ouattara *et al.*, 2015).

The interests in the Fettekro greenstone belt started some decades ago with the rocks exposed in the Toumodi volcanic area (Yacé, 1976, 1982, 1984; Mortimer, 1990) and in the northern part (Lemoine, 1983). The studies from the south to the north of the belt were able to define an individual Eburnean volcanism which has its own characters (Yacé, 1982) and to set its lithostratigraphy (Yacé, 1976, 1982; Lemoine, 1983;

Mortimer, 1990, 1992).

In term of correlation of these geological understandings, the southern Fettekro was for sometimes automatically linked to the Toumodi area (central part of the belt). That was a consequence of the scarcity of the outcrops in the southern Fettekro belt. This part is truly affected by a strong lateritisation which intensity cannot be seen elsewhere in this belt (Yacé, 1982, Ouattara *et al.*, 2015), therefore the correlation and the geological studies were limited.

In this context, the discovery and then, the exploitation of gold in this southern part gave the opportunity to be more focused on the area (Chermette, 1935; Archambault, 1935; Gnanzou, 2006). That is the case of the Bonikro gold deposit which become as a unique opportunity to define the southern Fettekro lithologies and to better constraint the Birimian units.

Therefore, this work main objective is the setting of the lithostratigraphy in the southern Fettekro belt. The specific objectives are about to (i) identify the Birimian units, (ii) correlate these units, and (iii) make the relation between the lithostratigraphy and the gold mineralization.

## 1. Regional geological overview

The Fettekro greenstone belt is part of the Proterozoic basement in the Baoulé-Mossi domain of the West African Craton (WAC) formed between 2.2 and 1.9 Ga (Feybesse *et al.*, 2006). This domain covers almost all the Côte d'Ivoire and is limited towards the West by the north-south trending Sassandra-Cavally fault.

The western Côte d'Ivoire belonging to the Archaen domain or Kenema-Man is structured by two orogenies: the Leonian (3500 – 2900 Ma) and the Liberian (2900 – 2500 Ma).

The Bonikro gold deposit, 231 km in NW Abidjan, belongs to the Hiré town and formed with the different gold prospects and the Hiré gold deposit the Oumé – Hiré gold district. These two deposits are really closed to the Agbahou gold deposit (about 15 to 25 km).

The Fettekro greenstone belt to which these deposits belong is one of the seventeen Birimian volcano-sedimentary belts in Côte d'Ivoire. These belts, mostly striking NE-SW to NNE-SSW, are made of birimian formations commonly associated with the granitoids.

The Fettekro greenstone belt, a 300 km long and 40 to 5 km width extends from south of Dabakala (north of the belt) to Divo (south of the belt). Around the parallel 7°, it is divided in two parts. The Toumodi area represents the central part of this belt (Yacé, 2002).

The geology of this greenstone belt is made of schist, sandstone, quartzite and conglomerates aligned NNE and affected by different injections of metabasites and métaacidites. (Yacé, 1982; Lemoine, 1988; Mortimer, 1990; Leake, 1992; Daouda, 1998; Houssou *et al.*, 2011; Houssou, 2013; Ouattara, 2015; Ouattara *et al.*, 2015; Houssou *et al.*, 2017). The discordant granodiorite of Toumodi outcrops as one of the most extended granitoid in Côte d'Ivoire: 60 km long and 10 to 20 km width. The area of Toumodi shows the most atypical and spectacular Birimian rocks in Côte d'Ivoire with the presence of the ingimbrites, the lapillis and pillow lavas (Yacé, 2002, Coulibaly *et al.*, 2017).

Because of the scarcity of the outcrops in the south Fettekro (Divo area) most of the informations generated came from the characterization of the auriferous gold veins of Hiré and later by the mineral exploration and exploitation. According to Sonnendrucker (1967) the Birimian of Hiré is composed of sedimentary and volcano-sedimentary formations (silicic, intermediate and mafic metavolcanites, arkose, arkosic schist, conglomerates and associated sediments. These formations are metamorphosed in the greenschist metamorphic facies and intruded by massive granodiorites. On their way to constraint the auriferous quartz of Hiré, Archambault (1935) and Chermette (1935) noted that the Birimian formations are intensively folded and locally, the metamorphism around the massifs reaches almost the amphibolite facies.

Gnanzou (2006) made the same observation in Hiré and presented the characters of these auriferous quartz veins. Houssou (2011) investigated the Agbahou gold deposit and

put in light that it is made of two major lithological units i.e an easterly mafic to intermediate unit and a westerly volcano-sedimentary and associated sediments unit. These units are intercalated by the mafic sills and cut by the silicic dykes.

The Bonikro deposit presents a similar geology as to what has been settled in the Agbahou deposit. Two main units: a mafic volcanite unit in the eastern Bonikro and a volcano-sediments and associated sediments units in the western part of Bonikro. These units are metamorphosed into the greenschist facies and are intruded by the granodiorite and cut by the aplo-pegmatite dykes. These units are separated by the Bonikro shear zone (BSZ) (Ouattara *et al.*, 2015).

The felsic group, striking NE, is dominated by the K-feldspar porphyritic granodiorite but locally we also have the dacite, rhyodacite and the aplo-pegmatite dykes. The silicic dykes namely dacite and rhyolite cut the Birimian formations. The mafic rocks are made of porphyritic basalt and the Basalt *sensus stricto* which show sometimes the amygdular textures. The Bonikro sediments are represented by the siltstone, black shales (argilites) and pyroclastites.

The greenstone belts are made of Birimian volcanic and of sedimentary rocks which are commonly associated with granitoids.

The Baoulé-Mossi domain has been in the centre of scientific debates which helped to its better understanding even if some of the debates are still on. Firstly, in term of orogeny, some authors (Tagini, 1971; Yacé, 1993) evoke the Eburnean megacycle (2250 – 1800 Ma) when others (Lemoine, 1988; Boher, 1991) recognized the influence of two orogenies i.e the Burkinian (2500-2150 Ma) and the Eburnean s.s (2250 – 1800 Ma). Secondly, the Birimian itself is still a subject of debate as evoked above.

After its introduction by Kitson (1928) when he was describing rocks from the valley of the river Birim in Ghana, the term “Birimian” and especially the relation between its stratigraphy and units have been discussed for decade (Mineral Commission, 2002). For some authors, the volcanic formations are younger than the sedimentary sequences (Junner, 1935, 1940; Milési *et al.*, 1989, 1991). Historically, this stratigraphy is admitted by the geologists in Ghana where in the birim valley these volcanic rocks were firstly described. An inverse stratigraphy has been proposed by Arnould (1961) and Tagini (1971). From others, there is a contemporaneausness between these two units (Leube *et al.*, (1990); Hirdes *et al.*, (1996). This is mostly the case of this belt.

The northern Fettekro was described through the Tinbéguélé series by Lemoine (1988) and consisting on a sequence of basaltic lavas, acidic lavas and pyroclastics, basaltic breccias, and acid epiclastic sediments. By the central Fettekro belt, Mortimer (1990) argued that in the Toumodi volcanic group rocks were volcanogenic and mostly volcanoclastic rather than a simple division between lower and upper Birimian.

## 2. Materials and methods

Our investigations are based on fieldwork and laboratories analysis. The fieldwork consisted to cores analysis from the deposits' coresheds, also the description of the lithologies within the Bonikro open pit benches during the mapping. The laboratories analysis helped to the data interpretation.

In the objectives to take into account all of the lithologies, the older cores, particularly those drilled during the exploration campaigns were logged at the Yamoussoukro's coreshed (Fig. 1). The ressources cores were logged at the Bonikro and Oumé coresheds.

These loggings aim to describe the lithologies, to select appropriate samples for both lithologies and mineralizations finally to prepare the thin sections and to observe them at the microscopic scales.

Then the deposit benches have been mapped. That have helped to determine more relations between the lithologies and to compare with the observations through the bore holes.

These two levels of observations become essential to define benches, lines and to select the key holes that can be of interest for the synthetisation of the lithology evolutions.

At the digitalization step, all of the data were put on map and also through Micromine software. The lithological correlations and interpretation were redrawn in the northern, central, eastern and western part of the pit.

Almost 55 thin sections have been made and observed firstly on a polarizing microscope at the Laboratoire de Géologie du Socle et de Métallogénie (LGSM), University Félix HOUPHOUËT-BOIGNY, Côte d'Ivoire and also observed at its Laboratory of Georessources in University of Lorraine, Nancy, France under a polarizing microscope associated with an axiovision 4.7 for picture capture.

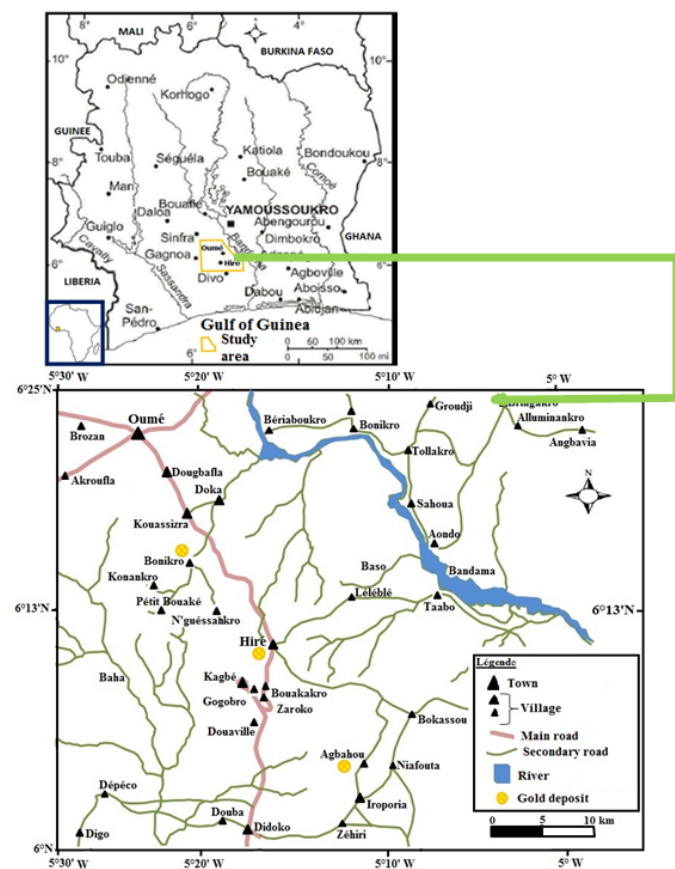


Figure 1: Location of the Bonikro gold deposit and neighbors deposits on the Oumé –Hiré district. (Ouattara, 2015)

## 3. Results

### 3.1. Lithological description

The Bonikro gold deposit is mainly hosted by granitoids in the southern Fettekro greenstone belt in the Oumé-Hiré gold district (Fig. 1&2). The petrography of the deposit has been evoked by Ouattara *et al.* (2015). The principal granitoid, a granodiorite, has intruded two main lithologies: (i) the mafic volcanic unit and (ii) the volcano-sedimentary unit.

All of these lithologies have undergone a regional greenschist facies metamorphism and are used to set the deposit lithostratigraphic columns

#### 3.1.1. The mafic volcanic unit:

This unit is located in the western side of the deposit (Fig.3). From the centre of the deposit to the west, the lithologies present different facies i.e sheared basalt, porphyritic basalt and amygdular basalt. In the centre, the basalt is sheared due to the setting of the granodiorite and also the BSZ. This is explaining why a sequence of the sheared basalt is found in the west in the interface of the granodiorite and the volcano-sediments unit. In this proximal zone, the basalt appears light green and affected by veins of calcite, ankerite and sulphides. The intermediate zone, when getting out of the intrusion, the basalt become more and more greenish porphyritic but the effects of the alteration remain important. The basaltic lava and breccia are in the distal to unaltered rock zones and are found deeper by core drilling and also under the limit of the pit.

In these areas, the basalt becomes more amygdular with the calcite occupying the cavities and also present the hyaloclastites.

#### 3.1.2. The volcano-sedimentary unit

The lithologies of this unit are consisting of sediments and volcano-sediments and all are found in the western Bonikro part (Fig. 3). In the proximal zone, the siltstone made of fine grained, grey light to grey dark, are composed of quartz, muscovite, chlorite and pyrite. The siltstone are associated at some extend with the conglomerate.

The black shales are in the intermediate zone and show the graphite in its fine folded bedding. The pyroclastites are found in the deposit distal zone. The felsic rocks groups are also present.

### 3.2. Lithostratigraphy

The lithology distribution is progressive from the surface to the depth of the Bonikro gold deposit: the beddings show a weak to moderate dip towards the north-east, the east and the south-east of the pit. The granodiorite, the host of the gold mineralization, appears as sub-vertical on the surface and dips moderately towards the north-west under the surface. Therefore, at a same ground level, the granodiorite appears and extends globally from the south-west to the north –east while the east is occupied by the volcanic mafic sequences (Fig. 3). In the aims of understanding the Bonikro lithological successions, this work will be focused on the description of the north, the west and the south of the Bonikro pit where the relation between the lithologies is well defined.

The east of the Bonikro pit is completely dominated by the basalts (Fig. 3A and 3D). Because of this monolithology, this work did not find suitable to consider the zone as a focused area for the purpose of the lithostratigraphy.



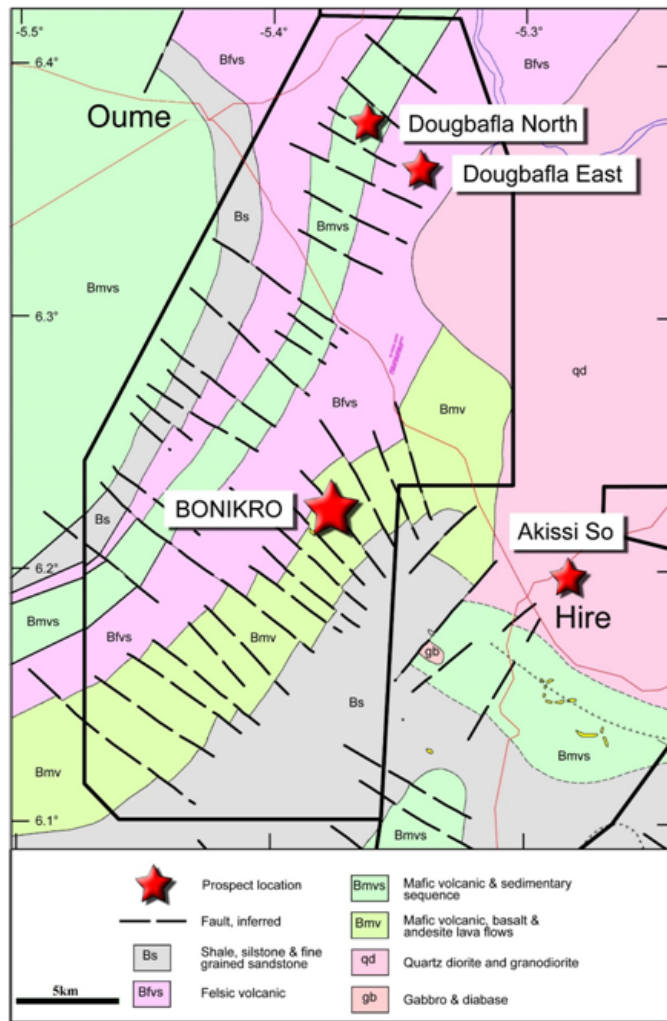


Figure 2: Geological overview of the Oumé-Hiré gold district. (Modified after Olson, 1989).

### 3.2.1. Northern Bonikro pit

The observation of the pit benches in the north of the Bonikro gold deposit puts in light the granodiorite intercalated between the volcano-sedimentary and the basaltic formations (Fig. 3). When looking in the north of the deposit, the volcano-sediments appear in the west when the basalts are occupying the east. The granodiorite appears crosscutting both volcano-sediments and basalts and also the faults even if some faults on the granodiorite borders seem to control it (Fig. 3&4).

In the north-east, the granodiorite is associated with the basalts which are autobrechiated and presents some hyaloclastites aspects.

The north-west presents the granodiorite with the siltstone and volcano-sediments.

The northern Bonikro is deeply dominated by the basalt. The granodiorite appears from the depths 100 to 300 meters.

The stratigraphic column in the north shows that the granodiorite has intruded the metamorphic volcano-sediments and basalts (Fig. 4). The shape of the granodiorite shows that the lithology comes from the East (beneath the basaltic unit) then has been re-oriented probably by the shear zone contact between basaltic and sedimentary units. This column was not able to definitely set which one of the intruded formations is the oldest.

### 3.2.2. Western Bonikro pit

It is the zone where the Bonikro lithological diversity is well appreciated. This western part is dominated by the sedimentary formations with their different components and the volcanoclastites. This part also contains the felsic and volcanic rocks. The north-west presents the sediments and felsic rocks on surface and are not containing economic gold. In contrast, the south-west present the aplo-pegmatite dykes appearing in the top of the granodiorite. This south-west shows also that the pluton is affected by the pink alteration zones. The black shales and pyroclastites observed in the west and the north-west give right to the events that occur in these parts: an oxydo-reduction in the west and the explosive volcanism in the zone.

In the west, we notice on surface a sequence of sedimentary rocks with intervals of metabasalts. Diamond drilling was able to touch the granodiorite from 350m to 650m depth, the basalt is dominating beneath the granodiorite.

The lithological diversity in the west help to synthetize the lithostratigraphy. Two couples of drilling holes have been selected for this purpose. These two couples have been drilled “in scissor” so their strikes are opposites. The first couple (BD230 and BD232) drilled towards west intercepted the felsic when 100 m from there, the second couple (D236B and D237B) was drilled towards the east and did not intercept the felsic (Fig. 5 & 6).

The correlations between the drilling holes BD230 and BD232 put in light three horizons from the surface to the depth (Fig. 5):

- the first horizon (I) is formed by the sequences of sedimentary rocks and volcano-sediments with intervals of moderate schistose basalts. This horizon goes from the depth 41 to 65m in the hole BD230

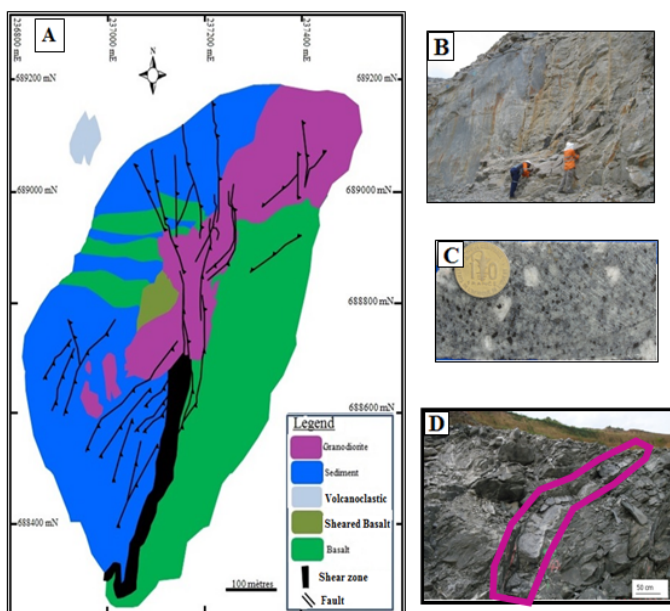


Figure 3: Geological map of the Bonikro gold deposit pit (A) and views of its northern granodiorite (A and B) and its eastern basalt (C).

B: Northern Bonikro wall showing the granodiorite.

C: Macroscopic view of a granodiorite core sample.

D: Eastern Bonikro showing the abundance of the sheared basalt around the granodiorite (outlined).

where the basalt is affected by a moderate foliation. In the hole BD232, this horizon starts from 41 to end at 98m depth.

We observe siltstone sequences with some beddings of conglomeratic volcano-sediments and basalts. The way these three lithologies are tangled is a proof that they are contemporaneous. Also, it is evident that these three lithologies have been settled before the late phase of thrusting that has affected them;

- the second horizon (II) is marked by the porphyritic basalts. In the hole BD230 this horizon goes from 65 to 239,85m depth. This zone contains some intervals of siltstone, volcano-sediments but is still dominated by the basalts with amphibole phenocryst. This amphibole phenocryst are disappearing and as a result, the basalt is more and more schistose. This is observed in the contacts zones with sediments or with the dykes (at -193.49 m, between -200 and -200.32m and between -200.68 and -201 m). When approaching the felsic, we notice the pile of sulphides and a brittle shear zone. In the BD232, this zone of porphyritic basalt is deeper and goes from 98 to 299.33 m.
- the third horizon (III) is almost composed of the granodiorite even if the basalt appears at his beneath. The hole BD230 presents this horizon in the intervals from 239m to the end of the hole (-612.90m) with the contact between the felsic and mafic at -582.9 m. The granodiorite is straightaway affected by the sericitic and albitic alterations until the first mylonitic zone at -300m. The foliation is remarkable in this mylonitic zone as well as the presence of molybdenite. The sheeted veins zone succeeds to the mylonitic zone and ends at -381m marked by another mylonitic zone. Thus, the sericitization is strong and is associated with the silicification. The third mylonitic zone appears at -467m and shows firstly the sheeted veins then succeeded by the pink alteration.

In the hole BD232, this third horizon covers the intervals going from -300m to the end of the hole at (-620.55 m). The contact between the felsic and the mafic is discordant at -602.8 m. Here also, the pluton is affected by the alternations of sericitized zones, sheeted veins, silicification and the pink alteration. Nevertheless, these contacts are not sheared (brittle, mylonite) as was the case in the hole BD230. Finally, the thickness of the intrusion become higher when we move towards BD230 so towards the east. In consequence, the extension of the intrusion may be limited in the west of the Bonikro pit.

The lithological correlation between the drilling D236B and D237B discriminated two horizons as described below (Fig. 6):

- The first horizon has volcano-sediments and dacite in alternation with the basalt. It goes from the depth of 200m in both drilling holes D236B and D237B.
- The second horizon is marked by the alternations of volcano-sediments and basalt. In comparison with the first horizon, the dacite disappears almost totally while the volcano-sediments become more abundant or their thickness become higher. In the hole D236B, this alternation ends rapidly because from -394m, the

basalt remains the unique lithology though at some parts, it is cut by the dykes. Concerning the D237B, the alternation between the basalt and the volcano-sediments is noted. At the depth 282m, the basalt is affected by the autobrechification and the contact with the sediments is at -313.43m. This is worthy and shows that when we move to the north (towards D237B), the basalt become deeper while the thickness of sediments remains important.

Definitely, the lithological correlation indicates that in the west of the Bonikro gold deposit, the lithostratigraphy is made as: basalt / volcano-sediments / granodiorite. Thus, it is likely the chronological setting of these three main lithologies. The basalt and volcano-sediments are alternating on subsurface and have undergone a greenschist facies metamorphism before the intrusion of the granodiorite. The hole BD232 presented the volcano-sediments that probably may be contemporaneous with the weakly schistose basalts and those volcano-sediments that are discordant on the porphyritic basalt.

### 3.2.3. Southern Bonikro pit

The south of the Bonikro gold deposit helps to understand the relation between the sediments and the basalts before the intrusion of the granodiorite. The south indeed is marked on the surface by the distinct contact between the easterly volcanic units and the westerly sediments. The Bonikro shear zone (BSZ) is the contact between these two lithologies but that does not set which one is supposed to be the oldest.

This south is deeply dominated by the basalts even if at 400 m (or 100 to 300m) the felsic appears and once again, the basalts continues.

In the heart of the Bonikro pit, the interface between the sediments and the basalts is occupied

by the granodiorite and the BSZ. A part of the sheared basalt is in the west due to the brittle

component of the BSZ that has affected the rocks.

### 3.3. The Bonikro gold mineralization

The gold mineralization in the Bonikro deposit is primarily hosted within the granodiorite intrusion (Bout, 2009). Gold is therefore in the interface between the two birimian units consistent with the lithostratigraphy and specially the appearance of the granodiorite. It is why, in the south, the east and the west, the ore is rare or shows an extension as low grade. In the north and the central part, where the granodiorite is larger and associated with the BSZ, the highest grade is recovered (Bout, 2009).

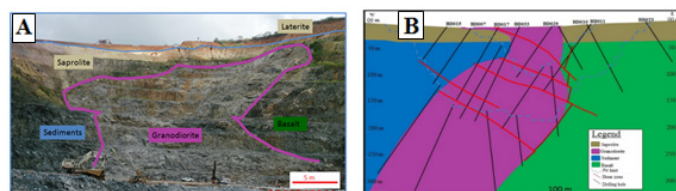


Figure 4: Lithostratigraphy columns of the northern Bonikro gold deposit pit (A -B).

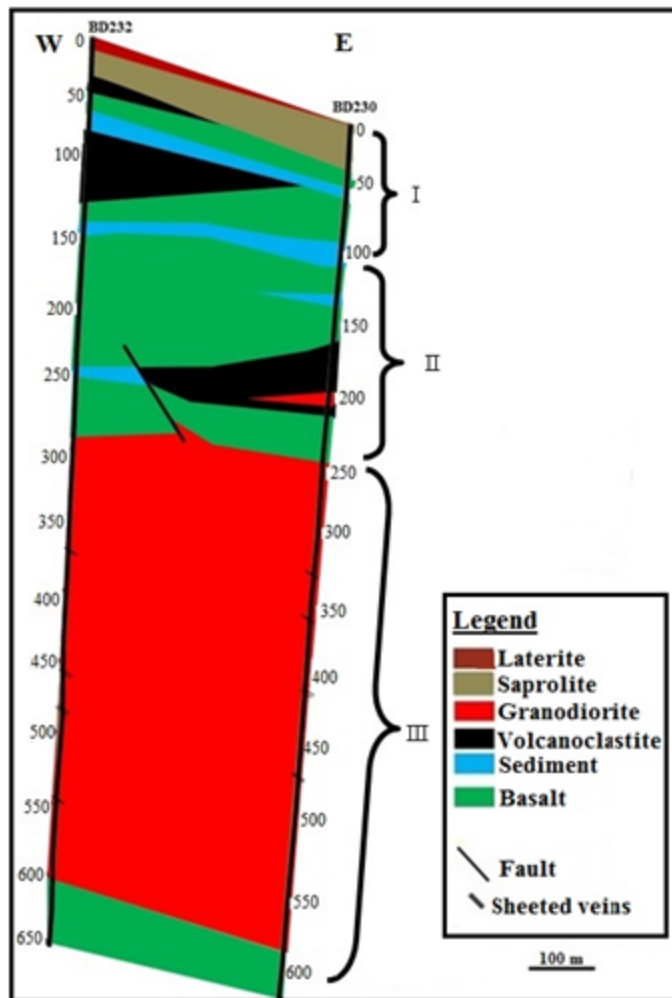


Figure 5: Lithostratigraphy column of the western Bonikro pit through the drill holes BD230 and BD232.

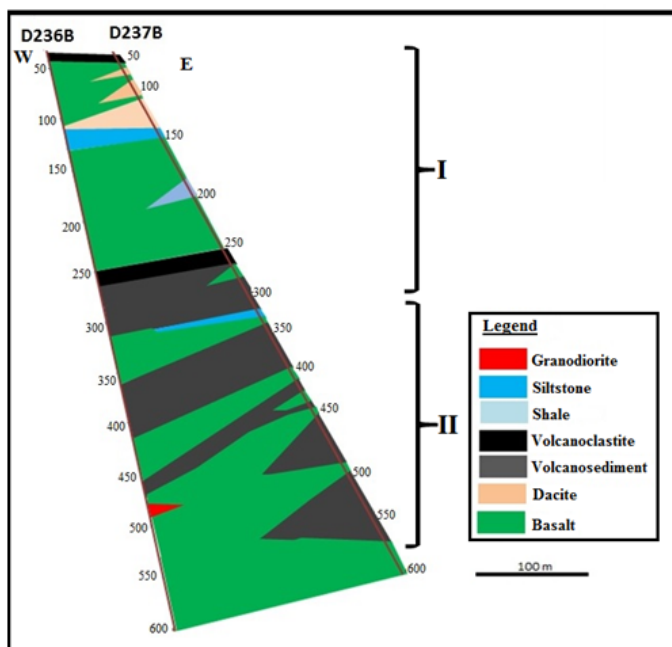


Figure 6: Lithostratigraphy column of the western Bonikro pit through the drill holes D236B and D237B.

## Discussion

### *A contemporaneausness between the Birimian units*

The Birimian units observed in the southern Fettekro greenstone belt are the mafic volcanics in the eastern side

and the volcanoclastics associated with the sediments in the western side.

The stratigraphic correlations suggest that the basaltic rocks and those volcanoclastics and sediments are the primary rocks of this belt. Their setting chronology help to put in light some points of interests (Fig. 7).

The volcanic lithologies have been settled in relation with the birimian volcanism which also had an explosive character. This is shown by the westerly pyroclastites (Ouattara *et al.*, 2015). Elsewhere in the Fettekro especially in the Toumodi area, different authors (Yacé, 1982; Mortimer, 1991; Coulibaly *et al.*, 2017) concluded to such type of explosive volcanism. Moreover the pillow lavas also found in Toumodi suggest to them that it was a subaqueous explosive volcanism.

Particularly in the Bonikro western side where these two Birimian units are abundant, the volcanoclastics and sediments are alternating with the basalts in sub-surface. In the depth, when the volcanoclastites become rare, we observe a progressive abundance of basaltic and sedimentary rocks. These alternations, common in the West African birimian belts, are the signs (proofs) that these units have been concomitantly settled. Similar observations have been made in Ghana and allowed Leube *et al.* (1990) to admit a contemporaneusness between the volcanites and the sedimentary rocks. The geochronological datation undertaken on these formations (Hirdes *et al.*, 1992; Hirdes et Davis, 1998) has also confirmed that contemporaneusness.

The sedimentary rocks in the western Bonikro are also composed of black shales. This presence is evoking a setting environment of an anaerobic conditions probably in a stagnant water in the depth or protected from the sunlight. The graphite also observed within these black shales can be related to such type of environment where reductions reactions were important. In the Aboisso greenstone belt, Assié (2008) concluded that the graphite in the Aféma gold deposit came from such environment type. Moreover, these black shales imply that the Fettekro may have a subaqueous component or the volcanic materials were eroded and accumulated in an aqueous area.

The regional but also contact metamorphisms of greenschist facies have affected almost the lithologies of Bonikro. In the neighbor deposit of Agbahou, Houssou (2013) admitted that this metamorphism locally attend the amphibolite facies in the shear zones. It is likely what is observed in the West Africa birimian furrows (Hirst, 1942; Leube *et al.*, 1990; Hirdes *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1992; Sylla et Ngom, 1997; Bourges *et al.*, 1998).

### *A zone of magmatism*

The geology of the Bonikro gold deposit has revealed that the felsic group rocks is composed of silicic lava, porphyritic dacite, aplo-pegmatite dykes and granodiorite. Also, the mafic group rock contains different lithological units: basalt, porphyritic basalt and sheared basalt (Ouattara *et al.*, 2015).

The lithological correlation showed that the granodiorite and the aplo-pegmatite dyke cut the basalt in the eastern and the western part of the deposit. Likely, the magmatism that was able to settle the mafic rocks groups was different to the magmatism from which the felsic rocks group derived.

In the western part of Bonikro, the observation of the

pyroclastites in relation with the siltstone was of interest. The pyroclastites are made of two types of clasts (Ouattara *et al.*, 2015 and Ouattara, 2015): the sub-rounded mafic clasts and the rounded dacitic clasts. These clasts have undergone a weak transport and provide an evidence that some mafic rocks may derive from the same magma with some intermediate rocks.

### A gold-rich interface

The main lithologies of the Bonikro gold deposit are the mafic volcanic in the east and volcano-sedimentary and sediments in the west. These two main lithologies are separated on the one hand by the Bonikro shear zone (BSZ) and on the other hand by the felsic group composed of granodiorite, aplo-pegmatite dyke and the felsic volcanites. From the south to the north of the Bonikro pit, the interface between these two lithologies strikes from N000° to N025° that is from the meridian to the birimian direction. This lithological distribution suggests that the felsic group which is central and controlled by the interface appeared lately (Fig. 7). This distribution of basaltic rocks in the east and volcano-sedimentary formations in the west as observed at Bonikro (Ouattara *et al.*, 2015) is similar to the observations made by Houssou (2013) in the Agbahou gold deposit even if in this neighbor deposit situated at 25 km in the south-east of Bonikro, the intrusives are mafic (diorite and gabbro).

The interface between the mafic volcanic and volcano-sedimentary rocks in the Birimian is known to contain gold mineralisation (Olson, 1989; Assié, 2008; Kadio *et al.*, 2010).

The lithostratigraphy described in the Bonikro deposit is similar to the almost prospects and gold deposits in the birimian formations. Thus, these deposits has a common setting environment: the interface between the volcanic and volcano-sedimentary rocks of birimian age. As a matter of fact, (i) the Agbahou gold deposit near Bonikro is characterized by a mineralization that is on horseback on mafic volcanites and volcano-sediments (Houssou, 2013), (ii) in Afêma, southwest Côte d'Ivoire, the gold ores are situated at the contact of volcanic and volcano-sedimentary formations (Assié, 2008 ; Kadio *et al.*, 2010), (iii) the Tongon gold deposit in northern Côte d'Ivoire, the mineralization is hosted in a sequence of volcanoclasts and metasediments (Olson, 1989), (iv) in the Angovia gold deposit, central Côte d'Ivoire, the ore is localized in a contact between a unit of mafic volcanites and sediments and are intruded by the plutons (Milési *et al.*, 1989); (v) in Ghana, the gold deposits of Ashanti, Abawso, Prestea, Bogosu and Konongo are linked to the Kumasi basin sediments closely with the contacts of birimian volcanites in the belts of Akropong, Sefwi and Ashanti (Oberthür *et al.*, 1997 ; Wille et Klemm, 2004) ; (vi) In Burkina Faso, the Diabatou gold deposit in the Basiéri belt is located in the interface of basaltic and andesitic volcanics and metasediments (Bos, 1967 ; Lenz *et al.*, 1991), (vii) In Sénégal, the Sabodala gold deposit is at the contact between the metabasalts and the volcanoclastites. Such type of interface gold rich is implying that the volcanic materials when eroded and accumulated in the stagnant environment have been reduced and they are preserved their gold.

These zones of contacts between mafic volcanic and volcano-sediments are characterized by their closeness with the magmatic intrusions. Mostly these plutons were unmineralized. It appears now that some of these plutons are mineralized as in (i) Bonikro (Ouattara *et al.*, 2015, Ouattara, 2015); (ii) Hiré gold deposit situated between the Bonikro and

Agbahou deposits; (iii) the Bobosso prospect near Dabakala in Côte d'Ivoire, the mineralization is mainly hosted by quartzic diorite (Gnanzou, 2014); (iv) in Ghana, the mineralizations of Ayanfuri are developed in granitoidic plutons (Yao *et al.*, 2001); (v) In Mali, the Morila gold deposit is hosted by the quartzic diorite, granodiorites and leucogranites (McFarlane *et al.*, 2011). That allowed these authors (McFarlane *et al.*, 2011) to link the Morila with the model of an intrusion-related gold deposit.

This closeness with the plutons has been used as a clue to discriminate two types of granitoids first in Ghana, then that has been extended to the Côte d'Ivoire. On a one hand, the larger granitoids of batholithic tendency and characterized by their abundance in biotite. They have been settled between 2116 and 2088 million years and are known as cape coast type in Ghana or Baoulé type in Cote d'Ivoire. On the other hand, we have the small size granitoids marked by their abundance in hornblende, they are called dixcove type in Ghana when in Côte D'Ivoire, they are known as the Bondoukou type. Their ages vary from 2180 to 2170 Ma (Bodin, 1951).

The setting of the granodiorite in the Bonikro gold deposit was controlled by the Bonikro Shear Zone (BSZ). All of the lithologies in closeness with the granodiorite are sheared (Fig. 7). The BSZ strikes from NS to NE. This shear zone is also observed in the nearer Agbahou deposit and known as the Agbahou Tectonic Zone or ATZ (Houssou *et al.*, 2017). It is almost a 30 km length of shearing between the deposits of Agbahou and Bonikro showing clearly that the gold mineralization is also structurally controlled (Ouattara, 2015; Houssou *et al.*, 2017).

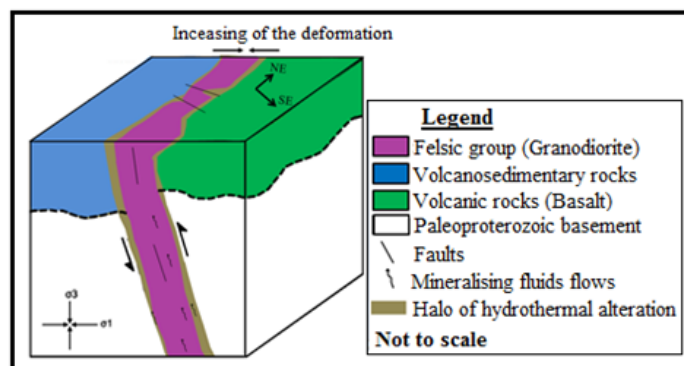


Figure 7: Model of the lithostratigraphy setting of the Bonikro gold deposit.

## Conclusion

This study about the Bonikro gold deposit allowed us to precise in one hand the lithostratigraphy of the southern Fettekro greenstone belt and in other hand, the magmatic origin of the rocks bearing gold ore and their post deposition evolution. Results indicated that the primary rocks recorded in the Bonikro gold deposit are likely the mafic sequences and the sediments. The mafic rocks include the basalt and the mafic volcanoclastics. Then, these have been eroded and formed the sedimentary rocks. Some of the volcano-sedimentary and sediments show some contemporaneousness with the mafic volcanic rocks. The presence of the volcanoclastic in the area is consistent with the fact that the eruptive volcanism occurred in the Fettekro greenstone belt. These aforementioned rocks have undergone the greenschist facies metamorphism and more over have been by the granodiorite, and as a result,

we have an exceptional deposit where gold is primarily associated with an intrusive (granodiorite).

The lithostratigraphical description of the deposit is summarised in the western Bonikro, from the oldest to the youngest lithology: Basalt / volcano-sediments / granodiorite.

Three main horizons are noticeable. From the surface to an average of 150 m, both volcanic mafic and volcano-sediments associated with sediments are alternating. The second horizon from 150 to 300 m is made of the volcano-sediments. The third horizon starts around 300 m and continues deeply. This later horizon is made of the granodiorite and then the mafic volcanic.

The basalt is likely the Birimian basement in Bonikro but in the first horizon, the abundance of

volcano-sedimentary rocks associated with the mafic volcanic shows a contemporaneous

between these units. These lithological settings were important in the sense that they controlled the setting of the intrusion moreover they helped to the preservation of the gold ore, giving to Bonikro an example of an intrusive controlled gold in the Birimian units. These data confirm results obtained in the birimian formations in other West Africa countries.

## Acknowledgements

The authors are grateful to the Newcrest Mining Limited. This work was realized with the field and financial assistance of this company. And, the authors thank the reviewers, their contributions were important to improve the manuscript.

## References

Archambault J. (1935). Rapport sur les gisements aurifères. Régions : Divo, Dabou, Dimbokro, Abidjan, Bouaflé (CI). Notes complémentaires, Mission 1934-1935, Gouv. gén. A.O.F., Insp. gén. des T.P., Serv. des Mines, Dakar, 1935.

Arnould M., 1961. Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute volta méridionale. BRGM, Paris, 174 p.

Assié K. E. (2008). Lode gold mineralization in the Paleoproterozoic (Birimian) volcano-sedimentary sequence of Afema gold district, southeastern Côte d'Ivoire. Thesis, Faculty of Energy and Economic Sciences. Technical University of Clausthal, Germany, 198 p.

Bodin L. (1951). Contributions à l'étude des granites birimiens dans le Précambrien de l'A.O.F. D. F. M. G. bull. n°12, Dakar, 113 p.

Boher M. (1991). Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga. Apport de la Géochimie isotopique. Doctorat, Univ. Nancy- I, 180 p.

Bos P. (1967). Notice explicative de la carte géologique au 1/200000 (feuille Fada Gourma). Rapport 40 p. Direction de la Géologie et des Mines ; Ouagadougou, Burkina Faso.

Bourges F., Débat G., Tollon F., Munoz M. and Ingles J. (1998). The geology of the Taparko gold deposit, Birimian greenstone belt, Burkina Faso, West Africa. Mineralium Deposita 33, pp. 591 – 605.

Bout, J.P (2009). Bonikro report for LGL, 4 p.

Chermette A. (1935). Les filons de quart aurifère de Hiré (Côte d'Ivoire). Rapport n°200, Gouv. Gén. De l'A.O.F., Insp. gén. des P.T., Serv. des Mines, Dakar, Septembre 1935.

Coulibaly I., Kouamelan A.N., Djro S.C. et Coulibaly Y. (2017). Pétrographie des volcanites et plutonites de la partie Sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fetekro, Côte d'Ivoire, European Scientific Journal, vol. 13, n°30, pp. 199 – 221.

Daouda Y.B. (1998). Lithostratigraphie et pétrologie des formations birimiennes de Toumodi-Fettékro (Côte d'Ivoire) : implication pour l'évolution crustale du Paléoproterozoïque du Craton ouest africain. Thèse. Université d'Orléans – Géosciences, Mémoire n°737, 191 p

Feybesse J.L., Billa, M., Guerrot C., Duguey E., Lescuyer, J.L., Milési and J.-P. Bouchot, V., 2006. The paleoproterozoic Ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. Precambrian Research 149, 149-196.

Gnanzou A. (2014). Etude des séries volcano-sédimentaires de la région de Dabakala (Nord-Est de la Côte d'Ivoire) : genèse et évolution magmatique. Contribution à la connaissance de la minéralisation aurifère de Bobosso dans la série de la Haute-Comoé. Thèse de Doctorat, Univ. Paris Sud Orsay, France et Univ. Félix Houphouët-Boigny, 303 p.

Gnanzou A. (2006). Etude lithostratigraphique de la région de Hiré dans le centre-sud de la Côte d'Ivoire (Permis de recherche PRA 37) : implication à la connaissance de la minéralisation aurifère. DEA, UFR STRM, Univ. Cocody, 60 p.

Hirdes W. and Davis D.W. (1998). First U-Pb zircon of extrusive volcanism in the Supergroup of Ghana, West Africa. Journ. of Afr. Earth. Sces, 27, pp. 291 – 297.

Hirdes W., Davis D.W. and Eisenlohr B.N. (1992). Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U-Pb zircon and monazite dating. Precambrian res., 56, pp. 89 – 96.

Hirdes W., Davis, D. W., Ludtke, G. and Konan, G. (1996). Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the Birimian controversy. Precambrian Research 80, pp. 173-191.

Hirst T. (1942). The geology of the Konongo gold belt and surrounding country. Gold Coast Geol. Surv. Bull. 14.

Houssou N. N. (2013). Etude pétrologique, structurale et métallogénique du gisement aurifère d'Agbahou, Divo, Côte d'Ivoire. Doctorat, Univ. Félix Houphouët-Boigny, 177p.

Houssou N. N., Allialy M. E., Kouadio F. J. L-H. and Gnanzou A. (2017). Structural control of auriferous mineralisation in the Birimian: case of the Agbahou deposit in the region of Divo, Côte d'Ivoire. International Journal of Geoscience 8, pp. 189 – 204.

Houssou N. N., Coulibaly Y. et Tourigny G. (2011). Etude lithostructurale du gisement aurifère d'Agbahou (Région de Divo, Côte d'Ivoire). Journal Africain de communication scientifique et technologique, 11, pp. 1393 – 1407.

Junner, N.R., 1940. Geology of the Gold Coast and western Togoland (with revised geological map). Gold Coast Geological Survey Bulletin 11, 1-40.

- Junner, N.R., 1935. Gold in the Gold Coast. Gold Coast Geological Survey Memoir 4, 1-67.
- Kadio E., Coulibaly Y., Allialy M.E., Kouamelan A.N. and Pothin, K.B.K. (2010). On the occurrence of gold mineralizations in southeastern Ivory Coast. *Journal of African Earth Sci.* 57, 423–430.
- Kitson A.E. (1928). Annual report, Gold Coast Geol. Surv., 1916/17, Accra.
- Leake M.H. (1992). The petrogenesis and structural evolution of the early Proterozoic fettekro greenstone belt, Dabakala region, NE Côte d'Ivoire, Ph.D Thesis, University of Portsmouth, U.K., 315 p.
- Lemoine S. (1988). Evolution géologique de la région de Dabakala (Nord-Est de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque Inférieur, Unpubl. D. Sc. thesis, Univ. Clermont-Ferrand, France.
- Lemoine S. (1983). Résumés 12<sup>e</sup> colloque de Géologie africaine, Tervuren, 60 p.
- Lenz K.L., Gast L. and Ouédraogo A. (1991). Goldführende quartzgänge bei Diabatou, Burkina Faso. Internal Report 104253, 20 p. Bundesanstalt Geowissenschaften Rohstoffe, Hannover.
- Leube A., Hirdes W., Mauer R. and Kesse G.O. (1990). The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 50, 111-136.
- McFarlane C.R.M., Mavrogenes J., Lentz D., King K. and Allibone, A. (2011). Geology and intrusion-related affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Economic Geology*, 106, pp. 727-750.
- Milési J.P., Ledru P., Ankrah P., Johan V., Marcoux E. and Vinchon C. (1991). The metallogenic relationship between Birimian and Tarwaian gold deposits in Ghana. *Mineralium Deposita* 26, 228-238.
- Milési J.P., Feybesse J.L., Ledru P., Dommangeat A., Ouédraogo M.F., Marcoux E., Prost A., Vinchon C., Sylvain J.P., Johan V., Tégyey M., Calvez J.Y., Lagny P. (1989). Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest, leurs relations avec l'évolution lithostructurale du protérozoïque inférieur. *Chron. Rech. Min.*, Fr. 497, 1-98.
- Minerals Commission. (2002). Gold deposits of Ghana. Accra, Ghana. 351 p.
- Mortimer J. (1992). Lithostratigraphy of the early Proterozoic Toumodi Volcanic Group in Central Côte d'Ivoire: Implications for Birimian stratigraphic models. *Journal of African Earth Sci.* 14, pp 81-91.
- Mortimer J. (1990). Evolution of Early Proterozoic Toumodi volcanic group and associated rocks, Ivory coast. PhD Thesis, Portsmouth polytechnic, U.K., 244 p.
- Oberthür T., Weiser T. and Amanor J.A. (1997) – Mineralogical setting and distribution of gold in quartz veins and sulphide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications. *Mineralium Deposita* 32, p. 2-15.
- Olson S. F. (1989). Carte géologique de la concession de Hiré. BHP Minerals, Archives, SODEMI, Côte d'Ivoire.
- Ouattara Z. (2015). Caractères lithostratigraphique, structural, géochimique et métallogénique du gisement d'or de Bonikro, sillon birimien de Fettekro, centre-sud de la Côte d'Ivoire. Thèse Unique, Univ. Félix Houphouët-Boigny, 275p.
- Ouattara Z., Coulibaly Y. and Lieben F. (2015). Pétrographie du gisement d'or de Bonikro, sillon birimien d'Oumé-Fettekro, Côte d'Ivoire. *European Scientific Journal*, vol. 11, N°21, pp. 119-132.
- Sonnendrucker P. (1967). Etude de synthèse sur l'or en Côte d'Ivoire. La région aurifère du pays Dida, rapport n°200, SODEMI, décembre, 1967, 75 p.
- Sylla M. et Ngom P.M. (1997). Le gisement d'or de Sabodala (Sénégal oriental) : une minéralisation filonienne d'origine hydrothermale remobilisée par une tectonique cisailante. *J. Afr. Earth Scies*, 25, n°2, pp. 183 – 192.
- Tagini, B., 1971: Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. In : Essai de géotectonique régionale. Université Lausanne, 309 p.
- Taylor P.N., Moorbath S., Leube A. and Hirdes W. (1992). Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian res.*, 56, pp. 97 – 111.
- Wille S.E. and Klemd R. (2004). Fluid inclusion studies of the Abawso gold prospect, near the Ashanti belt, Ghana. *Mineralium Deposita*, 39, pp. 31 – 45.
- Yacé I. (2002). Initiation à la géologie. L'exemple de la Côte d'Ivoire et de l'Afrique de l'Ouest. Edition CEDA, Abidjan, Côte d'Ivoire, 183 p.
- Yacé I. (1993). Les complexes volcano-sédimentaires précambriens en Afrique de l'Ouest. Symposium sur le Protérozoïque inférieur, CIFEG, 1993/23.
- Yacé I. (1984). Le Précambrien de l'Afrique de l'Ouest avec ses corrélations avec le Brésil oriental. Rapport final, Publication PICG-CIFEG, n°2, Paris, 28 p.
- Yacé I. (1982) - Etude géologique du volcanisme Eburnéen dans les parties centrale et méridionale de la chaîne précambrienne de Fettekro. Ministère des mines, République de la Côte d'Ivoire, 156 p.
- Yacé I. (1976). Le volcanisme Eburnéen dans les parties centrale et méridionale de la chaîne précambrienne de Fettekro en Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Abidjan, 373 p.
- Yao Y., Murphy P.J. and Robb L.J. (2001). Fluid characteristics of granitoid hosted gold deposits in the Birimian terrane of Ghana: a fluid inclusion microthermometric and Raman spectroscopic study. *Economic Geology*, 96, pp. 1611-1643.

# Évaluation par les méthodes diagraphiques des caractéristiques des réservoirs gréseux de la formation albienne dans la partie offshore profond du bassin côtier béninois.

Armand KIKI<sup>1</sup>, Christophe KAKI<sup>1</sup>, Gérard Alfred d'ALMEIDA<sup>1</sup>

Armand KIKI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Département des Sciences de la Terre, Université d'Abomey-Calavi

Auteur correspondant

[kiki\\_armand@outlook.fr](mailto:kiki_armand@outlook.fr)

Tel : (+229)96566051/ 95255389

Christophe KAKI<sup>1</sup>,

<sup>1</sup>Département des Sciences de la Terre, Université d'Abomey-Calavi

[kaki\\_christophe@yahoo.fr](mailto:kaki_christophe@yahoo.fr)

Gérard Alfred d'ALMEIDA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Département des Sciences de la Terre, Université d'Abomey-Calavi

[almeidafranck@hotmail.com](mailto:almeidafranck@hotmail.com)

## Résumé

La présente étude, basée sur l'analyse et l'interprétation des données diagraphiques de trois puits pétroliers G20, G21 et G22 de l'offshore profond du bassin côtier du Bénin, vise à évaluer les caractéristiques des réservoirs gréseux de la formation albienne. La formation albienne, constituée de dépôts gréseux intercalés de fréquentes passées d'argilites et de carbonates, comprend deux membres séparés par l'horizon sismique (H8). Son épaisseur forée atteint 690m. Au total, trois potentiels niveaux réservoirs gréseux ont été mis en évidence au niveau du puits G21 contre quatre au niveau du puits G22 et six au niveau du puits G20. Pour ces réservoirs gréseux, les valeurs de la porosité totale varient de 8,5 à 21,5% alors que celles de la perméabilité sont comprises entre 5,86 et 50md. Une analyse d'ensemble de ces valeurs a montré que les réservoirs identifiés au niveau du membre supérieur de la formation présentent des caractéristiques favorables, même si les valeurs de perméabilité semblent diminuer vers l'Ouest. Les profils variés de l'enregistrement de gamma ray des intervalles considérés mettent en évidence deux environnements de dépôts : lacustre à fluviale et deltaïque à margino-littoral. La sédimentation aurait débuté dans un environnement de type lacustre à fluviale (réservoirs R3 du puits G21, R4 et R3 du puits G22 et R6 à R4 du puits G20). Elle se serait poursuivie dans un environnement deltaïque à margino-littoral marqué par l'accumulation de grès transgressifs, d'argiles et par la mise en place de chenaux sous fluviales.

**Mots clés :** Méthodes diagraphiques ; bassin côtier du Bénin ; réservoirs gréseux ; formation albienne ; environnement de dépôt.

## Abstract

### Evaluation of characteristics sandstone reservoirs of the Albian formation in the deep offshore of the beninese coastal basin by logging methods.

Based on analysis and interpretation of log data from three oil wells G20, G21 and G22 deep offshore coastal basin of Benin, the present study aims to evaluate the characteristics of the sandstone reservoirs of albian formation. The albian formation, which is subdivided in two members separated by seismic horizon (H8) is constitute of sandstone deposits intercalated by frequent argillaceous and carbonates facies. Its thickness reaches 690m drilled. A total of three potential reservoir levels were identified at the well G21 against four wells at the wells G22 and six at the wells G20. For these sandstone reservoirs, the values of total porosity ranges from 8.5 to 21.5%, while those of permeability are between 5.86 and 50md. An overall analysis of these results showed that the reservoirs identified in the upper member of the albian formation have favorable characteristics, although the permeability values seem to decrease towards the West. The various profiles of recording gamma ray of the intervals considered highlight two deposits environments: lacustrine to fluvial and deltaic to marginal. Sedimentation have begun in lacustrine to fluvial environment (R3 reservoirs wells G21, G22 R4 and R3 and R6 to R4 wells G20 well). She would have continued in a deltaic to marginal environment marked by transgressive sandstone and clays accumulation and the installation of fluvial channel.

**Keywords:** Logging methods; coastal basin of Benin; sandstone reservoir ; albian formation; depositional environment.

## 1. Introduction

L'exploration pétrolière dans les bassins de la Baie du Dahomey a débuté depuis les années 1950 et a conduit à la découverte d'importants gisements d'hydrocarbures dans les formations du Crétacé supérieur (MacGregor *et al.*, 2003; Brownfield and Charpentier, 2006). Ces dernières décennies, les données de forages pétroliers ont révélé l'existence de gisements et d'indices d'hydrocarbures dans les formations du Crétacé inférieur des bassins de la Baie du Dahomey. En effet, la formation albienne s'est révélée productive dans la plupart des bassins côtiers africains. Il s'agit des bassins de Tano (Côte d'Ivoire),

Keta (Ghana) et du champ Aje de l'Ouest Nigéria (Obaje *et al.*, 2000 ; Brownfield and Charpentier, 2006 ; Malcolm *et al.*, 2013 et Tetteh, 2016). Dans le bassin côtier béninois, des tests de puits se sont révélés positifs. Le contexte géologique régional est en faveur d'un potentiel pétrolier non négligeable (Saga, 1984 ; Beicip-Franlab, 1994 ; Kerr-McGee, 2003 ; Kaki *et al.*, 2012 ; SAPETRO, 2010 ; d'Almeida *et al.*, 2016). Les travaux de Beicip-Franlab (1994) sur le champ de Sèmè (partie offshore peu profond) ont montré que la formation albienne renferme des niveaux réservoirs présentant des caractéristiques pétrophysiques favorables. La présente étude, basée sur l'analyse et

l'interprétation des données sismiques et diagraphiques, vise à évaluer la qualité des niveaux réservoirs de la formation albienne dans la partie offshore profond du bassin côtier béninois.

2. Présentation de la zone d'étude

2.1. Cadre géographique

Le bassin sédimentaire côtier du Bénin occupe la partie centrale de la Baie du Dahomey. Il comprend un domaine onshore et offshore (fig.1). La partie offshore, comprise entre les parallèles 3°00' et 6°10' de latitude Nord et les méridiens 1°55' et 3°00' de longitude Est, couvre une superficie de 40 102 km<sup>2</sup> à des profondeurs bathymétriques pouvant atteindre 4000 m (MERPMEDER, 2015). La formation albienne, objet de cette étude, est essentiellement représentée dans la partie offshore du bassin côtier béninois.

La zone d'étude, d'une superficie de 9 953 km<sup>2</sup>, représente le quart de l'offshore. Elle est comprise entre les parallèles 5°45' et 6°7' de latitude Nord et les méridiens 1°55' et 3°00' de longitude Est.

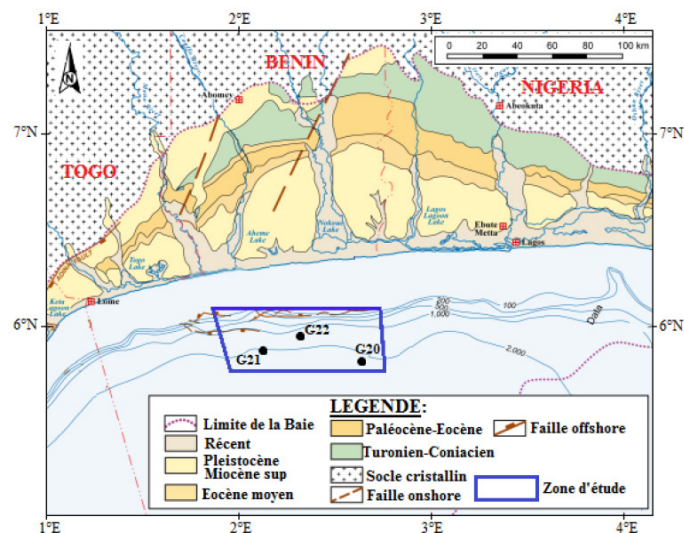


Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude dans la partie offshore du bassin côtier béninois (IHS, 2013 modifié).

2.2. Aperçu géologique

La synthèse des travaux antérieurs (Bellion *et al.*, 1983 ; Saga, 1984 ; Sougy, 1988 ; Aslanian *et al.*, 2009 ; Moulin *et al.*, 2010 ; Lepretre, 2015) montre que l'évolution tectono-sédimentaire du bassin côtier béninois est, à quelques différences près, comparable à celle de la baie du Dahomey. Elle comprend: (1) une phase anté-rift (Jurassique tardive – début Crétacé) ; (2) une phase de rifting (Crétacé inférieur) ; (3) une phase pré-océanique ou transitionnelle (Cénomarien-Santonien) ; (4) une phase post-rift (Maestrichtien-Holocène) caractérisée par l'ouverture des bassins côtiers de la Baie du Dahomey suivie de la subsidence thermique des bassins côtiers de la baie du Dahomey. La lithostratigraphie généralisée de la zone d'étude est représentée sur la figure (fig.2).

La formation albienne s'est mise en place vers la fin de la phase de rifting. Elle repose en discordance de ravinement sur des dépôts néocomien. Elle est subdivisée en deux

membres par la discontinuité datée de l'Albien moyen (Saga, 1984 ; Dagba, 2001). Bien que les données sismiques permettent d'estimer son épaisseur à plus de 1000m, celle forée est de 690 m RKB au niveau du puits G21 contre 652 et 560 m RKB respectivement au niveau des puits G22 et G20. La description pétrographique d'échantillons de la formation albienne montre qu'elle est constituée de dépôts gréseux présentant des intercalations de niveaux argileux et de carbonates, d'épaisseurs variables. Les niveaux gréseux sont fins à grossiers, relativement mal classés, feldspathiques et parfois micacés. Les assemblages palynologiques fréquemment observés sont constitués de *Pelletieria minutaestriata* et *Araucariacites australis*...

Eres	Périodes	Epoques	Phases Evolution Tectonique	Formations		Caractéristiques lithologiques	Coupe lithologique				
				Onshore	Offshore						
Cénozoïque	QUATERNAIRE	Holocène	Post-rift	VIII		Sable à grains grossiers atteignant 500m d'épaisseur					
		Pleistocène		VII				Benin/Ijebu			
	TERTIAIRE	Néogène		Pliocène	VI		Sils, grès et argiles avec des intercalations de calcaires et de dolomies. Son épaisseur est plus de 600m				
				Miocène	V				Afowo		
		Paléogène		Oligocène	IV		Oshoshun				
				Eocène	IIIb		Imo Shale				
	Paléocène			IIIa		Argiles litées gris-verdâtre à gris-sombre non calcaireux de plus de 400m					
				IIb							
	Mésozoïque	CRETACE		Sup	Transition	IIa		Argiles litées carbonatées de couleur noire à gris-foncée de plus de 200m			
						I				Araromi Shale	
Inf			Maestrichtien	I		Schistes calcaireux intercalés de grès et de limons					
			Campanien	I				Awgu			
			Santonien	I				Grès grossiers à base essentiellement argileux de plus 1000m d'épaisseur			
			Coniacien	I					Abéokuta Formation		
			Turonien	I				Plus de 600m de grès intercalés d'argiles et de dolomies			
			Cénomarien	I					Albian Sandstone		
			Jurassique	Pré-rift				I		Grès conglomératiques, d'épaisseur pouvant atteindre 2000m, intercalés de lits de schistes et d'argiles	
								I			

Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude dans la partie offshore du bassin côtier béninois (IHS, 2013 modifié).

3. Données et méthodologie d'étude

Cette étude intègre des données sismiques (sections sismiques) et diagraphiques (gamma ray, sonique, résistivité) de trois puits (G21, G22 et G20) de la partie offshore profond du bassin béninois.

Les données sismiques ont été traitées manuellement avant d'être exploitées avec le logiciel ArcGis 10.1. Le traitement manuel a consisté au pointage des horizons sismiques et des accidents tectoniques. Les données numériques de diagraphie ont été directement converties du format LAS en Excel puis traitées à l'aide du logiciel Matlab7.9.

Les données traitées ont permis de mettre en évidence la continuité de la formation albienne, de reconstruire les logs, d'identifier sur les logs les niveaux réservoirs potentiels, d'évaluer la qualité (porosité effective et perméabilité) de ces réservoirs et de déterminer leur environnement de dépôt. En effet, les niveaux réservoirs considérés dans cette étude sont des intervalles d'épaisseurs supérieurs ou égale à 10 m et caractérisés par de faibles valeurs de gamma



ray et donc des valeurs d'argilosité inférieures à 50%. Par ailleurs, la mise en évidence de l'environnement de dépôts a été basée sur la comparaison de la morphologie du profil de gamma ray des différents puits au modèle standard établi par Emery et Myers (1996). La figure 3 ci-dessous résume l'approche méthodologique utilisée.

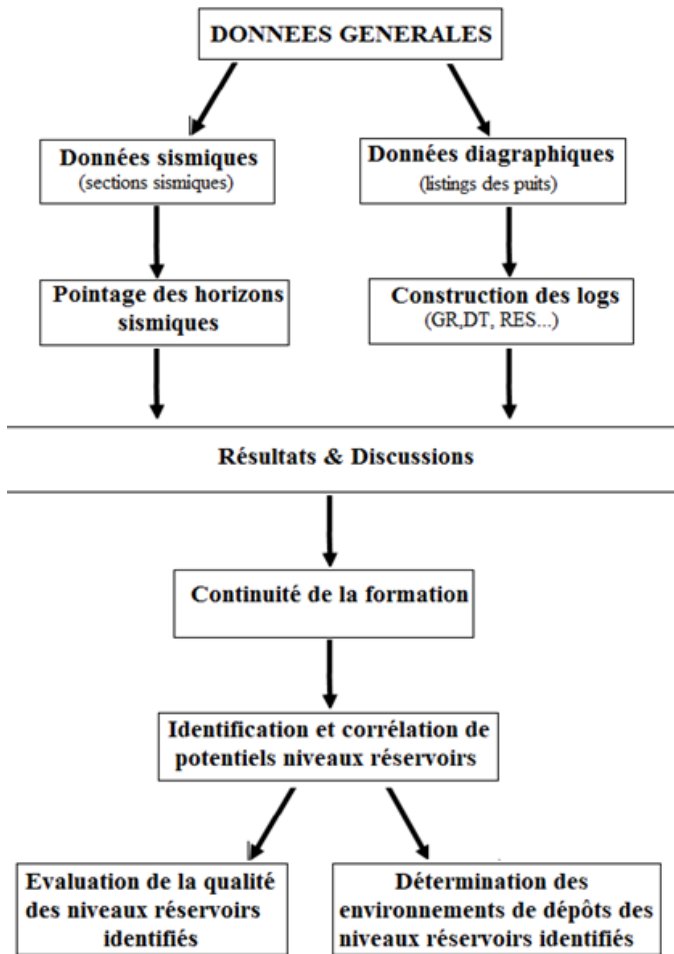


Figure 3 : Organigramme de l'approche méthodologie.

#### 4. Résultats et Discussions

##### 4.1 Continuité de la formation albiennne

L'analyse des deux sections extraites des lignes sismiques orientées Ouest-Est (fig. 4) et Nord-Sud (fig. 5) met en évidence la continuité de la formation albiennne dans la

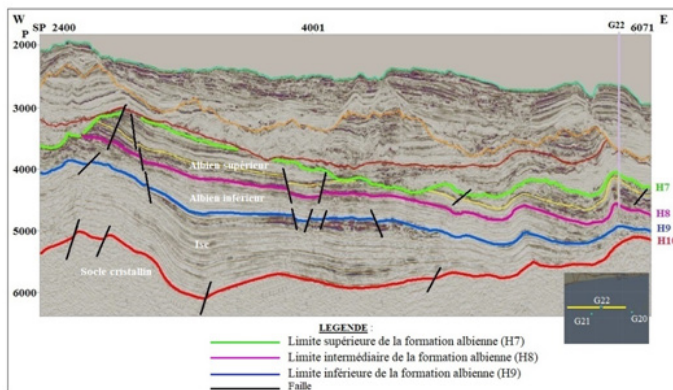


Figure 4: Section sismique interprétée mettant en exergue la géométrie d'ensemble de la formation albiennne suivant une direction E-W.

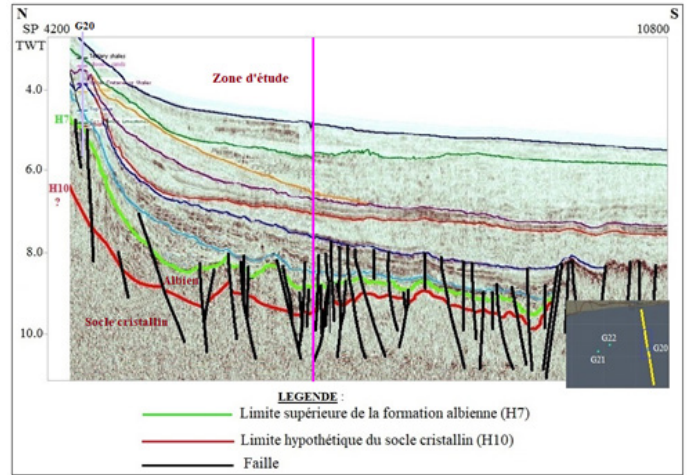


Figure 5 : Section sismique interprétée montrant la structuration associée à la mise en place de la formation albiennne suivant une direction N-S.

zone d'étude.

L'interprétation et le calage de ces deux sections sismiques (figs. 4 et 5) permet de constater que les réflecteurs sismiques marquant les limites supérieures (H7) et inférieures (H9) de la formation albiennne sont concordantes. Entre ces deux limites se trouve une troisième (H8) qui subdivise la formation en deux membres (fig.4). Le membre supérieur (fig. 4) de cette formation est caractérisé par une réponse sismique d'amplitude et de fréquence moyennes à fortes dans les parties ouest et est de la section sismique tandis qu'elle est faible à moyenne surtout vers l'Est de cette section sismique. Les réflecteurs de ce membre sont dans leurs ensembles concordants et continus. Le membre inférieur (fig. 4) est quant à lui, caractérisé par une prédominance de réflecteurs concordants, continus dans l'ensemble, de fréquence moyenne à forte et de faible amplitude. Ces caractéristiques sismiques montrent que la formation albiennne est continue. Le membre supérieur est plus gréseux et présente une variation latérale de faciès d'Ouest à l'Est. La formation albiennne est affectée par des failles orientées NE-SW et NW-SE ainsi que par des structures anticlinales majeures dans la partie Est de la section sismique (fig.4).

Suivant la direction Nord-Sud, la formation albiennne s'épaissit au voisinage du talus. Elle repose sur des blocs faillés du socle. Son épaisseur diminue progressivement dans la zone abyssale et s'annule à proximité de la dorsale. La formation albiennne est représentée par des réflecteurs continus à discontinus, d'amplitudes élevées avec de fortes fréquences dans la partie Nord et des réflecteurs discontinus, de faibles à moyennes amplitudes et de fréquences variables dans la partie Sud en eaux très profond (fig. 5). Dans la partie offshore très profond du bassin côtier, les fractures présentent une disposition « queue de cheval » (fig. 5).

##### 4.2 Mise en évidence de réservoirs potentiels

L'analyse des données de gamma ray des puits sélectionnés a permis de mettre en évidence des réservoirs potentiels qui correspondent à des intervalles de faibles valeurs de

gamma ray et dont l'amplitude est supérieure ou égale à 10 m. Aussi, en fonction de l'argilosité de ces intervalles, les réservoirs potentiels identifiés ont été spécifiés. La valeur de l'argilosité ( $V_{sh}$ ) est déterminée à partir de la formule

$$V_{sh} = \frac{GR(X) - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad (1)$$

$V_{sh}$  : teneur en argile ou argilosité ;  $GR(X)$  : valeur de GR enregistrée au point de mesure ;  $GR_{max}$  : la valeur maximale de GR et  $GR_{min}$  : valeur minimale de GR.

suivante (Serra, 1979) :

Ainsi, l'intervalle identifié est considéré gréseux pour des valeurs d'argilosité comprises entre 10 et 25% ; gréso-argileux pour celles allant de 25 à 35% et gréseux fortement argileux (argilosité allant de 35 et 50%).

Après examen de la corrélation puits-puits (fig.6) basée sur le profil de gamma ray des différents puits, un nombre variable de trois à six réservoirs potentiels a été identifié dans la formation albienne. En effet, dans le puits G21 situé à l'Ouest de la zone d'étude où l'épaisseur forée de la formation est égale à 690 m (de 3335 à 4025 m), trois (3) niveaux réservoirs ont été mis en évidence. Ces réservoirs (R1 ; R2 et R3) d'épaisseurs variables correspondent à des intervalles caractérisés par de faibles valeurs de GR allant de 36 à 41% et sont qualifiés de niveaux gréseux fortement argileux (tableau I). Quatre réservoirs potentiels (R1 à R4) d'épaisseur allant de 16.2 à 54 m sont par contre mis en évidence au niveau du puits G22. Les caractéristiques de ces réservoirs potentiels (épaisseur et nature lithologique) sont résumées dans le tableau I. Au niveau du puits G20

situé plus à l'Est, six intervalles de faibles valeurs de gamma ray (20,1- 48%) ont été identifiés comme réservoirs potentiels après analyse. L'épaisseur de ces réservoirs varie de 19 à 75 m avec des valeurs d'argilosité comprises entre 19,5 et 48% (tableau I).

L'analyse de la corrélation entre les puits (fig. 6) a montré que le réservoir potentiel (R1) mis en exergue au niveau du membre supérieur entre les R1 horizons H7 et H8 est continue. L'épaisseur du réservoir diminue vers l'Est (puits G20) de la zone d'étude (fig.6). Au niveau du puits G20, R1 est séparé en deux par une épaisse couche d'argile de plus de 10 m. Dans le membre inférieur de la formation albienne, les réservoirs R2, R5 et R6 sont discontinus (fig. 6). Le réservoir R2 est uniquement identifié au niveau des puits G21 et G22 alors que les réservoirs R5 et R6 y sont absents.

La synthèse des résultats permet de dire que la formation albienne dans l'offshore profond renferme trois à six niveaux réservoirs potentiels d'épaisseur allant de 16,2 m (puits G22) à 199,9 m (puits G21). Ces réservoirs potentiels sont des niveaux gréseux avec un pourcentage variable d'argile. Une analyse d'ensemble basée sur leur argilosité montre une sédimentation beaucoup plus fine entre les horizons H8 et H9 et surtout au niveau du puits G21 (à l'ouest).

Les corrélations des dépôts de la formation albienne des puits offshore réalisées par RPS Energy ont révélé l'existence de cinq réservoirs gréseux potentiels d'hydrocarbures dans la formation albienne (Kerr-McGee, 2003) contrairement à six réservoirs potentiels mis en évidence dans le cadre de cette étude. Cette différence serait liée à l'épaisseur des

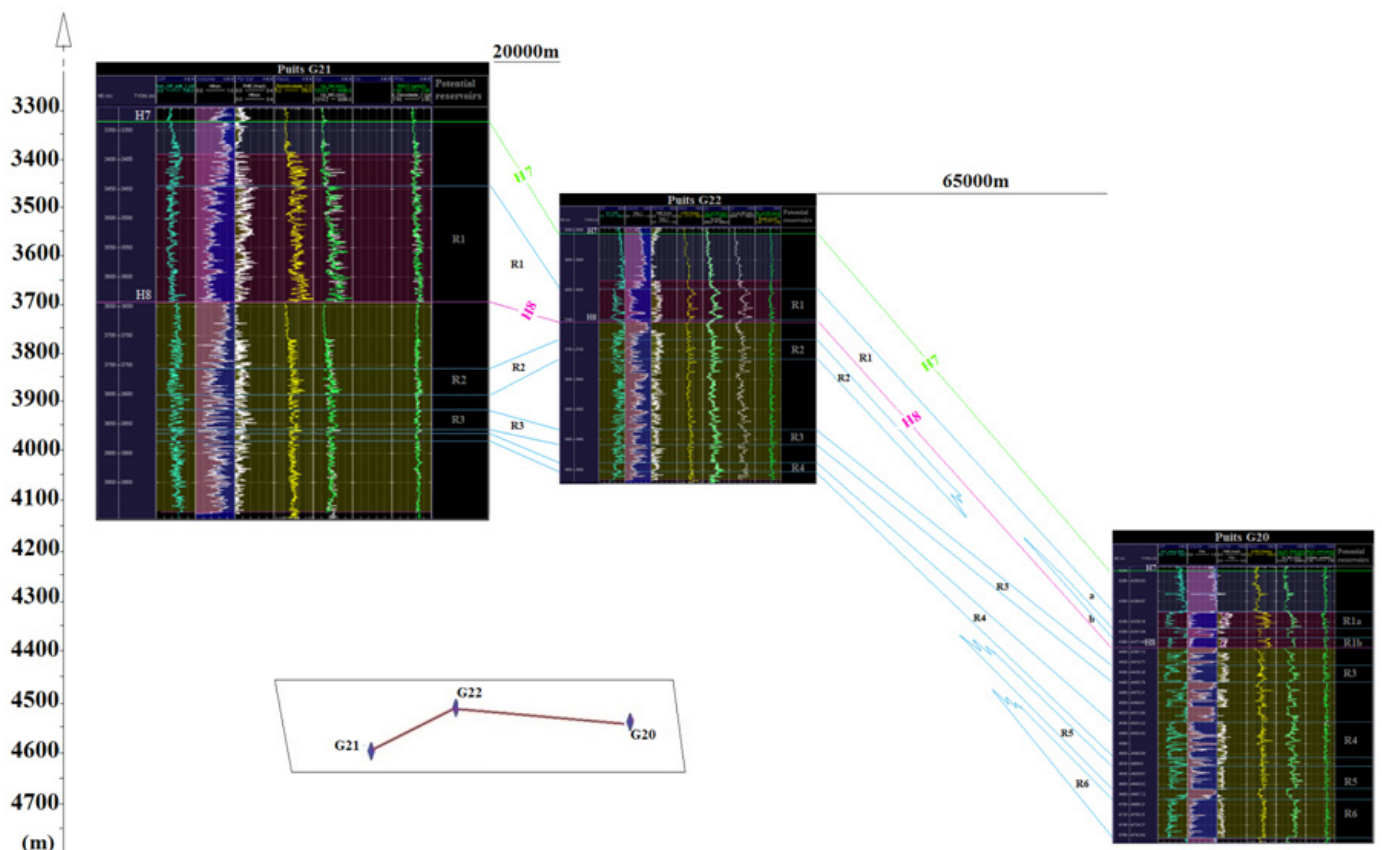


Figure 6: Réservoirs gréseux potentiels de la formation albienne au niveau des puits de l'offshore profond du bassin côtier béninois.

Tableau n°I: Argilosité et nature des réservoirs potentiels au niveau des différents puits.

Potentiels réservoirs	Extension (m)	Epaisseur (m)	Argilosité (%)	Nature	
<b>Puits G21</b>					
R1	3442,9 - 642,8	199,9	41,2	Grès très argileux	
R2	3757,1 - 3800	42,9	43,5	Grès très argileux	
R3	3825 - 3860,7	35,7	36,5	Grès très argileux	
<b>Puits G22</b>					
R1	3646 - 3700	54	37,5	Grès très argileux	
R2	3732,4 - 3766,6	34,2	27,5	Grès argileux	
R3	3884,4 - 3908,3	23,9	32,5	Grès argileux	
R4	3937,5 - 3953,7	16,2	35,1	Grès très argileux	
<b>Puits G20</b>					
R1	A	4320 - 4322,3	32,3	20,1	Grès
	b	4372 - 4391	19	19,5	Grès
R3	4426,5 - 4460	33,5	28,3	Grès argileux	
R4	4537 - 4605	68	48	Grès très argileux	
R5	4625 - 4668	43	45,7	Grès très argileux	
R6	4690 - 4765	75	38,6	Grès très argileux	

niveaux gréseux potentiels considérés.

### 4.3. Caractéristiques pétrophysiques des potentiels réservoirs

Sur la base des données existantes, seuls les paramètres de porosité effective et de perméabilité ont été déterminés.

La formule de la porosité effective ( $\phi_e$ ) est donnée par la

$$\phi_e = (1 - V_{sh}) \phi \quad (2)$$

relation suivante de Serra (1975).

Avec ( $\phi$ ) : porosité totale et ( $V_{sh}$ ) la teneur en argile.

Celle de la perméabilité est déterminée par la formule

$$K = 0,136 \times \frac{\phi_e^{4,4}}{(S_{wi})^2} \quad (3)$$

suivante :

Avec  $S_{wi}$  : saturation en eau irréductible

Le tableau II ci-dessous présente les paramètres pétrophysiques des différents réservoirs mis en évidence au niveau des différents puits.

Les résultats obtenus indiquent que la porosité effective de la formation albienne dans la partie offshore profond est moyenne à forte. Elle varie de 12,21% à 16,5% au niveau du puits G21 avec une perméabilité moyenne à bonne comprise entre 5,86 md et 49,33 md. Au niveau du puits G22, les valeurs de perméabilité n'ont pas été calculées faute de données mais la porosité effective de la formation est faible à moyenne (8,5% à 12,5%). Enfin, au niveau du puits G20 les valeurs de perméabilité sont fortes. Elles varient de 13 md à 50 md pour une porosité moyenne à très forte comprise entre 10,4% (réservoir R5) et 21,5% (réservoir R1a).

L'analyse de ces différents résultats montre que la

Tableau n° II : Paramètres pétrophysiques des réservoirs potentiels des différents puits.

Potentiels réservoirs	Extension (m)	Epaisseur (m)	Porosité effective (%)	Perméabilité (md)	
<b>Puits G21</b>					
R1	3442,9 - 642,8	199,9	16,5	49,33	
R2	3757,1 - 3800	42,9	12,21	5,86	
R3	3825 - 3860,7	35,7	14,5	11,3	
<b>Puits G22</b>					
R1	3646 - 3700	54	12,5	---	
R2	3732,4 - 3766,6	34,2	13,7	---	
R3	3884,4 - 3908,3	23,9	11,5	---	
R4	3937,5 - 3953,7	16,2	8,5	---	
<b>Puits G20</b>					
R1	a	4320 - 4322,3	32,3	21,5	13
	b	4372 - 4391	19	14,3	---
R3	4426,5 - 4460	33,5	13,9	45,0	
R4	4537 - 4605	68	11,7	50	
R5	4625 - 4668	43	10,4	---	
R6	4690 - 4765	75	11,02	---	

formation albienne de la partie offshore profond du bassin présente dans son ensemble des caractéristiques pétrophysiques favorables. De manière générale, les meilleures porosités concernent le réservoir R1 même si les valeurs de perméabilité semblent diminuer vers l'Est (G20). Cette réduction de la perméabilité pourrait être liée non seulement à la variation de l'épaisseur de la formation mais également à une sédimentation plus argileuse suivie d'une forte compaction des sédiments. Des tests de puits se sont révélés positifs au toit de la formation, zone identifiée ici comme.

Il convient de noter que les travaux de Kerr McGee (2003) ont montré sur les paramètres pétrophysiques des réservoirs du puits G21 indiquent une valeur de porosité moyenne (19,6%) et une perméabilité égale à 25,2 md contre respectivement 22% et 55 md au niveau du puits G20. Ces différentes valeurs sont similaires aux résultats de la présente étude.

### 4.4. Environnement de dépôts des réservoirs

En absence de données biostratigraphiques et géochimiques permettant de reconstituer avec précision l'environnement de dépôts, l'analyse du profil de gamma ray a permis d'avoir une idée sur les conditions de mise en place de la formation albienne. Cette analyse est basée sur la comparaison de la morphologie du profil de gamma ray des réservoirs potentiels identifiés au modèle standard (fig. 7) établi par Emery et Myers (1996).

Ainsi, différents du profil de GR ont été déterminés au niveau des niveaux réservoirs potentiels des différents puits.

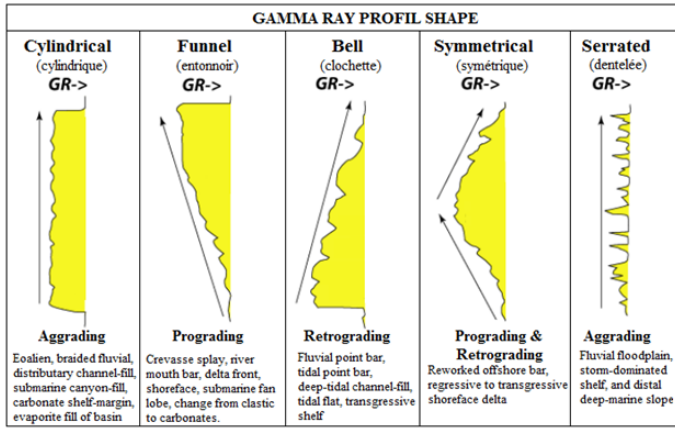


Figure 7 : Modèle standard de réponse de Gamma ray (GR) en fonction de la variation de la taille des grains et des environnements de dépôts (Emery et Myers, 1996).

4.4.1. Puits G21

Le tableau III ci-dessous présente les différentes formes du profil de GR des niveaux réservoirs potentiels identifiés dans la formation albiennne.

L'analyse de ce tableau montre que les sédiments albiens se sont déposés dans un environnement fluviatile en raison de la dominance de la forme dentelée des profils de GR des réservoirs R1 à R3. La forme cylindrique identifiée dans la partie médiane du profil du réservoir R1 témoigne du changement de conditions de dépôts (fluviatile à marin).

Tableau n° III : Morphologie du profil de gamma ray des niveaux réservoirs potentiels du puits G21.

Puits G21				
Potentiels réservoirs	Extension (m)	Epaisseur (m)	Forme du profil de GR	Environnement de dépôts
R1	3442,9 - 3642,8	199,9	Dentelée	Fluviatile sous influence marine
			Cylindrique	
			Dentelée	
R2	3757,1 - 3800	42,9	Dentelée	Fluviatile
R3	3825 - 3860,7	35,7	Dentelée	Fluviatile

Les profils de GR des réservoirs potentiels R2 et R3 ont une forme en clochette dans la partie sommitale et dentelée à la base alors que ceux des réservoirs R4 et R1 présentent respectivement une forme en entonnoir et une combinaison de formes dentelée (dans sa partie supérieure) et symétrique dans sa partie inférieure (tableau IV). Cette observation permet d'envisager d'une part des dépôts fluviatiles à marin (réservoirs R1) et, d'autre part, des sédiments déposés dans un environnement deltaïque à marginal (R4). La forme en clochette du profil de la partie supérieure des réservoirs R2 et R3 indique un dépôt relatif à une transgression marine.

Tableau n° IV : Morphologie du profil de gamma ray des niveaux réservoirs potentiels du puits G22

Puits G22				
Potentiels réservoirs	Extension (m)	Epaisseur (m)	Forme du profil de GR	Environnement de dépôts
R1	3646 - 3700	54	Dentelée Symétrique	Fluviatile à deltaïque
R2	3732,4 - 3766,6	34,2	Clochette Dentelée	Marin sous influence fluviatile
R3	3884,4 - 3908,3	23,9	Clochette Dentelée	Marin sous influence fluviatile
R4	3937,5 - 3953,7	16,2	Entonnoir	Deltaïque à marginal

4.4.2. Puits G20

L'analyse de la morphologie du profil de GR montre que les réservoirs potentiels mis en évidence dans la formation albiennne au niveau de ce puits présentent plusieurs types de profils. Ces profils varient du type cylindrique (R1a et R1b) à une combinaison de formes en entonnoir, cylindrique et dentelée (R3 à R6) (tableau V). Ces différents types de profil de GR impliquent des dépôts deltaïques sous influence fluviatile et des dépôts de chenaux. La combinaison de la forme dentelée, en entonnoir et en clochette observée au niveau du réservoir R6 montre une diversité des conditions de dépôts.

Tableau n° V : Morphologie du profil de gamma ray des potentiels niveaux réservoirs du puits G20.

Puits G20					
Potentiels réservoirs	Extension (m)	Epaisseur (m)	Forme du GR	Environnement de dépôts	
R1	a	4320 - 4322,3	32,3	Cylindrique	Fluviatile sous influence marine
	b	4372 - 4391	19	Cylindrique	
R3	4426,5 - 4460	33,5	Entonnoir	Deltaïque à marginale	
			Cylindrique		
R4	4537 - 4605	68	Entonnoir	Deltaïque à fluviatile	
			Dentelée		
R5	4625 - 4668	43	Entonnoir	Deltaïque à fluviatile	
			Dentelée		
R6	4690 - 4765	75	Dentelée	Fluviatile, deltaïque à fluviatile	
			Entonnoir		
			Dentelée		
			Double Clochettes		
			Cylindrique		

Decetteanalyse morphologique des profils d'enregistrement de gamma ray, il ressort deux environnements de dépôts dominants. La sédimentation aurait débuté dans un environnement lacustre à fluviatile (réservoirs R3 du puits G21, R4 et R3 du puits G22 et R4 à R6 du puits G20) et se serait poursuivie dans un environnement deltaïque à marginal marqué par l'accumulation de grès transgressifs, d'argiles et la mise en place de chenaux sous influence fluviatile (réservoirs R1 à R3 du puits G20). Toutefois, il faut noter des variations fréquentes des conditions de dépôts en liaison avec les variations eustatiques.

Ces résultats corroborent ceux des travaux de Billman (1976) ; Saga (1984) ; Jan du CHENE (1998), d'Archean (2000) ; de Kaki *et al* (2001) et de d'Almeida *et al* (2016) qui ont montré qu'au niveau du Champ de Sèmè la formation albienne est constituée de sédiments lacustres et margino-littoraux à marins peu profond.

### 5. Conclusion

La formation albienne, constituée essentiellement de niveaux gréseux et argileux intercalés de lamines de carbonates est uniquement présente dans la partie offshore du bassin sédimentaire côtier du Bénin. La présente étude a permis d'évaluer la qualité des réservoirs gréseux potentiels de cette formation dans l'offshore profond du bassin. Il ressort globalement de cette étude que la formation albienne, comprise entre les horizons sismiques H7 et H9, bien que continue dans son ensemble présente des variations d'épaisseurs. Elle forme des structures anticlinales vers l'Est. La formation albienne a tendance à s'épaissir progressivement vers le Sud où elle est fortement fracturée. Les niveaux gréseux identifiés sont généralement continus entre les horizons sismiques H7 et H8 et discontinus vers la base entre les horizons H8 et H9. Ces niveaux réservoirs possèdent dans leur ensemble de caractéristiques pétrophysiques favorables du point de vue de la porosité et de la perméabilité. En outre, l'analyse de la morphologie des logs de gamma ray a montré que la sédimentation ayant conduit à la mise en place de cette formation a débuté dans un environnement lacustre à fluviatile et s'est poursuivie dans un environnement deltaïque à margino-littoral.

### 6. Remerciements

Les auteurs remercient le Directeur Général de l'Industrie Minière et Pétrolière (DGIMP) du Bénin et ses collaborateurs pour leur spontanéité dans la mise à disposition des données ayant permis la rédaction de cet article.

### Références bibliographiques

1. Archean Benin Energy sarl (2000): Joint technical committee meeting block 2 and 3 offshore Benin. Report, 26p.
2. Aslanian D., Moulin M., Olivet J.-L., Unternehr P., Matias L., Bache F., Rabineau M., Nouzé H., Klingelhofer F., Contrucci I. and Labails C. (2009): Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints, Tectonophysics (Special Issue: Role of magmatism) 48, 98-112p.
3. Bellion Y., Benkhelil J., Faure H., Guiraud B., Le Theoff B. et 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.
4. Beicip-Franlab (1994) : Etude Géologique et Evaluation des Réserves du Champ de Sèmè, Rapports Vol. I, 157 p. et Vol. II, 128 p.
5. 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.
6. Brownfield M.E. and Charpentier R.R. (2006): Geology and Total petroleum systems of the Gulf of Guinea Province of West Africa: U.S Geological Survey Bulletin 2207-C, 32 p.
7. C. Kaki, G.A.F. d'Almeida, N. Yalo and S. Amelina (2012): Geology and Petroleum Systems of the Offshore Benin Basin (Benin), Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP Energies nouvelles, Vol. 68 (2013), No. 2, pp. 363 - 381.
8. d'Almeida Gérard Alfred Franck, Kaki Christophe, Adeoye Adejimi James (2016): Benin and Western Nigeria Offshore Basins: A Stratigraphic Nomenclature Comparison. International Journal of Geosciences, 2016, 7, 177-188p.
9. Dagba G. F. (2001) : Problématique de la couche de dolérite dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin. Communication symposium sur la couche de dolérite dans la baie de Dahomey. Résumé, p 115 ;
10. Emery D., and Myers K.J. (1996) "Sequence stratigraphy", Black Ltd., Oxford, U.K., p. 297.
11. IHS (2013): Benin Embayment, Report, p 59.
12. Jan du Duchene R. (1998): Geology and sequence stratigraphy of the Benin basin, Report ABACAN, 68 p.
13. Kaki C., Oyede L.M., Laïbi R.A., Yessoufou S. (2001) : Influence de la dynamique sédimentaire et structurale sur la formation des réservoirs détritiques du Crétacé dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin (Golfe du Bénin, Afrique de l'Ouest), Symposium sur la "redéfinition du socle du bassin sédimentaire côtier du Bénin", Actes, pp. 213-237.
14. Kerr McGee Oils and Gas (2003) : Petrographic Analysis of Selected Percussion Sidewall Core from Kaba-Atacora Prospect/Fifa #1/Offshore Benin, report, 38p.
15. Kerr McGee Oils and Gas (2003): Petrographic Analysis (SEM, XRD, Thin Section Petrography) of percussion sidewall core from Hihon#1/ bloc4/ offshore Benin, report 77p.
16. Lepretre R. (2015): Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest, thèse de doctorat, 422p.
17. MacGregor D.S., Robinson J., Spear G. (2003): Play fairways of the Gulf of Guinea transform margin,

- Arthur T.J., MacGregor D.S., Cameron N.R. (eds), *Petroleum geology of Africa - New themes and developing technologies*, Geol. Soc. London. Spec. Publ. 207, 289 p.
18. Malcolm F., Graham M., Nora H., Clara A. (2013): *play fairways analysis and hydrocarbon potential of the keta basin, deep-water ghana*. Report, 5p.
19. MERPMEDER (Ministère de l'Énergie de la Recherche Pétrolière et Minière de l'Eau et du Développement des Energies Renouvelables) (2015) : *Tableau signalitique des blocs pétroliers du bassin sédimentaire côtier du Bénin au 14 août 2015*. 2p.
20. Moulin M., Aslanian D., Unternehr P. (2010) : *A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean*, Earth-Sci. Rev. 98, 1-2, 1-37.
21. Obaje N. G. and Hamza H. (2000): *Liquid hydrocarbon source rock potential of mid-Cretaceous coals and coal measures in the Middle Benue Trough of Nigeria*. International Journal of Earth Sciences 89, pp 130 to 139.
22. Saga Petroleum SA. (1984): *Benin Basin Evaluation Report*, 336p.
23. Serra O. (1979): *Diagraphies différées-base de l'interprétation. Tom1: Acquisition des données diagraphiques*. Bull.Cent.Rech.Explor.-Prod. Etl-Aquitaine, Mém.1. 328p.
24. 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.
25. South Atlantic Petroleum (SAPETRO) (2010): *Benin Bloc 1/Seme Petroleum System*. Report, 8 p.
26. Tetteh Teye J. (2016): *The Cretaceous Play of Tano Basin, Ghana*. International Journal of Applied Science and Technology Vol. 6, No. 1; 10p.

# Contribution des analyses morphoscopique et exoscopique des grains de quartz des plages ivoiriennes à la reconstitution des environnements de dépôts quaternaires

KONAN K. E<sup>1.</sup>, N'DOUFOU G. H. C<sup>2.</sup>, N'GUESSAN Y A<sup>1.</sup>, KOFFI K. P<sup>3.</sup>, BAMBA S. B<sup>3.</sup>

<sup>1</sup> Université Félix Houphouët-Boigny, Cocody - Abidjan, Côte d'Ivoire,  
22 BP 582 Abidjan 22

<sup>2</sup> Université Péléforo Gon Coulibaly, Korhogo (Côte d'Ivoire), BP  
1328 Korhogo

<sup>3</sup> Centre de Recherches Océanologiques BP V 18 Abidjan Côte d'Ivoire

**Adresse de correspondance:** KONAN Konan Ernest, 22 BP 582  
Abidjan 22; conandernest@yahoo.fr; (+225) 77 85 35 66

## Résumé

L'analyse morphoscopique et exoscopique des grains de quartz quaternaires du littoral entre Sassandra et Aforenou (Ghana) a permis de reconstituer les environnements de dépôts des plages ivoiriennes. L'examen morphoscopique a montré des grains de quartz subarrondis et luisants sur les plages de Sassandra, et subanguleux à subarrondis et luisants sur les plages de Grand-Lahou et d'Abidjan. Ces données traduisent une source relativement proche avec un transport en milieu fluvial. Le polissage poussé de certains quartz des plages d'Abidjan résulterait relativement d'un transport sur une longue distance. L'analyse exoscopique des grains de quartz des plages de Sassandra indique un transport dans un milieu aquatique de basse énergie (milieu calme), tandis qu'à Grand-Lahou, il s'agirait d'un environnement de forte énergie. L'ensemble des données indique que ces plages sont soumises au déferlement des vagues entre les zones intertidale et tidale. L'étude morphoscopique des sédiments sur les plages de Grand-Bassam montre des grains de quartz subarrondis à ronds mats, émoussés et luisants et à Aforenou des grains ronds mats émoussés et luisants. L'analyse exoscopique des grains de quartz des plages de Sassandra indique un transport dans un milieu aquatique de basse énergie, tandis qu'à Grand-Lahou, il s'agirait d'un environnement de forte énergie. L'analyse morphoscopique et exoscopique des grains de quartz indique que ces plages sont soumises au déferlement des vagues entre les zones intertidale et tidale. Les marques de choc observées sur ces grains de quartz représentent les indices d'un transport éolien, avec un vent particulièrement fort sur les plages de Grand-Bassam. L'analyse granulométrique indique divers types de faciès avec des granulométries variables: grossière, moyenne et fine. La taille des grains de sable des plages est comprise entre 1350 µm (grains grossiers à Abidjan) et 160 µm (grains fins à Aforenou). L'ensemble de ces résultats indiquent que les grains de quartz de la zone d'étude ont subi l'influence de plusieurs types d'environnements.

**Mots clés:** Morphoscopie, exoscopie, quartz, environnement, plage, Côte d'Ivoire, quaternaire

## Abstract

### Contribution of morphoscopic and exoscopic analysis of quartz grains from ivorian beaches to the reconstitution of quaternary deposits environments

Morphoscopic and exoscopic analysis of the quaternary quartz grains of the littoral between Sassandra and Aforenou (Ghana) made it possible to reconstruct the deposit environments of the Ivorian beaches. Morphoscopic examination showed subterranean and shiny quartz grains on the Sassandra beaches, and sub-angular to sub-rounded and shiny on the beaches of Grand Lahou and Abidjan. These data reflect a relatively close source with transport in a fluvial environment. The extensive polishing of some quartz from the beaches of Abidjan would result relatively from a transport over a long distance. The exoscopic analysis of the quartz grains of the beaches of Sassandra indicates a transport in a low energy aquatic environment (calm environment), while in Grand-Lahou, it would be a high energy environment. The data set indicates that these beaches are subject to breaking waves between the intertidal and tidal zones. The morphoscopic study of sediments on the beaches of Grand-Bassam shows sub-round quartz grains with dull, dull, shiny rounds and Aforenou dull, dull, matte round grains. The exoscopic analysis of the quartz grains of the beaches of Sassandra indicates a transport in a low energy aquatic environment, while in Grand-Lahou, it would be a high energy environment. Morphoscopic and exoscopic analysis of quartz grains indicates that these beaches are subject to wave breaking between the intertidal and tidal zones. The shock marks observed on these quartz grains represent the indices of a wind transport, with a particularly strong wind on the beaches of Grand-Bassam. Particle size analysis indicates various types of facies with varying grain sizes: coarse, medium and fine. The size of the sand grains of the beaches is between 1350 microns (large grains in Abidjan) and 160 microns (fine grains in Aforenou).

All of these results indicate that quartz grains in the study area have been influenced by several types of environments.

**Keys words:** Morphoscopy, exoscopy, quartz, environment, beach, Ivory Coast, Quaternary

## I-Introduction

Le littoral représente un milieu physique naturel particulier qui est à la fois sous les influences terrestre, marine et atmosphérique. Cette zone constitue une composante

essentielle de l'écosystème de la planète qui offre les caractéristiques pour l'exploitation directe des ressources, l'implantation des activités commerciales, industrielles et touristiques. Pôle d'attraction très forte pour les populations,

elle concentre plus de 40% de la population mondiale (Mc Carthy *et al.*, 2001, Pennober *et al.*, 2005). Face à cette perspective de l'occupation plus intense et de la dégradation quasi généralisée des environnements de plage-l'amélioration des connaissances sur la dynamique de leur mise en place est devenue une nécessité pour leur préservation.

L'analyse des formes (morphoscopie) et de la surface des grains de quartz (exoscopie) des plages est une contribution essentielle à l'étude de l'environnement sédimentaire et de l'histoire de la mise en place des sédiments côtiers. Elle vise à approfondir les connaissances sur la dynamique sédimentaire littorale de la Côte d'Ivoire, par l'entremise de la reconstitution des paléo-environnements (Rocheleau, 1997). Cet article se focalise sur les aspects environnementaux (transport, milieux traversés, dépôts) des sédiments quaternaires des plages ivoiriennes à partir de l'analyse morphologique et exoscopique des grains de quartz.

Plusieurs recherches, réalisées dans le monde et en Côte d'Ivoire, ont associé aux analyses géomorphologiques littorales classiques l'étude de l'environnement côtier, en particulier Cailleux (1947), Le Ribault (1971 et 1973), Leneuf (1972), Tastet (1979), Le Ribault et Tastet (1979), Legigan et Weber (1986), Monde (1997), St-Onge *et al.*, (1999). Ces recherches ont permis de mettre en évidence l'importance de l'étude des sédiments en particulier celle des grains de quartz dans l'évolution du domaine côtier. Les grains de quartz des formations sédimentaires portent à leur surface le témoignage de leur histoire. Il s'agit d'une multitude de traces héritées des diverses influences auxquelles ils ont été soumis au cours de leur transport et de leur mise en place. Ces traces constituent une véritable archive qui apporte des renseignements sur les conditions de transport et les environnements de dépôt des quartz (Assalé *et al.*, 2012; Le Ribault, 1977).

Les résultats des études sédimentologiques réalisées par Assalé *et al.*, (2012) selon la méthode de Pettijohn (1949) et celle de Cailleux (1943, 1947) (morphoscopie) ont montré que les quartz en majorité subarrondis à arrondis, émoussés luisants de Bingerville ont été transportés par saltation. Ils ont été déposés par décantation dans un environnement fluvial non turbulent, loin de leur source pourvoyeuse. Les études de N'doufou (2012), Konan (2012) et Yao (2012) basées sur les analyses morphoscopiques et exoscopiques des quartz entre Tabou et Aforenou ont montré que ceux-ci ont été transportés par suspension, saltation et charriage avec diverses formes (anguleuse, subanguleuse, subarrondie, arrondie). Ils témoignent de plusieurs environnements de transport et de dépôt. Les résultats de ces études révèlent que les plages seraient alimentées par la plage sous marine (zones intertidales et infratidales) et que certains quartz sont marqués par des impacts des environnements fluvial ou lacustre rattachés à des épisodes paléoclimatiques. Elles mettent en relief l'origine continentale des systèmes sédimentaires littoraux ivoiriens et leur remobilisation en milieu intertidal.

Cet article dont l'objectif est de reconstituer les environnements de transport et de dépôts des grains de quartz des plages ivoiriennes s'inscrit dans le prolongement des travaux de Assalé *et al.*, (2012), N'doufou (2012),

Yao, (2012) et Konan, (2012) sur le littoral ivoirien. Leurs travaux ont contribué à l'amélioration des connaissances sur les environnements de transport et de dépôt des sédiments quaternaires des plages ivoiriennes.

## II-Présentation de la zone d'étude

### II.1-Localisation

La zone d'étude appartient au bassin sédimentaire ivoirien qui représente le 1/3 des formations géologiques ivoiriennes (Figures 1 et 2). Elle couvre les 3/4 du littoral ivoirien, soit une longueur d'environ 400 km entre Sassandra et Aforenou (Ghana) sur les 560 km de côte. Elle se divise en deux secteurs bien distincts selon l'orientation de la côte. Le premier s'étend de Sassandra à Abidjan et le second d'Abidjan à Aforenou (Figure 1).

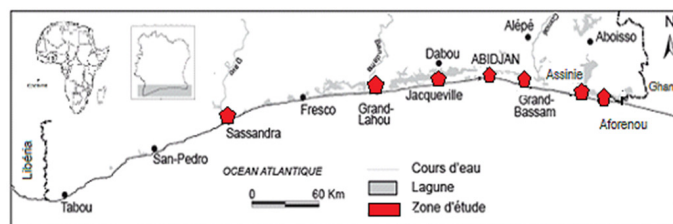


Figure 1: Carte du littoral de la Côte d'Ivoire et localisation des zones d'étude (Konan *et al.*, 2016, modifiée)

### II.2-Contexte géologique

La Côte d'Ivoire, située dans la partie Sud du Craton Ouest Africain, est constituée par un domaine archéen à l'Ouest (constitué de migmatites, de gneiss granulitiques, de granites et de charnockites) et un domaine birimien à l'Est (Figure 2), qui présente une alternance de ceintures de roches vertes (méta-volcanosédiments) et de granitoïdes (Vidal *et al.*, 1996; Kouamélan, 1996; Yao, 1998). Ces terrains archéens et birimiens se sont formés, respectivement, au cours de deux orogènes: l'une libérienne (2700 Ma) et l'autre, éburnéenne qui représente un événement majeur d'accrétion crustale à 2100 Ma (Kouamélan, 1996). Les formations géologiques de la Côte d'Ivoire comprennent deux grands ensembles géologiques (Figure 2):

- un socle précambrien (terrains archéens et birimiens) couvrant 97,5 % du pays.
- un bassin sédimentaire formant une mince frange littorale couvrant 2,5 %.

La couverture sédimentaire comprend des terrains crétacés, paléogènes, néogènes et quaternaires (tableau I) dont la plupart n'affleure pas dans la zone d'étude. Les formations paléocènes s'observent dans la région de Fresco. Elles forment des plateaux ou des falaises mortes qui dominent de 20 à 65 m une étroite plaine littorale. Cette portion de côte est parfaitement rectiligne et elle serait parallèle au «Grand accident des lagunes» (Figure 2) entre Grand-Lahou et Abidjan (Tastet, 1972).

Le secteur entre Sassandra et Abidjan, dans la partie centrale du littoral comprend des formations mio-pliocènes (constituées de sables argileux et de grès) et des formations



quaternaires à faible extension.

A l'Est, le secteur compris entre Abidjan et la frontière avec le Ghana (Aforenou) est constitué de formations quaternaires de grande extension. Ce secteur représente une côte basse, lagunaire, rectiligne, bordant une large plaine littorale. Des formations détritiques constituées de sables moyens à très fins et plus localement de sables grossiers, de sédiments argileux occupent la majeure partie du plateau continental (Mondé, 1997). Le bassin est recouvert à sa surface par des formations du Continental Terminal constituées essentiellement de sables argileux, d'argiles et de grès au nord de la «Faille des lagunes» (Figure 2). Au sud de cette faille, se sont mis en place des dépôts quaternaires superficiels de sables marins, d'argiles continentales et fluvio-lagunaires.

Tableau I: Unités litho-stratigraphiques du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire (N'Guessan, 2008, modifié).

Âges (Ma)	Étages stratigraphiques	Unités lithologiques	Épaisseurs moyennes des couches (m)
?	Crétacé inférieur	Série continentale de base (épaisse formation de sables, grès conglomératiques, argiles versicolores à intercalation d'argiles noires)	500 à 5000
99 à 120	Albo-Aptien	Argiles feuilletées noires à intercalation de grès et de marnes	2000
93,5 à 99	Cénomaniens	Argiles noires, sables fins et des calcaires	700
89 à 93,5	Turonien	Argiles (brune) légèrement calcaireuses et silteuses	?
71 à 89	Sénonien	Argiles, formations détritiques à calcaires zoogènes, calcaires gréseux et sable	?
55 à 65	Paléocène	Argilites parfois glauconieuses à passées calcaires ou sableuses	500
31,5 à 55	Éocène	Argilites glauconieuses, sableuses à bancs calcaires	490
23,8 à 31,5	Oligocène	Argiles sombres	?
1,5 à 23,8	Mio-Pliocène	Continental Terminal (sables argileux rougeâtres, argiles sombres)	600
1,5	Quaternaire	Terre de barre (argiles sableuses rubéfiées, sable marin)	50

Sur le plan tectonique, ces formations sont recoupées par une faille appelée «Faille des lagunes» ou «accident majeur des lagunes» qui traverse ce bassin dans la direction

Ouest-Est (Figure 2).

Cette influence tectonique se traduit dans la morphologie des diverses unités quaternaires par l'orientation préférentielle (Ouest-est) des bras de lagune et des chenaux d'érosion.

Au niveau d'Abidjan, la plate-forme est marquée par un important canyon appelé "Trou-Sans-Fond" qui entaille le plateau continental de 10 m. Il s'étend sur environ 200 km puis se termine dans la plaine abyssale de Guinée à environ 5000 m de profondeur (Martin, 1973 et 1973 b). Ledit canyon a une morphologie très complexe et joue un rôle très important dans le processus hydro-sédimentaire du littoral.

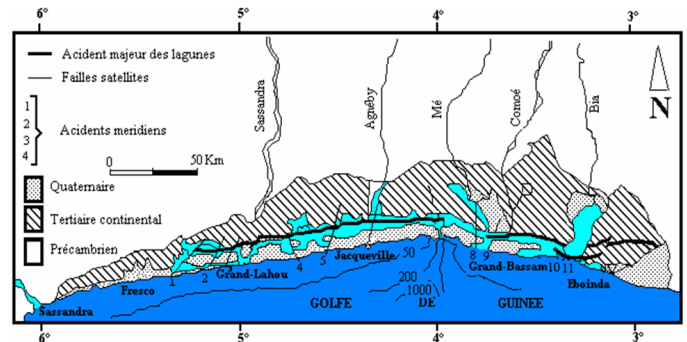


Figure 2: Bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire (Koffi, 2017)

### II.3-Dynamique littorale

Le secteur d'Abidjan a connu un engraissement estimé à 1 m/an en moyenne au cours des cinq derniers millénaires (Tastet, 1985).

Avant la percée du canal de Vridi, la baie de Port-Bouët (Abidjan) recevait 800 000 m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup> de sable, dont 400 000 m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup> transitaient vers l'Est selon le sens de la dérive littorale (Ouest-Est) (Martin, 1973). Mais les ouvrages portuaires réalisés depuis le début du XXème siècle ont entraîné une érosion de la côte immédiatement à l'Est du canal de protection de l'entrée du port d'Abidjan (Canal de Vridi). Le plateau continental ivoirien possède une extension relativement faible.

### III-Matériel et méthodes

Pour réaliser cette étude, 126 échantillons de sables provenant des plages de Sassandra, Grand-Lahou, Jacquelineville, Abidjan, Grand-Bassam, Assinie et Aforenou ont fait l'objet d'une étude sédimentologique (granulométrie, morphoscopie et exoscopie).

Les échantillons ont été prélevés manuellement dans la couche superficielle de sédiments pendant les levés topographiques sur une série de profils implantés le long du littoral ivoirien entre Sassandra et Aforenou (Figure 1). L'analyse granulométrique a été faite selon la méthodologie classique décrite par Saaidi (1991), Folk & Ward (1957).

Les études morphoscopique et exoscopique ont été réalisées respectivement à la loupe binoculaire (grains de quartz de la fraction 500-630 µm selon Parpenoff *et al.*, (1970)) et au microscope électronique à balayage (MEB). La

sélection des grains de quartz a été effectuée au moyen d'une loupe binoculaire «Medo Opt head» reliée à un écran. Les interprétations sont basées sur les travaux de Cailleux (1943), Le Ribault (1971, 1973, 1977), Le Ribault & Tastet (1979) et Saaidi (1991). La morphoscopie nous a permis de rechercher l'environnement de dépôt actuel des grains de quartz. L'étude exoscopique est basée sur l'identification puis l'interprétation des facteurs physiques, chimiques, mécaniques et biologiques qui laissent à la surface des grains de quartz des empreintes de forme et de taille caractéristiques des facteurs qui les ont générés. Ces empreintes permettent non seulement de déterminer avec précision le milieu de dépôt d'un grain de sable, mais aussi de retracer l'ensemble de son histoire géologique et, dans certains cas, son origine géographique (Le Ribault, 1977).

## IV-Résultats et interprétations

### IV.1-Secteurs de Sassandra et Abidjan

#### IV.1.1- Examen morphoscopique

Les grains subarrondis et luisants restent dominants pour l'ensemble des échantillons provenant de la plage de Sassandra (Figure 3a). Les grains anguleux et très anguleux sont peu abondants. Le faible polissage de ces grains dans ce secteur témoigne d'un faible remaniement marin. Sur la plage de Grand-Lahou, les grains de quartz sont pour la plupart subanguleux à subarrondis et luisants (Figure 3b). Cette forte proportion de grains émoussés et luisants indique que ces grains ont subi un long transport en milieu fluvial ou ont été remaniés à partir de formations marines anciennes (Saaidi, 1991). Sur la plage d'Abidjan (Port-Bouët) les grains de quartz sont généralement subanguleux à subarrondis et luisants (Figure 3c). Une très faible proportion de quartz arrondis a été observée sur la plage d'Abidjan (Port-Bouët). Ce polissage poussé résulterait d'un transport sur une longue distance. Ces grains de quartz n'ont pas été retenus par la digue d'arrêt des sables du port.

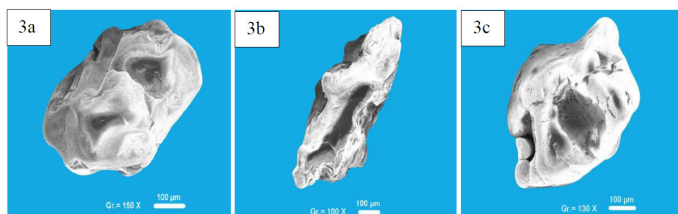


Figure 3: Morphoscopie de quelques grains caractéristiques des plages comprises entre Sassandra et Abidjan (Port Bouët); (3a- grains subarrondis et luisants; 3b et 3c- grains subanguleux à subarrondis et luisants).

#### IV.1.2- Examen exoscopique

L'examen de l'aspect de surface des grains quartz de Sassandra révèle la précipitation de nombreux globules siliceux. Cela témoigne d'une reprise aquatique de basse énergie. Les pellicules siliceuses, recoupées par endroit par des traces de choc sur les quartz à Grand-Lahou et à Port-Bouët, témoignent d'un environnement à forte énergie.

A Grand-Lahou, la surface des quartz est généralement entaillée par de nombreuses traces de choc en croissant.

Certaines traces polies sont affectées par des figures de dissolution sur les parties les plus exposées au brassage (Figure 4a). Ces types de structures ont été observés sur des grains de quartz évoluant en milieu littoral (Glocchiatti et al., 1978). Sur certains grains quartz, les dépôts de silice se localisent dans des cavités, par contre sur d'autres, ils s'observent sur les faces (Figure 4b). Ces deux types de dépôt de silice s'observent en milieu intertidal ou au niveau de la haute plage (Le Ribault, 1977). Les nombreuses figures de dissolution sur les quartz prélevés à Grand-Lahou témoignent de plages soumises au déferlement des vagues (Le Ribault, 1977). Les figures de dissolution concaves visibles sur certains quartz à Grand-Lahou (Figure 4c) sont caractéristiques de la zone infratidale selon Lucchi et Casa (1970).

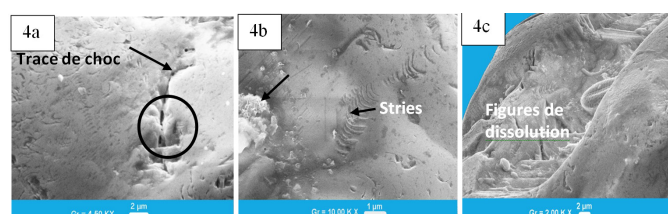


Figure 4: Aspect de surface de quelques grains de quartz provenant des plages comprises entre Sassandra et Abidjan (4a et 4c-Traces de choc et figures de dissolution; 4b-dépôt de silice et présence de stries)

### IV.2-Etude des grains de quartz prélevés entre Abidjan et Aforenou

#### IV.2.1- Examen morphoscopique

L'examen morphoscopique des quartz montre l'omniprésence des grains émoussés luisants (Figure 5a), ce qui met en évidence l'influence du transport aquatique correspondant ici à une dynamique fluvio-marine. Les grains ronds mats et émoussés luisants ont été rencontrés. Leur pourcentage est de 50% sur les plages entre Abidjan et Grand-Bassam et 60% à Aforenou. Ces grains de quartz montrent des traces de choc visibles au microscope électronique à balayage (MEB) sous forme de cupules, témoignant d'une reprise éolienne (Figure 5). La présence d'un enduit ferrugineux sur plusieurs grains provenant de la baie d'Abidjan indique un milieu ferreux. Les grains non usés se présentent en faible pourcentage (< 2%). Ils peuvent atteindre 5% à l'est du canal de Vridi. La présence de ces grains refléterait une source d'apport proche (blocs de protection du canal d'entrée dans le port d'Abidjan), avec des sédiments peu remaniés.

L'augmentation régulière de l'indice d'émoussé des grains de quartz des plages comprises entre Abidjan et Aforenou (Figures 5a, 5b et 5c) montre que les sables subissent une usure au cours de leur transport. La houle remanie les sédiments du fait de ses mouvements circulaires qui se transforment près du fond en des courants alternatifs pouvant atteindre une grande vitesse et mettent en mouvement les matériaux qui pourront être soit remaniés sur place, soit entraînés par des courants perpendiculaires ou parallèles (Konan, 2012).

La présence des grains mats, non usés, anguleux à très anguleux sur la plage de Port Bouët traduit une source proche, provenant probablement du lessivage des produits

d'altération des blocs de protection du canal de Vridi.



Figure 5: Aspect de surface de quelques grains de quartz provenant des plages comprises entre Abidjan (Port Bouët) et Afôrenou (Ghana) (5a-Grains émoussés luisants; 5b et 5c-grains émoussés).

### IV.2.2- Examen exoscopique

Sur des échantillons prélevés sur la plage d'Abidjan, au niveau de Petit Bateau, les traces de choc sur les grains de quartz sont nombreuses. Certaines traces, sont affectées par des figures de dissolution sur les parties les plus exposées au brassage (Figure 6a). La forme arrondie des arêtes les plus saillantes traduit le frottement des grains les uns contre les autres au cours du transport. Sur la plage de Grand-Bassam, les grains de quartz en général très arrondis, portent de nombreuses traces de choc en croissant. Ces marques de choc sont l'indice d'une violente éolisation.

L'étude de l'aspect de surface de certains grains de quartz montre un aspect corrodé et desquamé (Figure 6b), correspondant à des marques de dissolution superficielle intense. Ces marques caractérisent un milieu fluvial ou continental de basse énergie dans lequel le grain de quartz a séjourné pendant son transport. Les surfaces planes sont recouvertes de pellicule de silice amorphe, et la morphologie générale des cavités sur les grains est analogue à celle des inclusions qu'elles contiennent. Ces inclusions vitreuses magmatiques (Figure 6b) coexistant avec des structures en «V» montrent que le grain de quartz a traversé plusieurs types d'environnements, puis a été repris dans un milieu intertidal sous saturé en silice. Concernant la plage d'Aforenou l'observation au MEB montre des grains de quartz très émoussés avec parfois un microrelief caverneux et très irrégulier (Figure 6c). Les points primaires de corrosion sur des surfaces planes sont en creux et de formes circulaires et triangulaires. Une orientation sur une vue d'ensemble du grain de quartz indique des marques de chocs profondes en «coup d'ongle». Ces grains de quartz pourraient, provenir d'un transport éolien.

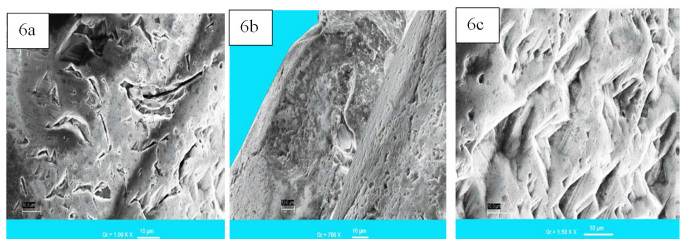


Figure 6: Aspect de surface de quelques grains de quartz provenant des plages comprises entre Abidjan et Afôrenou (6a-traces de choc; 6b-marques de dissolution superficielle, 6c- quartz émoussé avec microrelief caverneux)

### IV.2.3-Examen granulométrique

L'analyse granulométrique des échantillons prélevés dans le secteur Abidjan-Grand Bassam, indique des faciès identiques avec des granulométries grossière et moyenne dont les valeurs sont comprises entre 1350 µm à Abidjan et 350 µm à Grand-Bassam (Tableau II). Nous constatons dans le sens de la dérive littorale (Abidjan vers Grand-Bassam), une diminution de la taille des grains de quartz avec des moyennes sectorielles de 1213 µm à 477 µm. Au niveau du segment de côte Assinie-Aforenou s'observe une variation de la taille des grains dans l'espace et dans le temps: La taille moyenne varie de 563 µm à 160 µm. Il apparait une légère différence au niveau des échantillons de décembre 2007 sur les stations d'Assinie (523 µm -563 µm) où la taille des grains de sable dépasse légèrement 500 µm. La taille des grains enregistrés en août 2007 présente des valeurs élevées (350 à 410 µm) au niveau du haut estran de la plage sur la plupart des stations. Ceci s'explique par les houles exceptionnelles enregistrées sur les côtes ivoiriennes en août 2007 (Konan et al., 2009; Konan, 2012; Konan et al., 2014 et Konan et al., 2016).

Tableau II: Synthèse sur la zone d'étude

N° site de prelev.	Localité	Classe granulo	Morphosco pie	Exoscopie	Agent transp.	Envir. dépôt
1	Sassandra	350µm 800µm	Subarrondis et luisants	Pellicules et globules siliceux	eau	calme
2	Grand-Lahou	400µm 720µm	Subanguleux à subarrondis émoussés et luisants	Pellicules siliceuses et traces de chocs traces de choc en croissant figures de dissolution	eau	Agité, turbulent et calme
3	Jacqueville	457µm 626µm	Subanguleux à subarrondis émoussés et luisants	Dépôts de silice, figures de dissolution	eau	Agité et calme
4	Abidjan	1350 µm 701,3 µm	Subanguleux à subarrondis et luisants	Pellicules siliceuses, traces de chocs, figures de dissolution et enduits ferrugineux, aspect corrodé et desquamé, structures en «V», inclusions magmatiques	eau	Agité, très turbulent et calme
5	Grand-Bassam	477,25 µm 350 µm	Subarrondis à ronds mats émoussés et luisants	traces de choc en croissant, dépôts de silice dans les cavités et sur les surfaces	eau	Agité, turbulent et calme
6	Assinie	161 µm 563 µm	ronds mats émoussés et luisants	microreliefs caverneux irréguliers	Vent et eau	Agité et calme
7	Aforenou	300µm 160 µm	Ronds mats émoussés et luisants	points de corrosion en creux circulaires et triangulaires, traces de chocs en «coup d'ongle»	Vent et eau	Agité et calme

### V-Discussion

Cette étude portant sur la morphoscopie et l'exoscopie des grains de quartz révèle une superposition des empreintes des différents milieux traversés. Elle apporte des indications précieuses sur les agents de transport et les environnements de dépôt des grains de quartz des plages ivoiriennes. Les résultats obtenus ont permis de connaître non seulement les

milieux de transport et de dépôt des sédiments, mais aussi, de préciser le degré d'influence de ces milieux, l'intensité (calme ou turbulent) des facteurs (climatiques, débit fluide et type de vent) intervenants, de retracer l'histoire et les conditions de transport de ces grains, de déterminer leurs origines et les milieux de dépôts successifs.

Les sédiments littoraux de la zone d'étude ont subi une évolution complexe. Ils ont été le plus souvent remaniés en milieu fluviatile ou lacustre (milieu continental) et intertidal (milieu marin). Les agents de transport sont essentiellement les courants fluviatile, marin et éolien. Ces observations sont en accord avec les travaux de Konan (2012), Yao (2012), et N'Doufou (2012) sur les plages ivoiriennes ainsi que ceux de Mhammdi et *al.*, (2015) sur les plages marocaines. Chaque empreinte sur chacun des grains de quartz pourrait correspondre à un milieu physico-chimique distinct.

Les travaux de Papon (1973), Tastet (1979), Konan (2012) et N'Doufou *et al.*, (2015) ont montré que les quartz des plages d'Abidjan (Port-Bouet) sont grossiers, anguleux à subanguleux peu ou pas usés à Abidjan et émoussés et luisants à Jacqueville. Ces grains de sable des plages d'Abidjan proviendraient d'une source continentale proche, alors que les caractéristiques de ceux de Jacqueville mettent en évidence un long transport fluvial et marin. Les résultats de cette étude montrent que les sables des plages actuelles ont des caractéristiques semblables à ceux décrits dans les travaux antérieurs par ces auteurs. Cependant, des différences notoires ont été observées au niveau des plages d'Aforenou avec des sédiments en majorité transportés par le vent. La taille moyenne des grains de quartz qui est de 300 µm à 160 µm lui confère des grains fins à très fins. On peut donc admettre que les grains de quartz étudiés proviennent soit des cordons sableux quaternaires remaniés par la mer, soit du continent. La surface des grains présente des figures de frottement avec polissage, semblables à celles observées par (Leneuf (1972), Tastet (1979), et Konan (2012)) sur les sables quaternaires des plages actuelles entre Grand-Lahou et Assinie. Ces résultats confirment les travaux de Bellahbib et *al.*, (2015) et Mhammdi et *al.*, (2015) sur la morphoscopie des grains de quartz respectivement du littoral de Saïdia et de l'estuaire de la Moulouya (Nord-Est du Maroc) et du littoral d'Azemmour et de l'estuaire de l'OumEr-Rbia (côte atlantique marocaine) au Maroc.

## VI-Conclusion

L'analyse morphoscopique et exoscopique révèle que les grains de quartz de la zone littorale ivoirienne entre Sassandra et Aforenou (Ghana) ont enregistré des marques, des empreintes ou des figures qui retracent les divers milieux de transport et de remaniement avant leur dépôt. Les traces de choc, plus grandes et nombreuses, indiquent un transport de forte énergie. Cette étude révèle, par ailleurs, que le stock sédimentaire en majorité constitué de quartz serait d'origine continentale et marine. Les quartz d'origine marine sont remaniés par les houles, les courants marins et la dérive littorale depuis sa mise en place. Par contre, ceux d'origine continentale ont d'abord subi un transport de type fluviatile, puis ont été remaniés dans un milieu intertidal et/ou infratidal.

## VII-Références bibliographiques

- Assale P., Monde S., Aka K., (2012)** - Caractérisation lithostratigraphique et petro-sédimentologique des formations tertiaire-quaternaires de la région de Bingerville (Côte d'Ivoire), Afrique SCIENCE pp.93-112.
- Bellahbib N., Rezqi H, Oujidi M, Bengamra S (2015)** - Etude Granulométrique et minéralogique des sédiments superficiels du littoral de Saïdia et de l'estuaire de la Moulouya (nord-est du Maroc), Larhyss Journal, 24, pp.19-40.
- Cailleux A., (1943)** - Distinction des sables marins et fluviatiles. Bull. Soc. Géol. France, 5<sup>ème</sup> série, t. XIII, pp.125-138.
- Cailleux A., (1947)** - Distinction des galets marins et fluviatiles, Bull. Soc. Géol. France, 5<sup>ème</sup> série, XV, pp.375-404.
- Folk, R. L. & Ward, W.C. (1957)** - Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. J. Sedim. Petrol., 27 (1), pp.3-26.
- Glocchiatti R., LE Ribault L. et Rodrigo L. A., (1978)** - Endoscopie et exoscopie de grains de quartz des formations du Pliocène et du Quaternaire de la Paz (Bolivie), cah. ORSTOM, sér. Géol., X, (1) pp.127-143.
- Koffi K. P., (2017)** - Étude de l'évolution morpho-sédimentaire du littoral ivoirien: remaniement sédimentaire à l'échelle multi-temporelle. Thèse de Doctorat. Univ. Félix Houphouët Boigny, Abidjan, 321p.
- Konan K.E., Bamba S.B., Abe J. et Aka K., (2009)** – Impact des tempêtes récurrentes sur le modèle du périmètre littoral de Vridi Port Bouet. European Journal of Scientific Research, 28, pp.186-192.
- Konan K.E, N'Guessan Y.A, Djagoua E.M.V., Affian K., (2014)** – Influence des houles exceptionnelles sur un cordon littoral étroit ivoirien à Azzureti. Geo-Eco-Trop, 38 (1), pp.179-186.
- Konan K. E., (2012)** - Etude morpho-dynamique et sensibilité aux événements exceptionnels du cordon littoral sableux ivoirien à l'Est d'Abidjan (Abidjan-Aforenou). Thèse Unique de Doctorat, Université Félix Houphouët Boigny d'Abidjan (Côte d'Ivoire), 729, 224p.
- Konan K. E., Abe J., Aka K., Neumeier U., Nyssen J., Ozer A. (2016)** - Impacts des houles exceptionnelles sur le littoral ivoirien du Golfe de Guinée; rev. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement; 22 (1) pp.105-120.
- Kouamélan A. N. (1996)** - Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la région de Man en Côte d'Ivoire. Implication pour la transition archéenne protérozoïque. Mém. Géosciences Rennes, 73, 289 p. Abidjan, 195p.
- Legigan P., Turon J. L., et Weber O., (1986)** - Evolution des dépôts littoraux au cours d'un cycle climatique sur la côte nord-aquitaine, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 39, pp.135-147.
- Leneuf N., (1972)** - Aspects microscopiques de la surface de grains de quartz du Continental

Terminal de Côte d'Ivoire, Inst. des Sciences de la Terre, Université de Dijon, Cah. ORSTOM, sér. Géol., IV, (1), pp.53-65.

**Le Ribault L., (1971)** - Présence d'une pellicule de silice amorphe à la surface de cristaux de quartz des formations sableuses, t. 272, pp.1933-1936.

**Le Ribault L., (1973)** - L'exoscopie, méthode de détermination des évolutions subies par les grains de quartz au cours de leur histoire géologique, par l'étude de leurs aspects de surface au microscope électronique à balayage. Thèse de doctorat de troisième cycle, Univ. Paris - Sud (Centre d'Orsay), 62p.

**Le Ribault L., (1977)** - L'exoscopie des quartz, Masson et C<sup>ie</sup> éditeurs, Paris, 150p.

**Le Ribault L. et Tastet J.P., (1979)** - Apport de l'exoscopie des quartz à la détermination de l'origine des dépôts quaternaires littoraux de Côte d'Ivoire. Intem. Symp. on Coastal Evol. Quat., Sao Paulo (Brésil).

**Lucchi F. R. et Casa G. D., (1970)** - Surfaces textures of desert quartz grains. A new attempt to explain the origin of desert fringing. Giorn. Di Geologia, (2), XXXVI, pp.751-776

**Martin L., (1973)** - Morphologie, sédimentologie et paléogéographie au Quaternaire récent du plateau continental ivoirien. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris VI, Orstom, 340p.

**Martin L., (1973a)** - La sédimentation actuelle sur le plateau continental de Côte d'Ivoire. Cah. ORSTOM, sér. Géol, V, (2), pp.155-167.

**Martin L., (1973b)** - Carte sédimentologique du plateau continental de Cote d'Ivoire. Notice explicative, 48, ORSTOM Paris, 19p.

**Mc Carthy J.J., Canziani O.F., Leary N.A., Dokken D.J., White K.S., (2001)** - Impacts, adaptation, and vulnerability. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, 1032p.

**Mhammdi N., Achab M., Hamoumi N et Azza A., (2005)** - Les sables titanifères du littoral d'Azemmour et de l'estuaire de l'Oum Er-Rbia (côte atlantique marocaine): sédimentologie et potentiel d'exploitation, 2005; Bulletin de l'Institut Scientifique, section Sciences de la Terre, 27, pp.83-91.

**Monde S., (1997)** - Nouvelles approches de la cartographie du plateau continental de la Côte d'Ivoire: Aspects morphologiques et sédimentologiques. Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle, Université de Cocody, 253, 200p.

**N'Doufou G. H. C., (2012)** - Contribution de l'étude morpho-sédimentologique et exoscopique à la compréhension de l'évolution du secteur du littoral ivoirien entre Sassandra et Abidjan. Thèse de Doctorat. Univ. Felix Houphouët Boigny, 193p.

**N'Doufou G, Abe J., Bamba S, Hauhouot C, Aka K., (2015)** - Effets de l'ouverture du Canal de Vridi sur les stocks sédimentaires littoraux entre Abidjan et Jacqueville (Côte d'Ivoire), Revue Paralia, 8 pp.01.1-01.16

**N'Guessan Y.A., (2008)** - Analyse morphologique,

sédimentologique et environnement de dépôts des sédiments superficiels des lagunes Adjin et Potou (zone littorale de la Côte d'Ivoire). Thèse Unique, Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire, 148 p.

**Papon A., (1973)** - Géologie et minéralisations du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. Synthèse des travaux de l'opération SASCA 1962-1968. Bull. Direction des Mines et de la Géologie de Côte d'Ivoire, 6, 285p.

**Parpenoff A., Pomerol C. et Tourenq J., (1970)** - Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et de détermination. Masson Ed. (Paris), 578p.

**Pennober G., Giraudet E., Giraudet J., Madec-Cuq V., Gourmelon F., Da Silva A. S., Campredon P., (2005)** - Planification côtière en Afrique de l'Ouest: Retour d'expérience SIG en Guinée-Bissau, Norois, 196 (3), pp.67-79

**Pettijohn F., (1949)** - Sedimentary Rocks - Happer Frères. Edit. New-York, 1, 526 p.

**Rocheleau M., (1997)** - sédimentologie des paléoplages de la plaine d'Old Crow, territoire du Yukon, Canada, thèse Université d'Ottawa, 168p.

**Saaidi E., (1991)** - Traité de sédimentologie. Edition Ellipses, 393p

**St-Onge G., Leduc J., Bilodeau G., De Vernal A., Devillers R., Hillaire-Marcel C., Loucheur V., Marmen S., Mucci A. et Zhang D., (1999)** - Caractérisation des sédiments récents du Fjord du Saguenay (Québec) à partir de traceurs physiques, géochimiques, isotopiques et micropaléontologiques. Géographie physique et Quaternaire, 53 (3), pp.339-350.

**Vidal M., Delor C., Pouclet A., Siméon Y. et Alric G. (1996)** - Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 Ga et 2 Ga: le style «archéen» des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. Bull. Soc. géol., Fr., 167, (3): pp.307-319.

**Tastet J P., (1972)** - Quelques considérations sur la classification des côtes. La morphologie côtière ivoirienne, annales de l'Université d'Abidjan, série C (sciences) tome VIII, 2, pp.135-162.

**Tastet J.P., (1979)** - Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littoral du Golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse de Doctorat Sc. Nat. Univ. Bordeaux I, pp.621, 175p.

**Tastet J.P., (1985)** - Le littoral ivoirien: géologie, morphologie et dynamique. Ann. Univ. Abidjan, Sér. C, 21 B: pp.189-218.

**Yao B. D., (1998)** - Lithostratigraphie et pétrologie des formations birimiennes de Toumodi-

Fettekro (Côte-d'Ivoire): implication pour l'évolution pour l'évolution crustale du

Paléoprotéroïque du craton Ouest-Africain. Thèse doc., Univ. Orléans, 191p.

**Yao K. S., (2012)** - Etude de la dynamique sédimentaire du littoral occidental ivoirien entre Tabou et Sassandra: Approches morpho-bathymétrique, sédimentologique et exoscopique. Thèse de Doctorat Univ. Felix Houphouët Boigny, 187p.

# Diatomées des eaux de l'embouchure fleuve Comoé - lagune Vodroboué et de la lagune Vodroboué au Sud-Est de la Côte d'Ivoire sud-est, Côte d'Ivoire .

ADON Marie Paulette\*<sup>1</sup>, Niamien-Ebrottié Julie Estelle<sup>2</sup>, KOUASSI Blé Alexis Tardy<sup>3</sup>, OUATTARA Allassane<sup>2</sup>, GOURENE Germain<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> UFR - Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé, BP 150 Daloa, Côte d'Ivoire. Département : Biodiversité et Gestion Durable des Ecosystèmes. Enseignante-Chercheur attaché au Laboratoire d'Environnement et de Biologie Aquatique, Université Nangui Abrogoua, Abidjan, Côte d'Ivoire  
Email : adonmariepaulette@gmail.com  
Tel : (225) 01 72 54 70 / 07 57 19 13  
Fax : (225) 32 78 75 70

<sup>2</sup> Université Nangui Abrogoua, UFR Science et Gestion de l'Environnement, Pôle Pêche et Aquaculture/Laboratoire d'Environnement et de Biologie Aquatique, 02 BP 801 Abidjan 02, Côte d'Ivoire

<sup>3</sup> Université Péléforo Gon Coulibaly, UFR des sciences biologiques. Département : biologie végétale, B.P. 1328, Korhogo

## Résumé

La composition et la structure des diatomées pélagiques et épiphytiques des eaux de l'embouchure fleuve Comoé - lagune Vodroboué et de la lagune Vodroboué ont été étudiées à partir d'échantillons saisonniers prélevés durant les périodes 2014-2015 et 2016-2017 en vue de la classification des taxons diatomiques. L'échantillonnage des diatomées a été réalisé à l'aide de la bouteille hydrologique et du filet à plancton pour les taxons pélagiques, tandis que les épiphytes ont été récoltés par la méthode d'expression sur divers macrophytes immergés. Cent trente-huit (138) taxons repartis entre 50 genres et 2 ordres ont été identifiés. De ceux-ci, 108 taxons sont épiphytiques et 81 taxons pélagiques. Le nombre de taxons pélagiques et épiphytiques est plus diversifié dans les stations embouchure E (66 et 65 taxons) et V1 (43 et 71 taxons), alors qu'il est similaire dans les stations V2 (37 et 37 taxons) et V3 (49 et 51 taxons). Des résultats obtenus à partir des méthodes classiques d'indices et de l'influence du pH sur les diatomées pélagiques et épiphytiques ont permis de les regrouper en 5 groupes : diatomées alcaliphiles, acidophiles, acalibiontes, acidobiontes et neutrophiles. Durant cette période d'étude, les taxons apparaissant fréquemment dans les stations et les saisons sont les alcaliphiles pélagiques *Frustulia rhomboides* et *Asterionella formosa* et épiphytiques *Melosira varians*, ainsi qu'acidophile pélagique et épiphytique *Asterionella formosa*.

**Mots clés :** Diatomées, pH, classification, lagune, Côte d'Ivoire

## Abstract

Composition and structure of diatoms of the waters to the mouth of Comoé River - Vodroboué lagoon and Vodroboué lagoon were studied with seasonal samples during periods 2014-2015 and 2016-2017 of the diatoms classification. Diatom sampling was conducted using the hydrologic bottle and plankton net for pelagic taxa, while epiphyton was collected by the expression method on various submerged macrophytes. One hundred and thirty-eight (138) taxa consisting of 50 genera and 2 orders including 108 epiphyton taxa and 81 pelagic taxa were identified in the different sampling stations. The number of pelagic and epiphyton taxa is more diversified in the stations mouth E (66 and 65 taxa) and V1 (43 and 71 taxa), whereas it is similar in the stations V2 (37 and 37 taxa) and V3 (49 and 51 taxa). Results obtained from classical index methods and the influence of pH on pelagic and epiphyton diatoms of the lagoon revealed 5 categories of classification. There are pelagic and epiphyton alkaliphile, acidophile, acalibionate, acidobionte and neutrophile diatoms. During this study period, the taxa frequently occurring in the stations and seasons are pelagic alkaliphiles *Frustulia rhomboides* and *Asterionella formosa* and epiphyton *Melosira varians*, as well as pelagic and epiphyton acidophile *Asterionella formosa*.

**Key words :** Diatoms, pH, classification, lagoon, Côte d'Ivoire

## Introduction

Les milieux lagunaires, situés à l'interface entre le domaine terrestre et marin (Caumette *et al.*, 1996 ; Maanan, 2007), présentent un intérêt écologique et socio-économique important (Kjerfve, 1994). Ces milieux sont caractérisés par une diversité écologique (Costanza *et al.*, 1997) et une forte productivité (Caumette *et al.*, 1996). Cette productivité est pour la plupart réalisée par le microphytoplancton constitué essentiellement de Diatomophyceae, de Dinophyceae et de Prymnesiophyceae (Miller, 2004). Les diatomées, caractérisées par leur grande biodiversité, leur sensibilité envers une multitude de polluants, leur cycle de vie rapide et leur immobilité, sont considérées comme d'excellents bio-indicateurs de la qualité de l'eau (Round, 1991).

En Côte d'Ivoire, plusieurs études réalisées sur les eaux lagunaires ont mis en évidence l'influence des paramètres physico-chimiques sur les communautés diatomiques (Arfi & Bouvy, 1997 ; Komoé, 2010 ; Seu-Anoï, 2012 ; Konan, 2014). Cependant, aucune d'entre elles n'ont portées sur les préférences de ces espèces par rapport aux conditions physico-chimiques des eaux. Pourtant, différents facteurs physiques et chimiques tels que la vitesse du courant (Biggs, 1996), la température (Schmidt *et al.*, 2004), l'intensité lumineuse (Kawecka, 1986 ; Rosemond *et al.*, 2000), la salinité (Van Dam, 1994), les nutriments (Kelly, 2003) et le pH (Hustedt 1939 ; Van Dam *et al.*, 1994) conditionnent la vie et le développement des diatomées en milieu aquatique. Ce dernier paramètre constitue un facteur de grande importance qui agit sur la solubilité de différentes substances, la disponibilité de carbone et leur influence sur les communautés de

diatomées (Hustedt 1939).

Notre étude se donne pour objectif de suivre l'influence du pH sur les diatomées pélagiques et épiphytiques des eaux de l'embouchure du fleuve Comoé et de la lagune Vodroboué en vue de maîtriser leur écologie dans la classification proposée par Van Dam *et al.* (1994). En rapport avec l'écologie des diatomées du Pays-Bas, certains auteurs tels que Hustedt (1939) et Van Dam *et al.* (1994) ont utilisés les méthodes mathématiques. Dans cette étude, les méthodes classiques d'indices basées sur la richesse spécifique (Aliaume *et al.*, 1990), la fréquence d'occurrence (Dajoz, 2000), l'abondance des taxons (Gailhard-Rocher, 2012) et les valeurs de pH mesurées seront utilisées pour la classification des diatomées de la lagune Vodroboué.

## Matériel et méthodes

### 1. Situation géographique de la zone d'étude et choix des stations de prélèvement

La lagune Vodroboué de coordonnées 0435081 Nord et 0578825 Ouest (Fig. 1) est localisée dans la partie Est de la zone humide de Grand-Bassam, caractérisée par 2 saisons pluvieuses (Avril-Juin et Octobre-Novembre) et 2 saisons sèches (Décembre-Mars et Juillet-Septembre). Cette lagune, couvre une superficie de 423 ha avec une profondeur moyenne de 4m (<http://www.mairiedegrandbassam.ci/fr/donnéesphysiquesgénérales>). Selon sa morphologie, elle présente des caractéristiques identiques à celle de la lagune estuarienne définie par une barrière courte, des courants de marées et d'apports fluviaux (Maanan, 2007). En effet, cette lagune communique avec le fleuve Comoé par l'intermédiaire d'une courte barrière formant ainsi une embouchure. Elle peut être classée selon sa morphologie dans la catégorie de type 2 d'après la classification de Lankford (1977). Ce type est caractérisé par une dépression fluviale comblée où les apports fluviaux sont importants et par une barrière construite par le fleuve de ses apports (sédimentation fluviale ou deltaïque prédominante). Les berges de cette lagune sont occupées par une invasion de macrophytes flottants et ses eaux présentent des caractéristiques d'eau douce suite à l'échange permanent de celles-ci avec le fleuve Comoé (Konan *et al.*, 2017). Les eaux de cette lagune sont caractérisées par un pH acide avec un substrat hydromorphe organique composé de débris végétaux (Kouame *et al.*, 2009). La station E est située à l'embouchure fleuve Comoé-lagune Vodroboué, tandis que les stations V1, V2 et V3 sont localisées dans le plan d'eau lagunaire.

### 2. Mesure du pH de la lagune Vodroboué

La mesure des valeurs du pH a été effectuée *in situ* entre 8h et 12h pendant la grande saison des pluies (24 au 25 juin 2014 et du 01 au 06 mai 2017), la petite saison des pluies (28 au 29 octobre 2014 et 3 au 8 octobre 2016), la petite saison sèche (25 au 30 juillet 2016) et la grande saison sèche (24 au 25 février 2015 ; 21 au 26 mars 2016 et 5 au 10 décembre 2016) à l'embouchure (E) et dans la lagune Vodroboué (V1, V2 et V3) à l'aide d'un multi paramètre portable de marque Hanna Combo pH & EC.

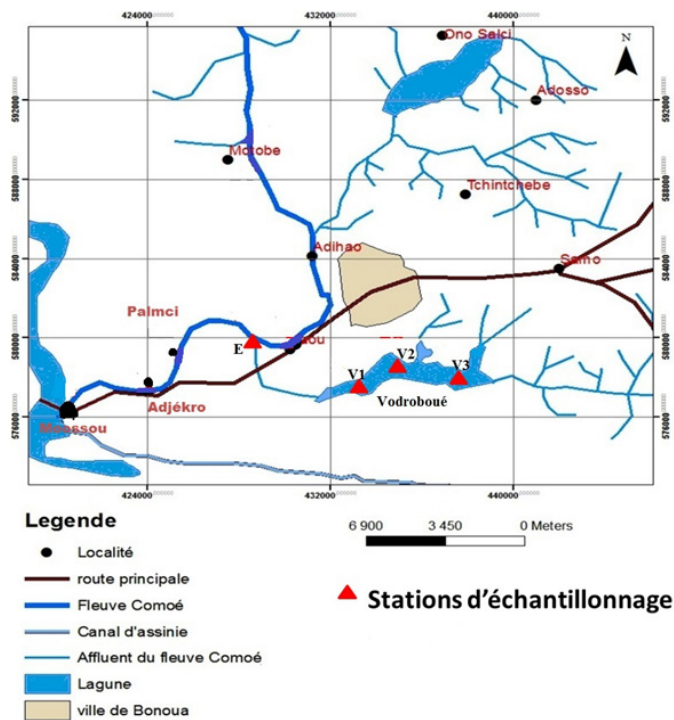


Figure 1 : Carte de localisation des stations d'échantillonnage  
**3. Echantillonnage et analyse des communautés diatomiques**

Les communautés de diatomées ont été récoltées selon deux modes d'échantillonnage aux mêmes périodes de mesure du pH. Le premier mode d'échantillonnage a consisté au prélèvement des diatomées à l'aide de la bouteille de Niskin et du filet à plancton de 20 µm de mailles pour ce qui est des communautés pélagiques, tandis que le second mode a concerné la récolte des diatomées épiphytiques sur les systèmes racinaires des végétaux hydrophytes tels que *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms (Pontederiaceae), *Echinochloa pyramidalis* Hitchc. & Chase (Pontederiaceae), *Centrosema pubescens* Benth. (Fabaceae), *Centrosema* sp. (Fabaceae), *Commelina benghalensis* Lucid Key (Commelinaceae), *Commelina* sp. (Commelinaceae), *Cuscuta* sp. (Cuscutaceae), *Cyclosorus striatus* Ching (Thelypteridaceae), *Cyclosorus* sp. (Thelypteridaceae), *Cyperus* sp. (Cyperaceae), *Cyrtosperma senegalense* (Schott) Engl. (Araceae), *Lemna paucicostata* Hegelm. (Araceae), *Ludwigia* sp. (Onagraceae), *Nymphae lotus* L. (Nymphaeaceae), *Panicum repens* L. (Poaceae), *Panicum* sp. (Poaceae), *Paspalum vaginatum* Sealsle (Poaceae), *Paspalum* sp. (Poaceae), *Pennisetum purpureum* Schumach. (Poaceae), *Pistia stratiotes* L. (Araceae), *Salvinia molesta* D.S.Mitch. (Salviniaceae) et *Scleria* sp. (Cyperaceae) Rencontrés aux stations d'échantillonnage suivant un quadrat de 0,5 m<sup>2</sup>. Les échantillons prélevés ont été fixés au Lugol avec ajout de quelques gouttes de formol puis conservés dans des piluliers. Les diatomées prélevées ont été observées au microscope optique de type OLYMPUS BX40 et prise en photo à l'aide d'un Amscope de marque S/N C1107201525 couplé à un ordinateur et d'un appareil photo numérique de marque Nikon.

L'identification des taxons observés a été effectuée à l'aide des ouvrages et clés d'identification de Sournia (1968), Foged (1986), Krammer & Lange-Bertalot (1991), Thomas (1996), Paulmier (1997), Komoé (2010), Lobban *et al.* (2012) et Konan (2014). La nomenclature a été actualisée à l'aide des publications les plus

récentes. La densité des diatomées pélagiques et épiphytiques a été obtenue par comptage à l'aide de la cellule de Neubauer et les résultats ont été exprimés en nombre de cellules par Litres. La classification de Claudon (2007) a été utilisée dans cette étude.

L'analyse des diatomées pélagiques et épiphytiques est basée sur la richesse spécifique (Aliaume *et al.*, 1990), la fréquence d'occurrence (Dajoz, 2000) et les valeurs du pH mesurées au cours de la période d'étude. Van Dam *et al.* (1994) a défini 6 catégories de diatomées en se basant sur leur préférence au pH. Ce sont les diatomées acidobiontes qui vivent à un pH < 7 (dont le pH optimal est à 5), acidophiles vivant à un pH < 7 (indifférents retrouvés à des valeurs de pH qui ne présentent pas d'optimum), alcaliphiles qui préfèrent un pH > 7, alcalibiontes rencontrés à un pH basique et neutrophiles dont le développement optimal est obtenu à pH = 7.

## Résultats et discussion

### 1. Variation spatio-temporelle du pH des eaux de l'embouchure fleuve Comoé - lagune Vodroboué et de la lagune Vodroboué

Les valeurs de pH mesurées sont présentées à la figure 2. Dans l'ensemble, les valeurs du pH mesurées au cours de la période d'étude sont acido-alcalines. Elles oscillent entre 5,68 pendant la grande saison sèche à l'embouchure et 7,69 au cours de la petite saison pluvieuse à la station V1 durant la période 2014-2015. En revanche, ces valeurs sont comprises entre 5,19 à l'embouchure en petite saison pluvieuse et entre 8,01 dans la station V3 durant la petite saison sèche au cours de la période 2016-2017.

Durant la période 2014-2015, les valeurs de pH sont acido-alcalines dans la lagune Vodroboué aux stations V1 (6,47 en GSP et 7,69 en PSP), V2 (6,57 en GSP et 7,66 en PSP) et V3 (6,20 en GSS et 7,50 en PSP), alors qu'elles sont acides à la station embouchure comprises entre 5,68 et 6,75.

Pendant la période 2016-2017, les valeurs de pH sont acido-alcalines à l'embouchure (5,19 en PSP et 7,5 en GSSF) et dans la lagune à la station V3 (6 en PSP et 8,01 PSS). En revanche, les valeurs sont acides à la station V1 (6 en PSS et GSSF et 6,9 en GSSD) et acido-neutres dans la station V2 (5,3 en GSSF et 7 en GSSD).

### 2. Analyse de la communauté des diatomées

Un total de 138 taxons réparti en 50 genres et 2 ordres a été collecté à l'embouchure fleuve Comoé - lagune Vodroboué et dans la lagune Vodroboué (Tableau I) au cours de la période d'étude.

Les ordres sont les Centriques avec 27 taxons (19,6 %) et les Pennées composées de 111 taxons (80,4 %).

Au niveau des Centriques, les genres *Aulacoseira* représentés par 8 taxons sont les plus diversifiés. Ils sont suivis par les genres *Cyclotella*, *Melosira* et *Rhizosolenia* avec respectivement 4, 4 et 3 taxons.

Pour ce qui est des Pennées, les genres les plus diversifiés sont : *Eunotia* (23 taxons), *Pinnularia* (15 taxons), *Nitzschia* (7 taxons), *Navicula* (6 taxons), *Diatoma* (6 taxons), *Gomphonema* (4 taxons) et *Fragilaria* (4 taxons).

En ce qui concerne la répartition dans les stations d'échantillonnage, le nombre de taxons est plus diversifié dans les stations embouchure (90 taxons) et V1 (73 taxons). Un nombre identique de taxons a été

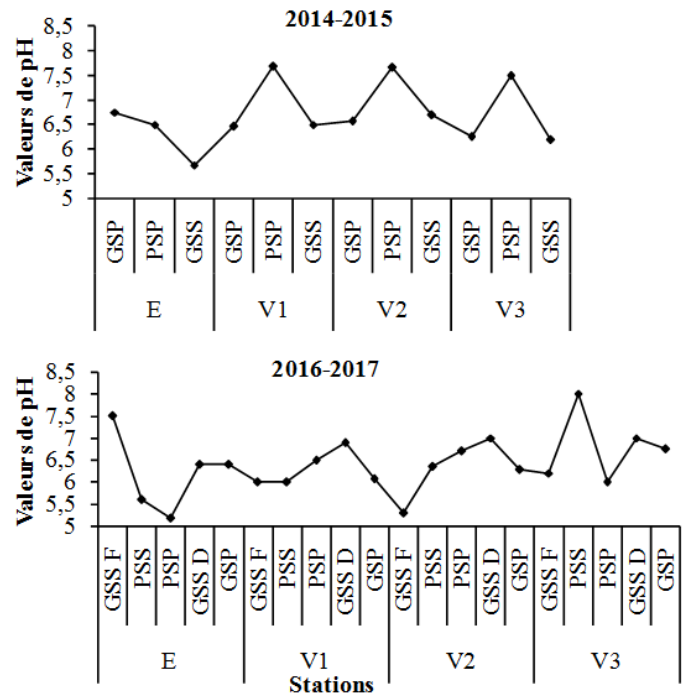


Figure 2 : Valeurs des pH de la lagune Vodroboué au cours de la période d'étude.

récolté au niveau des stations V2 et V3 (52 taxons).

Le nombre de taxons pélagiques et épiphytiques est respectivement de 66 et 65 taxons dans la station embouchure ; 43 et 71 taxons à la station V1 ; 37 et 37 taxons à la station V2 ; 49 et 51 taxons dans la station V3. Au niveau de la communauté diatomique, le nombre de taxons épiphytiques est plus diversifiés (108 taxons) que le nombre de taxons pélagiques (81 taxons).

Tableau I : Liste taxonomique des communautés de diatomées récoltées à l'embouchure (E) et dans les différentes stations d'échantillonnage (V1, V2 et V3) de la lagune Vodroboué pendant la période d'étude. H = habitat ; E = épiphytiques ; P = pélagique

Taxons	Stations				
	H	E	V1	V2	V3
<b>CENTRIQUES</b>					
<i>Aulacodiscus</i> sp.	E	X			
<i>Aulacoseira distans</i> (Ehrenberg) Simonsen	P	X			
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O.F. Müller) Simonsen	EP		X	X	X
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>australensis</i> (Grunow) Frenguelli	P	X			
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen	EP	X	X	X	X
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>valida</i> f. <i>curvata</i> (Hustedt) Simonsen	E	X	X	X	X
<i>Aulacoseira italica</i> (Ehrenberg) Simonsen	P	X			
<i>Aulacoseira pusilla</i> (F. Meister) A. Tuji & A. Houk	EP	X	X		
<i>Aulacoseira tenella</i> (Nygaard) Simonsen	P	X			
<i>Chaetoceros glandazii</i> Mangin	E	X			
<i>Cyclotella comta</i> var. <i>unipunctata</i> Fricke	P	X			
<i>Cyclotella cyclopuncta</i> Håkansson & J.R. Carter	P	X			
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kützing	E			X	
<i>Cyclotella wuotrichiana</i> Druart & Straub	P	X			
<i>Dactylosolen mediterraneus</i> (H. Peragallo) H. Peragallo	EP	X	X		
<i>Ellerbechia</i> sp.	E	X			
<i>Hyalodiscus ambiguus</i> (Grunow) Tempère & Peragallo	E	X			
<i>Lauderia</i> sp.	EP	X	X		
<i>Lauderia</i> sp. 1	EP	X	X	X	X
<i>Melosira granulata</i> (Ehrenberg) Ralfs	P	X			
<i>Melosira italica</i> (Ehrenberg) Kützing	E	X			
<i>Melosira varians</i> C. Agardh	EP	X	X	X	X
<i>Melosira</i> sp.	E	X	X		
<i>Planktoniella sol</i> (G.C. Wallich) Schütt	E	X			
<i>Rhizosolenia eriensis</i> H.L. Smith	P	X			
<i>Rhizosolenia longiteta</i> O. Zacharias	P	X			
<i>Rhizosolenia</i> sp.	P	X			
<b>PENNEES</b>					
<i>Actinella brasiliensis</i> Grunow	EP	X	X	X	X
<i>Amphipleura pellucida</i> (Kützing) Kützing	P	X		X	
<i>Amphipleura</i> sp.	P			X	
<i>Amphora pediculus</i> (Kützing) Grunow	E	X			
<i>Amphora</i> sp.	E	X			
<i>Anomooneis serians</i> (Brébisson) Cleve	P	X			
<i>Asterionella formosa</i> Hassall	EP	X	X	X	X



<i>Biddulphia tuomeyi</i> (Bailey) Roper	P			X	
<i>Caloneis wardii</i> Cleve	P	X			
<i>Climacosphenia moniligera</i> Ehrenberg	E		X		X
<i>Climacosphenia</i> sp.	E		X		
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg	E	X	X	X	
<i>Craticula halophila</i> (Grunow) D.G.Mann	E		X		
<i>Cymatopleura solea</i> (Brébisson) W.Smith	EP	X	X	X	X
<i>Cymbella gracilis</i> (Rabenhorst) Cleve	E		X		
<i>Cymbella silesiaca</i> Bleisch	E	X	X	X	X
<i>Denticula valida</i> (Pedicino) Grunow	EP	X	X	X	X
<i>Denticula</i> sp.	EP	X	X	X	
<i>Diatoma anceps</i> (Ehrenberg) Kirchner	E	X			
<i>Diatoma hyemalis</i> (Roth) Heiberg	EP	X	X		
<i>Diatoma hyemalis</i> var. <i>maxima</i> (Grunow) Meister	E		X		
<i>Diatoma longiformis</i>	E	X	X		
<i>Diatoma mesodon</i> (Ehrenberg) Kützing	EP	X	X		X
<i>Diatoma</i> sp.	EP	X	X	X	
<i>Diatomella</i> sp.	E	X	X	X	
<i>Encyonema</i> sp.	E		X		X
<i>Eucoconeis</i> cf. <i>flexella</i> (Kützing) Meister	E				X
<i>Eunotia arcubus</i> Nörpel & Lange-Bertalot	P	X			
<i>Eunotia asterionelloides</i> Hustedt	EP	X	X	X	X
<i>Eunotia bidens</i> Ehrenberg	E		X	X	X
<i>Eunotia bilunaris</i> (Ehrenberg) Schaarschmidt	EP	X	X	X	X
<i>Eunotia bilunaris</i> var. <i>linearis</i> (Okuno) Lange-Bertalot & Nörpel-Schempp	P	X			
<i>Eunotia camelus</i> Ehrenberg	P	X			
<i>Eunotia</i> cf. <i>muelleri</i> Hustedt	E	X			
<i>Eunotia flexuosa</i> (Brébisson ex Kützing) Kützing	EP	X	X		X
<i>Eunotia formicina</i> Lange-Bertalot	EP		X	X	X
<i>Eunotia implicata</i> Nörpel, Lange-Bertalot & Alles	P	X			
<i>Eunotia incisa</i> W.Smith ex W.Gregory	EP		X	X	X
<i>Eunotia lunaris</i> (Ehrenberg) Grunow	EP	X		X	
<i>Eunotia minor</i> (Kützing) Grunow	EP	X	X	X	X
<i>Eunotia monodon</i> Ehrenberg	EP	X	X	X	X
<i>Eunotia naegeli</i> Migula	P	X			
<i>Eunotia pectinalis</i> (Kützing) Rabenhorst	E			X	
<i>Eunotia rabenhorstiana</i> var. <i>elongata</i> (Patrick) Metzeltin & Lange-Bertalot	EP	X	X		X
<i>Eunotia serra</i> Ehrenberg	EP	X	X	X	X
<i>Eunotia silvahercynia</i> Nörpel, Van Sull & Lange-Bertalot	EP	X	X		
<i>Eunotia tenella</i> (Grunow) Hustedt	E		X		
<i>Eunotia tetraodon</i> Ehrenberg	E	X	X	X	X
<i>Eunotia zygodon</i> Ehrenberg	E	X	X		
<i>Eunotia</i> sp.	E		X		
<i>Eunotogramma</i> cf. <i>marinum</i> (W.Smith) H.Peragallo & M. Peragallo	P	X			
<i>Eunotogramma dubium</i> Hustedt	EP	X	X		
<i>Fragilaria crotonensis</i> Kitton	E	X			
<i>Fragilaria inflata</i> var. <i>istvanffy</i> (Pantoscek) Hustedt	E	X			
<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i> (Kützing) Lange-Bertalot	P	X			
<i>Fragilaria</i> sp.	E		X		
<i>Frustulia crassinervia</i> (Brébisson ex W.Smith) Lange-Bertalot & Krammer	E	X			
<i>Frustulia rhomboides</i> (Ehrenberg) De Toni	EP	X	X	X	X
<i>Gomphonema gracile</i> Ehrenberg	EP		X	X	X
<i>Gomphonema olivaceum</i> var. <i>minutissimum</i> Hustedt	P	X			
<i>Gomphonema parvulum</i> (Kützing) Kützing	E	X	X		
<i>Gomphonema</i> sp.	EP	X	X	X	
<i>Grammatophora</i> sp.	E	X	X	X	
<i>Grammatophora</i> sp.1	P	X			
<i>Gyrosigma</i> sp.	E	X			
<i>Licmophora</i> sp.	EP	X	X	X	X
<i>Licmophora</i> sp.1	EP	X	X	X	X
<i>Mastogloia</i> sp.	E	X			
<i>Meridion circulare</i> (Greville) C.Agardh	EP	X	X	X	X
<i>Meridion circulare</i> var. <i>constrictum</i> (Ralfs) Van Heurck	E		X		
<i>Navicula aquitanae</i> Brun & Heribaud in Heribaud	E			X	X
<i>Navicula kappa</i> Cleve	E	X			
<i>Navicula mutica</i> Kützing	E	X	X	X	X
<i>Navicula pupula</i> var. <i>capitata</i> Hustedt	E		X		
<i>Navicula stoddertii</i> var. <i>insignis</i> Grunow	E	X			
<i>Navicula wawriakae</i> Hustedt	P	X			
<i>Neidium affine</i> var. <i>lucinensis</i> Hustedt	EP				X
<i>Neidium ampliutum</i> (Ehrenberg) Krammer	EP	X	X	X	X
<i>Neidium dubium</i> (Ehrenberg) Cleve	EP	X	X	X	X
<i>Nitzschia flexa</i> Schumann	E	X			
<i>Nitzschia flexoides</i> Geitler	E	X			
<i>Nitzschia gracilis</i> Hantzsch	EP	X			X
<i>Nitzschia graciliformis</i> Lange-Bertalot & Simonsen	EP	X	X	X	X
<i>Nitzschia nana</i> Grunow	EP	X	X		
<i>Nitzschia palea</i> (Kützing) W.Smith	EP	X			
<i>Nitzschia subtilis</i> (Kützing) Grunow in Cleve & Grunow	P	X			
<i>Pinnularia acrosphaeria</i> W.Smith	EP		X	X	X
<i>Pinnularia biceps</i> var. <i>peterseni</i> R.Ross	E				X
<i>Pinnularia brauniana</i> (Grunow) Studnicka	E	X		X	X
<i>Pinnularia divergens</i> W.Smith	EP	X	X	X	
<i>Pinnularia gibba</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	EP	X	X	X	X
<i>Pinnularia ignobilis</i> Cleve-Euler	EP	X			X
<i>Pinnularia interrupta</i> W.Smith	E		X	X	
<i>Pinnularia mesolepta</i> (Ehrenberg) W.Smith	EP	X			
<i>Pinnularia microstauron</i> (Ehrenberg) Cleve	EP	X	X	X	X
<i>Pinnularia neomajor</i> Krammer	E			X	
<i>Pinnularia nodosa</i> (Ehrenberg) W.Smith	E		X		
<i>Pinnularia subcapitata</i> var. <i>elongata</i> Krammer	P				X
<i>Pinnularia subgibba</i> var. <i>hustedtii</i> Krammer	E				X

<i>Pinnularia tropica</i> Hustedt	E	X			
<i>Pinnularia viridis</i> (Nitzsch) Ehrenberg	E	X			
<i>Pleurosigma directum</i> Grunow	P		X		
<i>Podosira</i> sp.	E			X	
<i>Proboscia alata</i> (Brightwell) Sundström	E	X			
<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehrenberg) Otto Müller	EP	X	X		
<i>Rhopalodia musculus</i> (Kützing) Otto Müller	EP	X			X
<i>Sellaphora pupula</i> (Kützing) Mereschkowsky	EP	X			X
<i>Stenopterobia intermedia</i> (F.W.Lewis) Van Heurck ex Hanna	P	X			
<i>Thalassonema nitzschoides</i> (Grunow) Mereschkowsky	E	X	X	X	
<i>Ulnaria danica</i> (Kützing) Compère & Bukhtiyarova	EP	X	X		
<i>Ulnaria ulna</i> (Nitzsch) Compère	EP	X	X	X	X
<b>Total : 138</b>		90	73	52	52
<b>Total P : 81</b>					
<b>Total V : 108</b>					

### 3. Répartition temporelle et spatiale de la fréquence d'occurrence des communautés de diatomées

La dynamique temporelle et spatiale de la fréquence d'occurrence des communautés de diatomées pendant la période d'étude est présentée par les figures 3 et 4. Dans l'ensemble, durant la période 2014-2015 (Fig. 3), le nombre de diatomées pélagiques et épiphytiques constants est respectivement de 2 taxons et 5 taxons. Ce sont les espèces *Asterionella formosa* et *Nitzschia graciliformis* pour le phytoplancton et les espèces *Aulacoseira granulata* var. *granulata*, *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Eunotia serra* et *Frustulia rhomboides* pour le périphyton. Les taxons accidentels sont de 45 et 37 respectivement pour les pélagiques et épiphytiques, tandis que les taxons accessoires au nombre de 5 ne sont observés que dans les épiphytiques. En revanche, au cours de la période 2016-2017, les diatomées pélagiques et épiphytiques sont dominées par les taxons accidentels (49 et 77 taxons), peu de taxons accessoires (2 et 3 taxons) et aucun taxon constant dans les deux communautés (Fig. 4).

Au cours de la période d'étude, la fréquence d'occurrence des taxons de diatomées pélagiques est dans l'ensemble plus élevée, au cours de la petite saison pluvieuse et de la grande saison sèche dans l'année 2014-2015 (Fig. 3) ainsi qu'en petite saison sèche et grande saison de pluie dans l'année 2016-2017 (Fig. 4) dans les stations V1, V2 et V3 de la lagune Vodroboué. Les taxons constants ne sont rencontrés qu'en petite saison des pluies (4 taxons), en grande saison sèche (3 taxons) et dans toutes les stations de la lagune Vodroboué exceptée la station embouchure du fleuve Comoé et de la lagune Vodroboué (E) (Fig. 3), pendant la petite saison de pluie (4 taxons) et le début de la grande saison sèche (15 taxons) ainsi que dans les stations embouchure (2 taxons), V1 (4 taxons), V2 (3 taxons) et V3 (2 taxons) (Fig. 4).

Au niveau saisonnier durant l'année 2014-2015, les espèces *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Frustulia rhomboides* et *Neidium ampliutum* ont été observées durant la petite saison des pluies ; *Asterionella formosa*, *Pinnularia acrosphaeria* et *Sellaphora pupula* rencontrées pendant la grande saison sèche. Par ailleurs, pour ce qui concerne les stations d'échantillonnage, ce sont les espèces *Asterionella formosa*, *Eunotogramma* cf. *marinum* et *Nitzschia graciliformis* collectées à la station V1, *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Eunotia asterionelloides*, *Eunotia bilunaris*, *Frustulia rhomboides*, *Gomphonema gracile*, *Nitzschia graciliformis* et *Pinnularia acrosphaeria* observées à la station V2 et les espèces *Melosira varians*, *Actinella*

*brasiliensis*, *Asterionella formosa*, *Nitzschia graciliformis*, *Pinnularia acrosphaeria* et *Sellaphora pupula* rencontrées dans la station V3 (Fig. 3).

respectivement 7, 2 et 14 taxons constants sont rencontrés en grande saison de pluie, petite saison de pluie et petite saison sèche (Fig. 3), alors que 4, 1, 6, 1 et 1 taxons constants sont

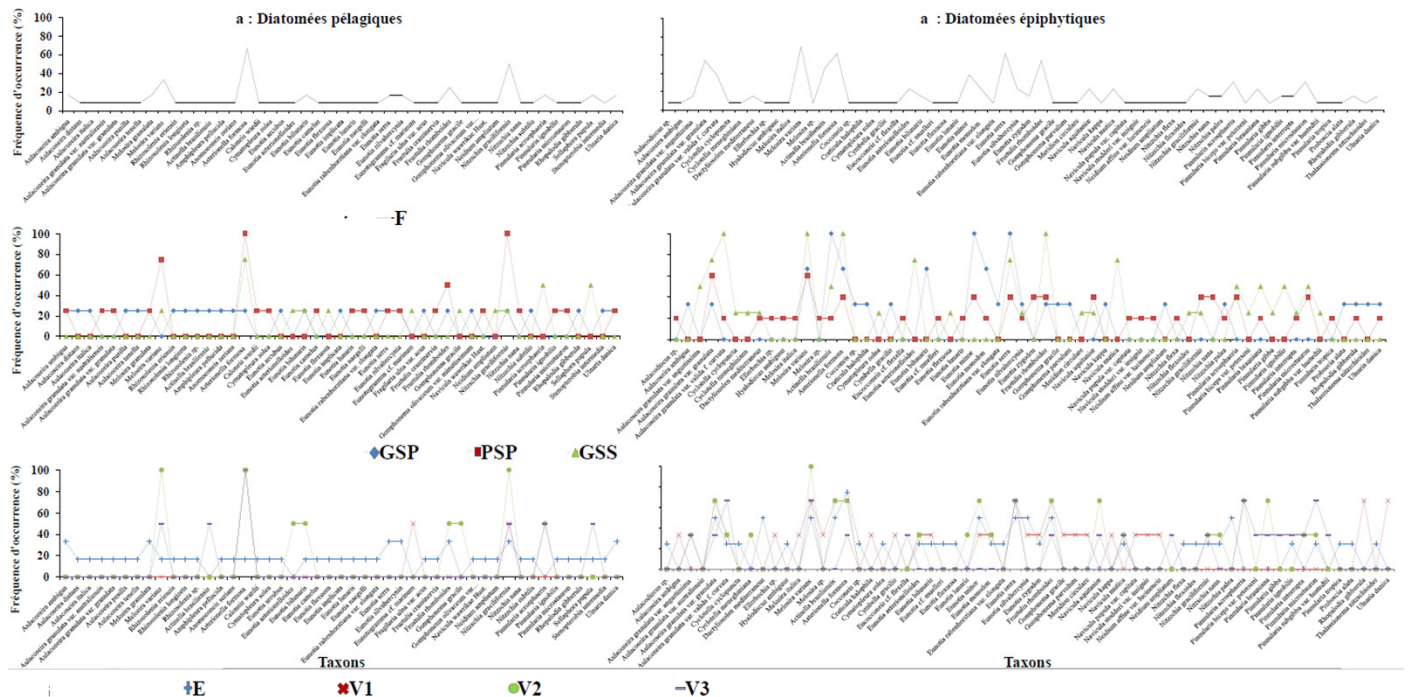


Figure 3 : Distribution spatio-temporelle de la fréquence d'occurrence des diatomées de l'embouchure (E) de la Comoé et de la lagune Vodroboué (V) et du plan d'eau lagunaire Vodroboué durant la période 2014-2015 ; GSP : grande saison de pluie ; PSP : petite saison de pluies ; GSS : grande saison sèche ; E, V1, V2, V3 = stations d'échantillonnage.

Pour l'année 2016-2017 (Fig. 4), les espèces rencontrées au niveau saisonnier sont *Melosira varians*, *Asterionella formosa* et *Eunotia serra* collectées en fin de grande saison sèche, *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Cymatopleura solea*, *Eunotia serra*, *Neidium ampliatus*, *Neidium dubium* et *Pinnularia acrosphaeria* observées pendant la petite saison sèche, *Eunotia serra* rencontré au cours de la petite saison de pluie, *Asterionella formosa*, *Eunotia serra* et *Ulnaria ulna* rencontrées au début de la grande saison sèche, ainsi que les espèces *Aulacoseira granulata* var. *angustissima*, *Aulacoseira granulata* var. *granulata*, *Asterionella formosa* et *Eunotia serra* recensées durant la grande saison de pluie. Cependant, au niveau spatial, ce sont les espèces *Eunotia serra* et *Frustulia rhomboides* qui ont été rencontrées à la station embouchure, *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Denticula valida* et *Eunotia serra* collectées à V1, *Melosira varians*, *Asterionella formosa* et *Eunotia serra* (V2) ainsi que *Asterionella formosa* et *Eunotia serra* enregistrées à la station V3 qui sont fréquemment rencontrées. En revanche, les taxons accessoires et accidentels sont rencontrés à toutes les saisons et dans la station embouchure du fleuve Comoé et de la lagune Vodroboué (E) (Fig. 3), tandis que les taxons accidentels sont rencontrés à toutes les saisons à l'exception des taxons accessoires qui ne sont observés que pendant la petite saison de pluie (4 taxons) et le début de la grande saison sèche (15 taxons) (Fig. 4). A l'inverse, les taxons accessoires et accidentels sont respectivement de 3 et 46 taxons à la station embouchure, 4 et 43 taxons pour la station V1, 3 et 45 taxons dans la station V2 ainsi que 6 et 43 taxons à la station V3.

Concernant les diatomées épiphytiques, la fréquence d'occurrence est relativement élevée dans toutes les saisons (Figs. 3 et 4) et dans toutes les stations (Fig. 3). Au niveau des saisons,

respectivement collectés à la fin de la grande saison sèche, en petite saison sèche, pendant la petite saison de pluie, au début de la grande saison sèche et pendant la grande saison de pluie. Ce sont les espèces *Melosira varians*, *Actinella brasiliensis*, *Asterionella formosa*, *Eunotia bilunaris*, *Eunotia minor*, *Eunotia monodon* et *Eunotia serra* collectées pendant la grande saison de pluie, *Aulacoseira granulata* var. *granulata* et *Melosira varians* observées durant la petite saison de pluie et les espèces *Aulacoseira granulata* var. *angustissima*, *Aulacoseira granulata* var. *granulata*, *Aulacoseira granulata* var. *valida* f. *curvata*, *Melosira varians*, *Actinella brasiliensis*, *Asterionella formosa*, *Eunotia asterionelloides*, *Eunotia serra*, *Frustulia rhomboides*, *Navicula mutica*, *Pinnularia acrosphaeria*, *Pinnularia brauniana*, *Pinnularia ignobilis* et *Pinnularia microstauron* observées en petite saison sèche (Fig. 3), et les espèces *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Cocconeis placentula* et *Diatoma longiformis* rencontrées au cours de la fin de la grande saison sèche, *Diatoma longiformis* rencontrées durant la petite saison sèche et le début de la grande saison sèche, ainsi que les espèces *Melosira varians*, *Diatoma* sp., *Diatoma longiformis*, *Eunotia minor*, *Eunotia monodon* et *Frustulia rhomboides* relevées pendant la petite saison de pluie (Fig. 4).

Pour ce qui est des stations, les taxons constants au nombre de 10, 8, 10 et 5 sont respectivement recensés dans les stations embouchure, V1, V2 et V3. Ce sont les espèces *Aulacoseira granulata* var. *granulata*, *Dactyliosolen mediterraneus*, *Melosira varians*, *Actinella brasiliensis*, *Asterionella formosa*, *Eunotia minor*, *Eunotia serra*, *Eunotia silvahercynia*, *Frustulia rhomboides* et *Nitzschia palea* (à la station embouchure), *Aulacoseira granulata* var. *granulata*, *Melosira varians*, *Actinella brasiliensis*, *Asterionella formosa*,

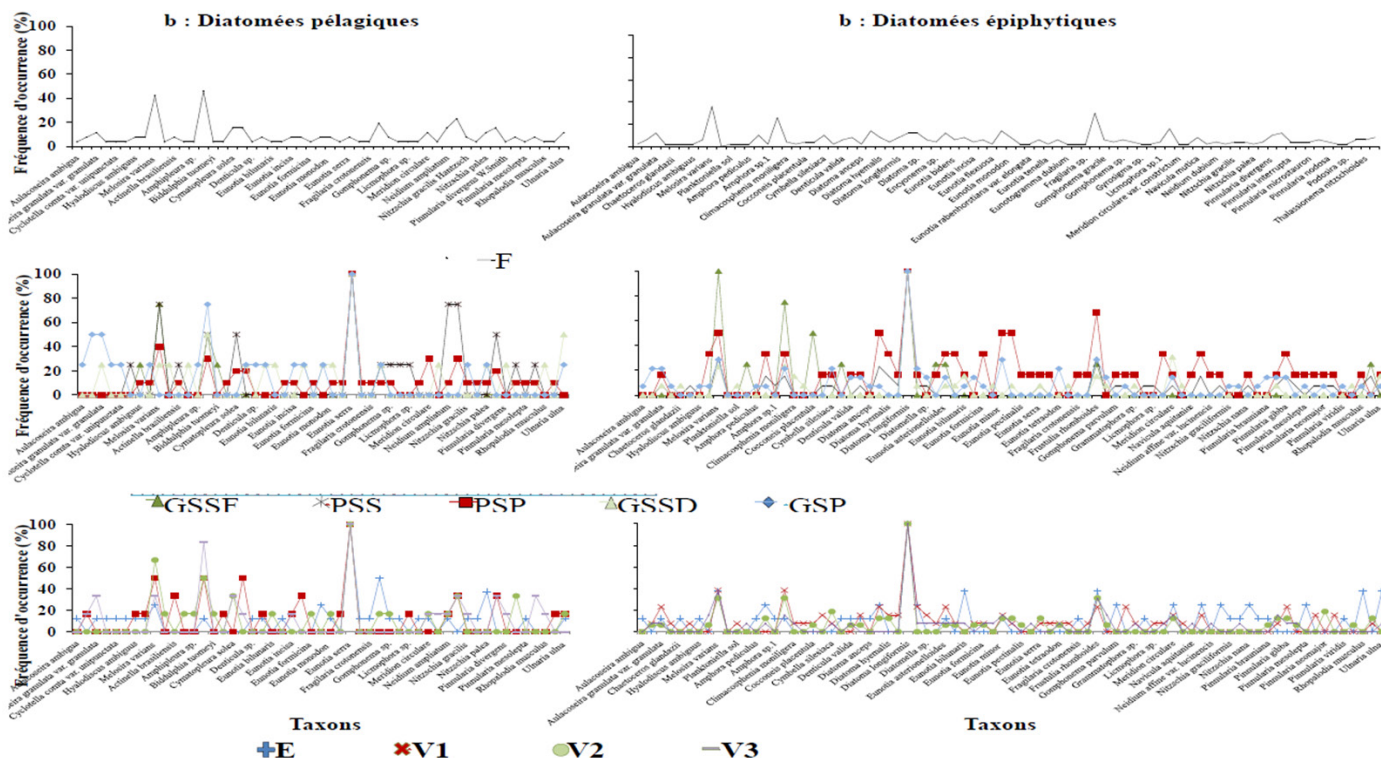


Figure 4 : Distribution spatio-temporelle de la fréquence d'occurrence des diatomées de l'embouchure (E) de la Comoé et de la lagune Vodroboué (V) et du plan d'eau lagunaire Vodroboué. b: période 2016-2017 ; GSSF : grande saison sèche fin ; PSP : petite saison de pluie ; GSSD : grande saison sèche début ; PSS : petite saison sèche ; GSP : grande saison de pluie. E, V1, V2, V3 = stations d'échantillonnage

*Eunotia serra*, *Frustulia rhomboides*, *Rhopalodia gibberula* et *Ulnaria danica* (à la station V1), *Aulacoseira granulata* var. *granulata*, *Melosira varians*, *Actinella brasiliensis*, *Asterionella formosa*, *Eunotia minor*, *Eunotia serra*, *Frustulia rhomboides*, *Navicula aquitanae*, *Pinnularia acrosphaeria* et *Pinnularia brauniana* (à la station V2) ainsi que les espèces *Aulacoseira granulata* var. *valida* f. *curvata*, *Melosira varians*, *Eunotia serra*, *Pinnularia acrosphaeria* et *Pinnularia microstauron* (à la station V3) pendant la période 2014-2015 (Fig. 3), tandis que, seule l'espèce *Diatoma longiformis* est constamment rencontrée dans toutes les stations durant la période 2016-2017 (Fig. 4).

Les taxons accessoires rencontrés pendant l'année 2014-2015 dans les stations V1, V2 et V3 sont respectivement au nombre de 20, 11 et 15. Concernant les taxons accidentels, ils sont au nombre de 33, 40 et 41 respectivement dans les stations V1, V2 et V3. Au niveau saisonnier, les taxons accessoires (17 ; 10 et 14 taxons) et accidentels (36 ; 48 et 32 taxons) sont assez importants durant la grande saison de pluie, petite saison de pluie et petite saison sèche (Fig. 3). Par ailleurs, ceux rencontrés au cours de l'année 2016-2017 dans les stations embouchure, V1, V2 et V3 sont respectivement constitués de 14 et 64 taxons, 2 et 76 taxons, 3 et 75 taxons ainsi que de 2 et 76 taxons, tandis que 6 et 69 taxons sont enregistrés au cours de la fin de la grande saison sèche, 2 et 76 taxons sont rencontrés pendant la petite saison sèche, 10 et 63 taxons sont répertoriés au cours de la petite saison de pluie, 1 et 77 taxons sont recensés au début de la grande saison sèche ainsi que 3 et 75 taxons sont obtenus pendant la grande saison de pluie (Fig. 4).

#### 4. Dynamique spatiale et temporelle des densités des peuplements de diatomées

L'évolution spatiale et temporelle de la densité des communautés de diatomées pélagiques et épiphytiques

de la lagune Vodroboué au cours de la période d'étude est présentée par les figures 5 et 6. Durant les périodes 2014-2015 et 2016-2017, une variation irrégulière des densités totales des diatomées et des ordres des communautés pélagiques et épiphytiques sont observées d'une station à une autre et d'une saison à l'autre (Figs. 5 et 6).

Pendant la période 2014-2015 (Fig.5), les densités varient entre 0 (V1 et V2 en grande saison de pluie) et 37200 10<sup>3</sup> Cells/L (E durant la petite saison de pluie) pour le phytoplancton, tandis qu'elles sont comprises entre 1600 (V3 pendant la grande saison de pluie) et 48000 10<sup>3</sup> Cells/L (V2 pendant la petite saison de pluie) pour ce qui concerne le périphyton. En revanche, au cours de l'année 2016-2017 (Fig.6), ces densités oscillent entre 500 (E à la fin de la grande saison sèche) et 10000 10<sup>3</sup> Cells/L (E durant la grande saison de pluie) pour le phytoplancton, alors qu'elles sont comprises entre 660 (V3 pendant la petite saison sèche) et 33000 10<sup>3</sup> Cells/L (E durant la grande saison de pluie) pour ce qui concerne le périphyton.

Au niveau des Centrales pélagiques, les densités totales varient entre 400 et 8400 10<sup>3</sup> Cells/L et entre 300 et 14000 10<sup>3</sup> Cells/L respectivement pour les périodes 2014-2015 (Fig. 5) et 2016-2017 (Fig. 6), tandis que celles des Pennées oscillent entre 400 et 41600 10<sup>3</sup> Cells/L pour 2014-2015 alors qu'elles sont comprises entre 100 et 10900 10<sup>3</sup> Cells/L pour 2016-2017. A l'inverse, les densités totales des Centrales épiphytiques sont comprises entre 400 et 55200 10<sup>3</sup> Cells/L en 2014-2015 et entre 400 et 67120 10<sup>3</sup> Cells/L pour l'année 2016-2017, pendant que les densités des Pennées varient entre 400 et 48400 10<sup>3</sup> Cells/L et entre 100 et 25000 10<sup>3</sup> Cells/L respectivement pendant les périodes 2014-2015 et 2016-2017.

Durant la période d'étude, une dominance des Pennées est enregistrée pendant la petite saison des pluies dans les stations

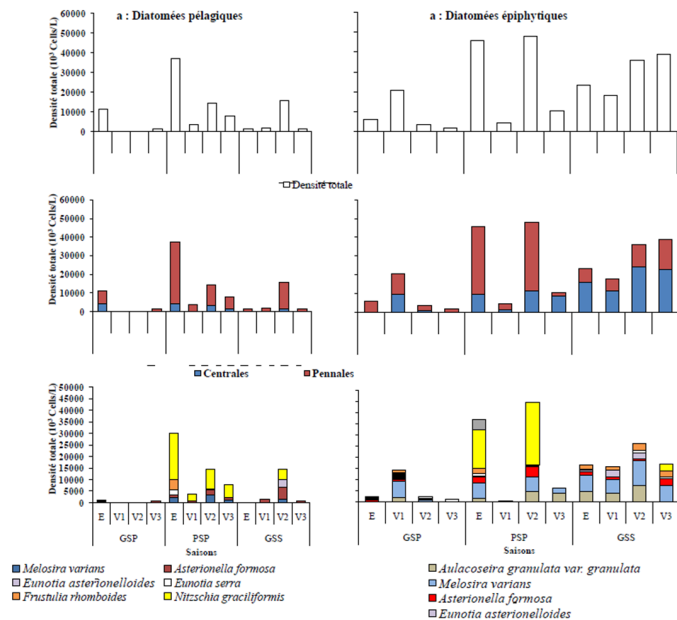
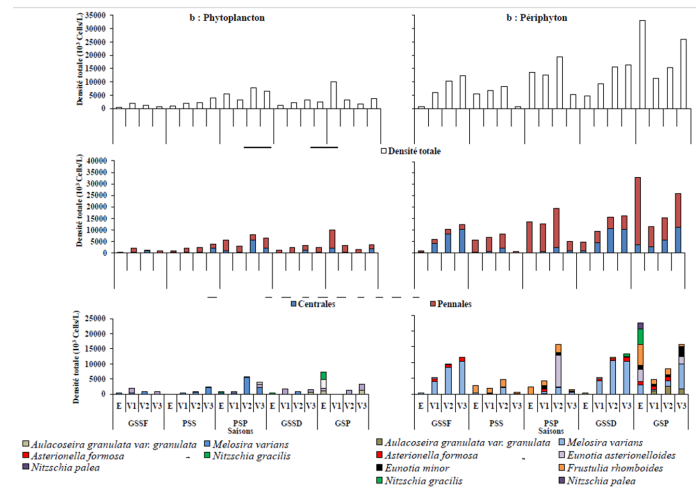


Figure 5 : Variations temporelle et spatiale de la densité de diatomées dominantes dans les communautés pélagiques et épiphytiques à l'embouchure (E) de la lagune Comoé et de la lagune Vodroboué et dans les différentes stations de la lagune Vodroboué (V1, V2 et V3). a : période 2014-2015 ; GSP : grande saison de pluie ; PSP : petite saison de pluie ; PSS : petite saison sèche.

embouchure dans les deux communautés (32800 et 36000 10<sup>3</sup> Cells/L pour la période 2014-2016 ; 4572 et 13500 10<sup>3</sup> Cells/L en 2016-2017), dans les stations V2 (36800 10<sup>3</sup> Cells/L) pour les épiphytiques (Fig. 5), la station V3 (4300 10<sup>3</sup> Cells/L) pour les diatomées pélagiques, les stations V1 (11912 10<sup>3</sup> Cells/L) et V2 (16856 10<sup>3</sup> Cells/L) pour les communautés épiphytiques (Fig. 6). En outre, cette densité élevée des Pennées est enregistrée durant la grande saison sèche dans les stations V2 (14000 10<sup>3</sup> Cells/L) dans les communautés pélagiques et V3 (16000 10<sup>3</sup> Cells/L) dans les épiphytiques (Fig. 5) et au cours de la période 2016-2017 pendant la grande saison de pluie dans les deux communautés aux stations embouchure (7900 et 29500 10<sup>3</sup> Cells/L) et V3 (14800 10<sup>3</sup> Cells/L) dans les épiphytiques. En revanche, les Centrales sont dominantes au cours de la grande saison sèche à toutes les stations (16000 10<sup>3</sup> Cells/L à l'embouchure, 24400 10<sup>3</sup> Cells/L à la station V2 et 22800 10<sup>3</sup> Cells/L à la station V3) à l'exception de la station V1 où l'on enregistre une faible densité (1200 10<sup>3</sup> Cells/L). Les Centrales pélagiques dominantes tels que *Melosira varians* sont enregistrés au cours de la petite saison de pluie dans les stations embouchure (2400 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a), V2 (3200 et 5500 10<sup>3</sup> Cells/L) (Figs. 5a, 6a) et V3 (1200 et 2200 10<sup>3</sup> Cells/L) (Figs. 5a, 6a), durant la grande saison sèche à la station V2 (1600 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a) et à la station V3 (2200 10<sup>3</sup> Cells/L) en petite saison sèche (Fig. 6a). En revanche, les diatomées épiphytiques tels que *Melosira varians* sont dominantes au cours de la grande saison de pluie dans les stations V1 (7200 10<sup>3</sup> Cells/L) et V3 (8000 10<sup>3</sup> Cells/L), pendant la petite saison de pluie aux stations E (6800 10<sup>3</sup> Cells/L) et V2 (6400 10<sup>3</sup> Cells/L), dans toutes les stations (7200 ; 6000 ; 11200 et 7200 10<sup>3</sup> Cells/L) durant la grande saison sèche (Fig. 5a), au cours du début et en fin grande saison sèche dans les stations V2 (8400 et 10500 10<sup>3</sup> Cells/L) et V3 (10400 et 10400 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 6a).



En outre, une dominance de l'espèce *Aulacoseira granulata* Figure 6 : Variations temporelle et spatiale de la densité de diatomées phytoplanctoniques et épiphytiques à l'embouchure (E) de la lagune Comoé et de la lagune Vodroboué et dans les différentes stations de la lagune Vodroboué (V1, V2 et V3). b : période 2016-2017 ; GSSF : fin de la grande saison de pluie ; GSSD : début de la grande saison de pluie ; GSP : grande saison de pluie ; PSP : petite saison de pluie ; PSS : petite saison sèche.

var. *granulata* est obtenue pendant la petite saison de pluie dans les stations V2 (4800 10<sup>3</sup> Cells/L) et V3 (4000 10<sup>3</sup> Cells/L) et durant la grande saison sèche dans les stations E (4800 10<sup>3</sup> Cells/L), V1 (4000 10<sup>3</sup> Cells/L) et V2 (7200 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a). Pour ce qui est des Pennées, une densité élevée des espèces pélagiques de *Asterionella formosa* est obtenue pendant la petite saison de pluie et la grande saison sèche à la station V2 (2400 et 5200 10<sup>3</sup> Cells/L), alors que celle d'*Eunotia asterionelloides* est enregistrée à la station V2 (3200 10<sup>3</sup> Cells/L) au cours de la grande saison sèche (Fig. 5a). En revanche, les espèces *Eunotia serra* et *Frustulia rhomboides* présentent une densité élevée dans la station embouchure (3200 et 3200 10<sup>3</sup> Cells/L) pendant la petite saison de pluie, tandis que celle de *Nitzschia graciliformis* est obtenue durant la petite saison de pluie dans toutes les stations (20000 ; 2800 ; 8400 et 5600 10<sup>3</sup> Cells/L) et en grande saison sèche à la station V2 (4400 10<sup>3</sup> Cells/L). En outre, les densités élevées des espèces *Nitzschia palea* et *Nitzschia gracilis* sont enregistrées pendant la grande saison de pluie à la station embouchure (2400 10<sup>3</sup> 2800 Cells/L) (Fig. 6a). Quand aux espèces épiphytiques, l'espèce *Asterionella formosa* présentent une forte densité au cours de la petite saison de pluie dans les stations embouchure (2800 10<sup>3</sup> Cells/L) et V2 (4800 10<sup>3</sup> Cells/L) et durant la grande saison sèche dans la station V3 (3200 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a), pendant qu'une densité élevée de l'espèce *Eunotia asterionelloides* est enregistrée dans les stations V1 (3200 10<sup>3</sup> Cells/L) et V2 en grande saison sèche (2800 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a) et petite saison de pluie (10000 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 6a). En revanche, une densité élevée des espèces *Eunotia minor* est relevée en grande saison de pluie aux stations V1 (2800 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a) et V1 (3300 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 6a). Les fortes densités des espèces *Frustulia rhomboides* (2400 et 2500 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a, 6a), *Nitzschia graciliformis* (17200 et 28000 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a, 6a) et *Nitzschia palea* (4800 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 5a) sont obtenues au

cours de la petite saison de pluie respectivement aux stations embouchure et V2, tandis que celles des espèces *Nitzschia gracilis* et *Frustulia rhomboides* sont enregistrées en grande saison de pluie à la station embouchure (4800 et 6800 10<sup>3</sup> Cells/L) (Fig. 6a). Par ailleurs, une densité élevée des espèces *Frustulia rhomboides* obtenue dans les stations V2 (3200 10<sup>3</sup> Cells/L) et V3 (2800 10<sup>3</sup> Cells/L) et de *Nitzschia graciliformis* enregistrée à la station V3 (3200 10<sup>3</sup> Cells/L) est notée au cours de la grande saison sèche (Fig. 5a).

**5. Classification des diatomées pélagiques et épiphytiques de la lagune Vodroboué**

Un total de 5 catégories de classification des diatomées pélagiques et épiphytiques de la lagune Vodroboué a été mise en évidence pendant la période d'étude. Ce sont les diatomées alcaliphiles, acidophiles, acalibiontes, acidobiontes et neutrophiles (Tableau II). Un nombre élevé de taxons alcaliphiles pélagiques (25 et 21 taxons) et épiphytiques (20 taxons) observés en 2014-2015 ainsi qu'acidophiles épiphytiques (20 taxons) récoltés durant l'année 2016-2017 similaire est observée à la station embouchure au cours des grande et petite saisons de pluie. En revanche, à cette même station, cette similarité du nombre de taxons acidophiles épiphytiques est notée en grande saison sèche (15 taxons) en 2014-2015 et en petite saison sèche (13 taxons) pendant la période 2016-2017, tandis que 11 taxons acidophiles pélagiques sont observés durant la grande saison de pluie au cours de cette dernière période d'échantillonnage. Au cours de cette période, les taxons acidobiontes présentent un nombre de taxons pélagiques (14 taxons) et épiphytiques (16 taxons) similaire au cours de la petite saison de pluie.

Au niveau de la station V1, le nombre de taxons alcaliphiles (27 taxons) et acidophiles (21 taxons) épiphytiques est élevé respectivement pendant les petites saisons sèche et de pluie en 2016-2017.

Tableau II : Classification des différentes communautés de diatomées collectées à l'embouchure (E) et dans les différentes stations d'échantillonnage (V1, V2 et V3) de la lagune Vodroboué (V) pendant la période d'étude. GSSF : fin de la grande saison sèche ; PSS : petite saison sèche ; PSP : petite saison de pluie ; GSSD : début de la grande saison sèche ; GSP : grande saison de pluie. A : Alcaliphiles ; B : Acidophiles ; C : Acalibiontes ; D : Acidobiontes ; E : Neutrophiles.

Dans cette station, une similarité du nombre de taxons acalibiontes épiphytiques (10 taxons) et alcaliphiles pélagiques (9 taxons) et épiphytiques (8 et 11 taxons) est observée pendant la période d'étude, alors que les nombres de taxons acidophiles épiphytiques relevée durant la grande saison de pluie durant la période 2014-2015 (17 taxons) et 2016-2017 (16 taxons) sont semblables.

En ce qui concerne la station V2, les taxons épiphytiques acalibiontes (12 taxons) et alcaliphiles (16 taxons) obtenus en petite saison de pluie respectivement au cours des périodes 2014-2015 et 2016-2017 ainsi que les taxons acidophiles (16 taxons) récoltés pendant la grande saison de pluie présente des nombres similaires, tandis que cette similarité est observée au niveau des taxons alcaliphiles épiphytiques (7 taxons) et pélagiques (9 taxons) récoltés pendant la grande saison sèche en 2014-2015 et durant la petite saison de pluie au cours de l'année 2016-2017. Durant cette dernière période d'échantillonnage, la similarité du nombre de taxons neutrophiles dans les deux communautés (8 taxons respectifs pour chaque communauté) et acidophiles pélagiques (6 taxons) est notée respectivement au début de la grande saison sèche et au cours de la petite saison sèche.

Pour ce qui est de la station V3, la similarité du nombre de taxons épiphytiques acidophiles et alcaliphiles (16 taxons respectifs pour chaque classe) est notée respectivement pendant la grande saison sèche durant la période 2014-2015 et en grande saison de pluie au cours de l'année 2016-2017. En revanche, cette similarité du nombre de taxons acidophiles (10 taxons pour les taxons pélagiques et 13 taxons pour l'épiphyton) et neutrophiles épiphytiques (11 taxons) est observée respectivement en petite saison de pluie et au début de la grande saison sèche au cours de cette dernière année d'échantillonnage.

Les taxons pélagiques alcaliphiles communs rencontrés au cours de la période 2014-2015 entre la grande saison de

		2014-2015						2016-2017									
		Phytoplancton			Périphyton			Phytoplancton					Périphyton				
		GSP	PSP	GSS	GSP	PSP	GSS	GSSF	PSS	PSP	GSSD	GSP	GSSF	PSS	PSP	GSSD	GSP
E	Ce	9 A	5 A	0	0	5 A	5 B	1 C	1 B	3 D	0	4 B	1 C	1 B	0	2 B	2 B
	Pe	16 A	16 A	3 B	9 A	15 A	10 B	1 C	3 B	11 D	3 B	7 B	1 C	12 B	16 D	3 B	18 B
	<b>T</b>	<b>25</b>	<b>21</b>	<b>3</b>	<b>9</b>	<b>20</b>	<b>15</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>14</b>	<b>3</b>	<b>11</b>	<b>2</b>	<b>13</b>	<b>16</b>	<b>5</b>	<b>20</b>
V1	Ce	0	0	0	3 B	3 C	3 A	2 B	1 B	1 A	0	2 B	1 B	3 B	2 A	2 A	4 B
	Pe	0	2 C	2 A	14 B	7 C	5 A	1 B	5 B	8 A	4 A	4 B	3 B	18 B	25 A	9 A	12 B
	<b>T</b>	<b>0</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>17</b>	<b>10</b>	<b>8</b>	<b>3</b>	<b>6</b>	<b>9</b>	<b>4</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>21</b>	<b>27</b>	<b>11</b>	<b>16</b>
V2	Ce	0	1 C	1 A	1 A	2 C	5 A	1 D	1 B	1 A	2 E	0	1 D	1 B	2 A	1 E	3 B
	Pe	0	3 C	6 A	3 A	10 C	10 A	1 D	5 B	8 A	6 E	2 B	4 D	13 B	14 A	7 E	13 B
	<b>T</b>	<b>0</b>	<b>4</b>	<b>7</b>	<b>4</b>	<b>12</b>	<b>15</b>	<b>2</b>	<b>6</b>	<b>9</b>	<b>8</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>14</b>	<b>16</b>	<b>8</b>	<b>16</b>
V3	Ce	0	1 C	0	0	3 C	3 B	0	1 C	1 B	1 E	2 A	1 B	1 C	2 B	1 E	4 A
	Pe	2 B	2 C	3 B	2 B	4 C	13 B	1 B	5 C	9 B	4 E	1 A	3 B	2 C	11 B	10 E	12 A
	<b>T</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>7</b>	<b>16</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>3</b>	<b>13</b>	<b>11</b>	<b>16</b>

pluie et la petite saison de pluie sont les espèces *Melosira granulata*, *Eunotia serra*, *Frustulia rhomboides* et *Nitzschia graciliformis* à la station embouchure. A l'inverse, l'espèce pélagique acidophile *Asterionella formosa* récoltée à la station V3 est commune entre la petite saison de pluie et la grande saison sèche. Pour ce qui est des taxons épiphytiques, les espèces alcaliphiles communes obtenues à la station embouchure entre la grande saison de pluie et la petite saison de pluie sont *Actinella brasiliensis*, *Asterionella formosa*, *Eunotia minor* et *Nitzschia palea*. Au niveau de la station V2, les espèces alcaliphiles communes entre la grande saison de pluie et la grande saison sèche sont *Melosira varians*, *Actinella brasiliensis* et *Eunotia serra*, alors que l'espèce acidophile *Eunotia serra* est commune en grande saison sèche et grande saison de pluie à la station V3.

Durant la période 2016-2017, les espèces acidophiles pélagiques communes enregistrées à la station embouchure entre le début de la grande saison sèche et la grande saison de pluie sont *Eunotia minor* et *Nitzschia palea*, tandis que l'espèce acidophile *Melosira varians* est communément rencontrée à la station V1 entre la fin de la grande saison sèche et la petite saison sèche. A cette même station, les espèces alcaliphiles *Asterionella formosa* et *Denticula valida* sont communément observées entre la petite saison de pluie et le début de la grande saison sèche. En revanche, au niveau des stations V2 et V3, seule l'espèce acidophile *Asterionella formosa* est communément notée respectivement entre la petite saison sèche et la grande saison de pluie et entre la fin de la grande saison sèche et la petite saison de pluie.

Quand aux taxons épiphytiques, les espèces acidophiles *Melosira varians*, *Frustulia rhomboides* et *Rhopalodia musculus* sont communément récoltées à la station embouchure entre la petite saison sèche et la grande saison de pluie, alors que celles communément observées entre le début de la grande saison sèche et la grande saison de pluie sont les espèces *Eunotia bilunaris*, *Meridion circulare* et *Ulnaria ulna*. Au niveau de la station V1, les espèces acidophiles communément enregistrées entre la fin de la grande saison sèche et la petite saison sèche et entre ces deux saisons et la grande saison de pluie sont *Melosira varians* et *Asterionella formosa*. A l'inverse, celles rencontrées entre la petite saison sèche et la grande saison de pluie sont *Aulacoseira granulata* var. *granulata*, *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Diatoma mesodon*, *Diatoma* sp., *Diatomella* sp., *Frustulia rhomboides*, *Gomphonema* sp. et *Pinnularia gibba*. Pour ce qui est de la station V2, les espèces acidophiles communément rencontrées entre la petite saison sèche et la grande saison de pluie sont *Melosira varians*, *Asterionella formosa*, *Cymbella silesiaca*, *Frustulia rhomboides*, *Pinnularia gibba* et *Pinnularia neomajor*, tandis que les espèces *Melosira varians* et *Asterionella formosa* sont observées entre la fin de la grande saison sèche et la petite saison de pluie.

Entre les périodes d'échantillonnages, les espèces alcaliphiles pélagiques communément rencontrées sont *Melosira varians* entre la grande saison sèche de l'année 2014-2015 et la petite saison de pluie de la période 2016-2017 dans la station V2, tandis que, l'espèce *Asterionella formosa* communément

observées à la station V3 entre la grande saison de pluie de la période 2014-2015 et la fin de la grande saison sèche de l'année 2016-2017 et entre les deux saisons et la petite saison de pluie de la période 2016-2017. Pour ce qui concerne les taxons épiphytiques, seules les espèces acidophiles ont été communément récoltées. Ce sont les espèces *Aulacoseira granulata* var. *granulata* obtenues à l'embouchure entre la grande saison sèche en 2014-2015 et le début de la grande saison sèche pour la période 2016-2017, et à la station V1 entre la grande saison de pluie (2014-2015) et la petite saison sèche (2016-2017) et entre ces deux saisons et la grande saison de pluie (2016-2017). Au niveau de la station V3, ce sont les espèces *Melosira varians* observées communément entre la grande saison sèche (2014-2015) et la fin de la grande saison sèche (2016-2017) et entre les deux saisons et la petite saison de pluie (2016-2017), *Asterionella formosa* recensées entre la grande saison sèche (2014-2015) et la fin de la grande saison sèche (2016-2017) et l'espèce *Frustulia rhomboides* communément relevée entre la grande saison sèche (2014-2015) et la petite saison de pluie (2016-2017).

## Discussion

Les eaux de l'embouchure de la lagune Vodroboué et du fleuve Comoé ainsi que celles de la lagune sont dans l'ensemble acido-alcalines. Ce résultat serait attribuable aux eaux de ruissellement chargées de produits de lessivage des sols de la zone humide de Grand-Bassam caractérisé par une végétation de *Rhizophora racemosa* (FDR, 2005 ; Kouamé *et al.*, 2009). En effet, les végétations de *Rhizophora racemosa* sont à l'origine d'une activité maximale des bactéries fermentatives (pic d'alcalinité) et sulfatoréductrices (pic de réduction des sulfates) observée en subsurface au niveau de la plus forte densité racinaire (Kristensen *et al.*, 1991), ainsi que d'une concentration de sulfures (Marius, 1985) dans les sols. Leur présence entraîne, après une exondation prolongée, une acidification brutale, forte (pH de 7 à < 3 en quelques jours) et irréversible (Marius, 1985). Ces résultats corroborent ceux obtenus par Chagas & Suziki (2005) dont les travaux ont été menés dans la lagune Açu au Nord de Rio de Janeiro au Brésil et ceux de Konan *et al.* (2008) dans la lagune de Fresco.

Une diversité élevée de diatomées pélagiques (81 taxons) et épiphytiques (108 taxons), ainsi que des fortes densités totales des communautés et des ordres de diatomées est observée dans la lagune Vodroboué au cours de la période d'étude. Ce résultat serait, d'une part, attribuable à la mobilité des diatomées pélagiques, et d'autre part à leur capacité d'adaptation. En effet, les diatomées pélagiques sont connues pour pouvoir effectuer des déplacements à l'intérieur ou à la surface des sédiments grâce à l'action de leur raphé chez les Pennées, mais également de façon plus étonnante chez les Centriques, pourtant dépourvues de raphé (Quéguiner, 2007). Alors que, chez les diatomées épiphytiques, leur diversité élevée serait due, selon Hoagland *et al.* (1986) au fait que ceux-ci sont des organismes qui colonisent efficacement et rapidement en quelques jours les supports. De plus, la plupart de ces diatomées possèdent des structures spécialisées qui leur permettent de se fixer efficacement sur les substrats. Il s'agit des pédoncules mucilagineux rencontrés chez les espèces du

genre *Gomphonema*, des matrices mucilagineuses propres aux individus appartenant aux genres *Cymbella* et *Navicula*, des structures fixées à la base des taxons des genres *Eunotia* et *Ulnaria* (Round, 1991) et des spores de repos observée chez le genre *Chaetoceros* (Michailowa, 1962). Toutes ces structures confèrent aux Diatomées un avantage compétitif dans les conditions de stress ambiant (Biggs 1996 ; Quéguiner, 2007). En outre, la capacité des diatomées à sécréter du mucilage favorise l'adhésion des cellules entre elles au sein des colonies et la fixation rapide sur les substrats des espèces benthiques (Quéguiner, 2007). Par ailleurs, selon Burkholder *et al.* (1990), au sein d'un biofilm (diatomées benthiques), les formes attachées (érigées ou pédoncules) sont plus isolées de l'eau environnant que les formes filamenteuses, par leur position au sein de la matrice.

La distribution des diatomées est hétérogène dans les stations d'échantillonnage à l'exception des communautés pélagiques dans lesquels une homogénéité du nombre de taxons est observée dans les stations V1 (43 taxons), V2 (37 taxons) et V3 (49 taxons). Cette répartition des diatomées dans les différentes stations pourrait s'expliquer par l'échange permanent des eaux du fleuve Comoé et celles de la lagune Vodroboù qui est considérée comme une lagune estuarienne dont les caractéristiques sont analogues à celles définies par Maanan (2007).

La fréquence d'occurrence de taxons dans les différents prélèvements a montré que ceux-ci sont généralement accidentels. Ce nombre élevé de taxons accidentels (45 pour les taxons pélagiques et 37 pour les taxons épiphytiques en 2014-2015 ; 49 pour les taxons pélagiques et 77 pour les taxons épiphytiques en 2016-2017) dans les stations et sur les macrophytes échantillonnés pourraient s'expliquer par le fait que la plupart des taxons récoltés dans la lagune soient des taxons pélagiques, qui se seraient déposés accidentellement sur les supports végétaux à un moment donné de leur vie. En ce qui concerne les taxons constants, ce sont la Centrique *Melosira varians* et les Pennées *Asterionella formosa*, *Frustulia rhomboides* et *Eunotia serra* qui sont fréquemment rencontrées dans toutes les stations et saisons de la période d'étude. Des 4 taxons constants obtenus, seule la Centrique *Melosira varians* a présentée une abondance élevée pendant la petite saison de pluie pour les pélagiques et la grande saison sèche pour les épiphytiques respectivement dans les stations embouchure et V2 au cours de la période d'étude. Quand aux Pennées *Asterionella formosa* et *Frustulia rhomboides*, leur forte abondance est relevée respectivement dans les stations V2 durant la petite saison de pluie au cours de la période d'étude et à la station embouchure pendant les grande et petite saison de pluie pour les deux communautés en 2014-2015. Cette abondance de ces espèces serait liée à leur capacité selon certains auteurs (Gasse, 1986 ; Cassie, 1989 ; Rumrich *et al.*, 2000) de proliférer dans des milieux au pH acide. En outre, celle de l'espèce *Melosira varians* serait dû au fait qu'elle vit sous forme benthique en formant de longs filaments fixés aux macrophytes dans les cours d'eau où le courant n'est pas trop fort, mais souvent, facilement détachés (Houk, 2003 ; Kobayasi *et al.*, 2006).

Des résultats obtenus à partir des méthodes classiques d'indices et de l'influence du pH sur les diatomées pélagiques et épiphytiques de la lagune Vodroboù ont mis en évidence 5 catégories de classification des diatomées. Cette classification des diatomées obtenue a confirmée celles de Van Dam *et al.* (1994) qui, dans son étude sur les diatomées du Netherlands, a procédé par une classification suivant celle de Hustedt (1939). Ses résultats ont montré une meilleure classification au sein des groupes de diatomées que celle établi par Hustedt (1939). Au cours de notre période d'étude, les taxons apparaissant fréquemment dans les stations et les saisons sont les espèces alcaliphiles pélagiques *Frustulia rhomboides* et *Asterionella formosa*, alcaliphiles épiphytique *Melosira varians*, ainsi qu'acidophile pélagique et épiphytique *Asterionella formosa*.

## Conclusion

L'étude menée sur la flore diatomique de la lagune Vodroboù a mis en évidence une forte diversité taxonomique des communautés pélagiques et épiphytiques. Dans cette étude, 5 catégories de classification des diatomées pélagiques et épiphytiques en se basant sur leur préférence aux valeurs de pH mesurées dans la lagune Vodroboù ont été mise en exergue. Cette classification obtenue à partir des diatomées épiphytiques a montré une meilleure classification que celle mise en évidence par les communautés de diatomées pélagiques de la lagune Vodroboù. L'application des indices classiques tels que la richesse spécifique, la fréquence d'occurrence, l'abondance des taxons et les valeurs de pH sur les communautés de diatomées pélagiques et épiphytiques a mis en relief la dominance des taxons alcaliphiles pélagiques *Frustulia rhomboides* et *Asterionella formosa*, alcaliphiles épiphytique *Melosira varians*, ainsi qu'acidophile pélagique et épiphytique *Asterionella formosa* au cours de la période d'étude.

## Remerciements

Cette recherche inscrite dans le cadre du projet intitulé « Approche écosystémique de la pêche comme moyen d'exploitation durable des ressources halieutiques dans la zone humide de Grand-Bassam » est financée par le PASRES (Abidjan, Côte d'Ivoire). Nous adressons nos sincères remerciements à cette institution, à toute l'équipe du Pôle Pêche et Aquaculture (PPA) et au Laboratoire d'Environnement et de Biologie Aquatique (LEBA) de l'Université Nangui Abrogoua, aux membres de l'équipe Biologie végétale de l'Université Jean Lorougnon Guédé dans la validation des macrophytes. Nous n'oublions pas d'adresser aussi nos remerciements à DJINA Agbé Emmanuel et SIDIBE Aïcha, étudiants en Master II de Biodiversité et Gestion Durable des Écosystèmes de ladite Université pour leur contribution dans le prélèvement des échantillons lors des missions d'étude.

## Références bibliographiques

Aliaume C., Lasserre G. & Louis M. (1990). Organisation spatiale des peuplements ichtyologiques des herbiers à Thalassia du Grand Cul-de-sac Marin en Guadeloupe. *Revue d'Hydrobiologie Tropicale*, 23 : 231-250.

- Arfi R. & Bouvy M. (1997). Colonisation de bambous par les communautés bactériennes et algales en lagune ébrié (côte-d'ivoire). *Vie milieu*, 47 (3) : 189-201.
- Biggs B.J.F. (1996). Patterns in benthic algal of streams. In Stevenson R.J., Bothwell M.L. & Lowe R.L. eds., *Algal ecology, freshwater benthic ecosystems*, Academic Press, San Diego, 31-56.
- Burkholder J.M., Wetzel R.G. & Klomparens K.L. (1990). Direct comparison of phosphate uptake by adnate and loosely attached microalgae within an intact biofilm matrix. *Applied and Environmental Microbiology*, 56 : 2882-2890.
- Cassie V. (1989). *Bibliotheca diatomologica*. Band 17. A contribution to the study of New Zealand Diatoms. In : Cramer J. In der Gebrüeler Borntrreger Verlagsbuchhandlung. Berlin, Stuttgart, 137 p. 1 figure, 19 planches et 4 tableaux.
- Caumette P., Castel J. & Herbert R. (1996). Coastal lagoon eutrophication and anaerobic processes. Kuwer Academic Publishers.
- Chagas G.G. & Suziki M.S. (2005). Seasonal hydrochemical variation in a tropical coastal lagoon (Açu Lagoon, Brasil). *Brazilian Journal of Biology*, 65 (4) : 597-607.
- Costanza R., D'Arge R., de Groot R., Farber S., Grasso M., Hannon B., Limburg K., Naeem S., O'Neill R.V., Paruelo J., Raskin R.G., Sutton P. & Van den Belt M. (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387 (6630) : 253-260.
- Dajoz R. (2000). Précis d'écologie. Septième édition. Dunod, Paris, 615 p.
- FDR (2005). Fiche descriptive sur les zones humides Ramsar. Grand Bassam, Côte-d'Ivoire, 17 p.
- Gailhard-Rocher I., Artigas L.F. & Daniel A. (2012). Traitement des données phytoplanctoniques et pigmentaires disponibles dans les DOMs. Analyse complémentaire des nouvelles données acquises et proposition de nouvelles acquisitions et approches complémentaires. Rapport final, ONEMA, Ifremer, 42 p.
- Gasse F. (1986). *Bibliotheca diatomologica*. Band 11. East African diatoms. Taxonomy, ecological distribut. In : Cramer J. In der Gebrüeler Borntrreger Verlagsbuchhandlung. Berlin, Stuttgart, 149 p.
- Hoagland K.D., Zlotzky A. & Peterson C.G. (1986). The source of algal colonizer on rock substrates in a freshwater impoundment. In Evans L.V. & Hoagland K.D. (eds.) : *Algal biofouling*. Elsevier Science Publishing Company Inc., Amsterdam, pp. 21-39.
- Houk (2003). Atlas of freshwater centric diatoms. Volume 1, planche 6, figures 1-2, 6-7.
- Hustedt F. (1939). "Systematische und oekologische Untersuchungen ueber die Diatomeen-Flora von Java, Bali, und Sumatra nach dem Materiel der Deutschen Limnologischen Sunda-Expedition III. Die Oekologischen Factorin und ihr Einfluss auf die Diatomeenflora." *Archiv für Hydrobiologie*, 16:274-394.
- Kawecka B. (1986). "The effect of light deficiency on communities of sessile algae in the Olczyski stream (Tatra Mts, Poland)." *Acta Hydrobiologica Sinica*, 28: 379-386.
- Kelly M.G., Bayer M.M., HÄurlimann J. & Telford R.J. (2002). Human error and quality assurance in diatom analysis. In *Automatic Diatom Identification, Series in Machine Perception Artificial Intelligence*, chapitre 5, vol.51, World Scientific.
- Kjerfve B. (1994). Coastal Lagoon Processes. Elsevier, Oceanography Series: Amsterdam : 577 p.
- Kobayasi *et al.* (2006). Atlas of Japanese Diatoms. Volume 1, planche 5, figures 7-9.
- Kouame M.L.O., Egnankou M.W. & Traore D. (2009). Ordination et classification de la végétation des zones humides du sud-est de la côte d'ivoire. *Agronomie Africaine*, 21 (1) : 1 - 13.
- Komoé K. (2010). Distribution du phytoplancton dans le complexe lagunaire de Grand-Lahou en Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Université de Cocody-Abidjan, 282 p.
- Konan E.S. (2014). Distribution spatio-temporelle du peuplement phytoplanctonique en relation avec les facteurs abiotiques de la lagune de fresco (côte d'ivoire). Thèse de doctorat de l'Université Félix HOUPOUËT- BOIGNY (Côte d'Ivoire), 197 p.
- Konan K.S., Kouassi A.M., Adingra A.A., Dongui B.K. & Gnakri D. (2008). Variations saisonnières des paramètres abiotiques des eaux d'une lagune tropicale : la lagune de Grand-Lahou, Côte d'Ivoire. *European Journal of Scientific research*, 26 (3) : 376-396.
- Kristensen P., Jensen J.P., Jeppesen E. & Erlandsen M. (1991). Ferske vandområder-søer. Vandmiljøplanens Overvågningsprogram 1990. DMU Faglig rapport nr 38 : 104
- Maanan M. (2007). Etude sédimentologique du remplissage de la lagune de sidi moussa (côte atlantique Marocaine) caractérisations granulométrique, minéralogique et géochimique. Thèse de doctorat de la Faculté des Sciences El Jadida, Maroc, HAL, <https://tel.archives-ouvertes.fr>, 133 p.
- Marius C. (1985). Les mangroves du Sénégal, écologie, pédologie, géochimie, mise en valeur et aménagement. Collection Travaux et documents, n° 193, Éditions ORSTOM, Paris, 357 p.
- Michailowa N.F. (1962) On the germination of resting spores of *Chaetoceros lauderi* Ralfs. *Dokl. Ak. Nauk SSSR*, 143, 741-742.
- Miller C.B. (2004). *Biological Oceanography*. Blackwell Publishing, Oxford: 402 p.
- Quéguiner B. (2007). Structure et Fonctionnement des Ecosystèmes Pélagiques Marins. Centre d'Océanologie de Marseille, Aix-Marseille Université ; CNRS ; LOB-UMR 6535, Laboratoire d'Océanographie et de Biogéochimie, OSU/ Centre d'Océanologie de Marseille, 103 p.
- Rosemond, A. D., P. J. Mulholland, et al. (2000). "Seasonally shifting limitation of stream periphyton: response of algal populations and assemblage biomass and productivity to variation in light, nutrients and herbivores." *Canadian Journal*



of Fisheries and Aquatic Sciences, 57:66-75.

Round F.E. (1991). Diatoms in river water-monitoring studies. *Journal of Applied Phycology*, 3 : 129-145.

Rumrich U., Lange-Bertalot H. & Rumrich M. (2000). Diatoms of the Andes from Venezuela to Patagonia/Tierra del Fuego and two additional contributions. (Ed) Lange-Bertalot H. *Iconographia Diatomologica. Annotated Diatom Micrographs, Volume 9.* 341 p

Schmidt R., Kamenik C., et al. (2004). "Tracking Holocene environmental changes in an alpine lake sediment core: application of regional diatom calibration, geochemistry, and

pollen." *J. Paelolimnol.*, 27: 177-196.

Seu-Anoï N.M. (2012). Structuration spatiale et saisonnière des peuplements phytoplanctoniques et variabilité des facteurs abiotiques dans trois complexes lagunaires de Côte-d'Ivoire (Aby, Ébrié et Grand-Lahou). Thèse de doctorat de l'Université Nangui Abrogoua (Côte d'Ivoire), 137 p.

Van Dam H., Mertens A. *et al.* (1994). "A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands." *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* **28**(1): 117-133.

# Étude des paramètres de reproduction et de développement de *Clavigralla tomentosicollis* Stål, 1855 (Hemiptera : Coreidae) et son incidence sur le rendement du niébé dans la région de Maradi au Niger

Maimouna ABDOURAHAMANE HAROUNA<sup>1,2</sup>, Ibrahim BAOUA<sup>2\*</sup>, Manuele TAMO<sup>3</sup>,  
Laouali AMADOU<sup>1</sup>, Saadou MAHAMANE<sup>4</sup> et Barry PITTENDRIGH<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Institut National de la Recherche Agronomique du Niger (INRAN), BP 240 Maradi, Niger.

<sup>2</sup> Université Dan Dicko DanKoulodo de Maradi, BP 465 Maradi, Niger

<sup>3</sup>Institut International d'Agriculture Tropicale (IITA), BP 0932 Cotonou, Bénin

<sup>4</sup>Université Abdou Moumouni de Niamey BP 10662, Niamey, Niger

<sup>5</sup>Department of Entomology, Michigan State University, East Lansing MI 48824 USA

\*Corresponding author; E-mail: baoua.ibrahim@gmail.com

## Résumé

Le niébé, *Vigna unguiculata* (L.) Walp (Fabaceae) est une importante culture alimentaire en Afrique de l'Ouest. Sa production fait face à plusieurs contraintes dont les insectes ravageurs. La punaise brune *Clavigralla tomentosicollis* Stål, 1855 est l'un des ravageurs les plus importants. Cette étude a été initiée pour déterminer les paramètres biologiques de l'espèce et évaluer les pertes de production occasionnées à la culture. Les observations effectuées en champ au cours des saisons agricoles 2014 à 2016 ont permis d'établir que *C. tomentosicollis* infeste la légumineuse au cours de sa phase de fructification et développe au moins trois générations occasionnant des pertes de rendement en graines de 17,5 à 26,5%. Un dispositif d'élevage mis en place au laboratoire à une température de 26 à 29°C et une humidité relative de 40 à 71% a permis de montrer que le mâle vit en moyenne  $32,2 \pm 0,1$  jours et la femelle pendant  $36 \pm 0,3$  jours. La femelle pond en moyenne  $120,0 \pm 8,0$  œufs pendant  $7,6 \pm 0,3$  jours. Le développement larvaire de *C. tomentosicollis* a duré  $14,4 \pm 0,4$  jours. Ces résultats peuvent contribuer à la mise en place des programmes de gestion intégrée de ce ravageur.

**Mots clés :** punaise brune, paramètres biologiques, perte de rendement, Niger

## Abstract

**Study of biological and development parameters of *Clavigralla tomentosicollis* Stål (1855) (Hemiptera: Coreidae) and its incidence on cowpea yield in Maradi region of Niger**

Cowpea *Vigna unguiculata* L. Walp is an important food crop in West Africa. The crop production faces several constraints including the insect's pest. The pods sucking bug *Clavigralla tomentosicollis* Stål, 1855 is one of the major cowpea pests. This study was initiated to determine the biological parameters of the specie and evaluate the damage caused to the crop. The field observations conducted during 2014-2016 cropping seasons led to find that *C. tomentosicollis* infests the cowpea during fruiting stage and develops at least three generations and causes seed yield losses of 17.5 to 26.5%. A laboratory rearing system was established at temperature of 26 to 29°C and relative humidity of 40 to 71% enables to determine that the male lives on average of  $32.2 \pm 0.1$  days and the female,  $36 \pm 0.3$  days. The female lays  $120.0 \pm 8.0$  eggs during  $7.6 \pm 0.3$  days. Larval development occurs in five instar stages and last  $14.4 \pm 0.4$  days. These results can contribute for the implementation of integrated pest management programs for this pest.

**Key words:** pod sucking bug, biological parameters, yield loss, Niger

## INTRODUCTION

Le niébé, *Vigna unguiculata* (L.) Walp (Fabaceae) occupe une place importante dans l'alimentation de nombreuses régions du monde (Diaw, 1999). Cette légumineuse fournit la nourriture et l'alimentation pour les ménages et le bétail, et constitue une denrée générant des revenus pour des fermiers et des commerçants (Oyerinde et al., 2013). En plus de ses qualités nutritionnelles, elle améliore la fertilité des sols par sa capacité à fixer l'azote atmosphérique (Bélibié, 1992). Ses feuilles fraîches consommées comme légumes servent de fanes pour nourrir le bétail en saison sèche (Tarawali et al., 1997).

Au cours de l'année 2017, selon le Ministère de l'agriculture, le Niger a produit 1 953 707 tonnes de niébé sur une superficie estimée à 5 858 085 ha, soit un rendement de 334 Kg/ha. Cette légumineuse représente le quart de la production agricole nationale et 80% des productions de rente (MA, 2018). La culture du niébé semble bien adaptée aux conditions climatiques, édaphiques et socioéconomiques du Niger, ce qui

lui fait prendre le second rang mondial des pays producteurs après le Nigeria (FAO, 2001). Malgré les nombreux avantages du niébé, les rendements restent toujours faibles (Assa, 1984 ; Ntare, 1989).

Plusieurs insectes attaquent le niébé en champ dont les principaux sont : la punaise brune *Clavigralla tomentosicollis* Stål (Hemiptera : Coreidae), le puceron de l'arachide *Aphis craccivora* Koch (Homoptera: Aphididae), les thrips *Megalurothrips sjostedti* Trybom (Thysanoptera: Thripidae) et la foreuse de gousses du niébé *Maruca vitrata* Fabricius (Lepidoptera: Crambidae) (Jackai et Oyediran, 1991 ; Jackai, 1993 ; Egho, 2011).

La punaise brune *C. tomentosicollis* a fait l'objet de plusieurs études notamment au Burkina Faso, au Nigeria, au Bénin et en Afrique du sud (Singh et Jackai 1985 ; Asante et al., 2000 ; Ba et al., 2008 ; Dabiré et al., 2010 ; Dzemo et al., 2010). Elle est en particulier responsable des dégâts sur le niébé causant des pertes de rendement en grains allant de 60 à 100%

en l'absence d'une mesure de contrôle (Singh et Jackai, 1985). L'insecte est régulièrement répertorié sur le niébé au Niger (Rabé *et al.*, 2017) mais on dispose de très peu d'informations sur ses paramètres de reproduction et les pertes de rendement occasionnées sur la culture du niébé. Cette étude a été conduite pour déterminer quelques paramètres biologiques de l'espèce et son incidence sur la production du niébé dans le contexte agro écologique de la région de Maradi.

## MATERIEL ET MÉTHODES

### Site de l'étude

Les expériences ont été conduites à la station de l'Institut National de la Recherche Agronomique du Niger (INRAN) de Maradi (13°30'00" de latitude Nord et 07°06'06" de longitude Est) située au centre-sud du Niger dans la zone sahélienne. L'étude s'est déroulée pendant trois années consécutives de juillet 2014 à juillet 2016. Il a été enregistré une pluviométrie totale de 435,1 mm pendant 37 jours en 2014 ; 496 mm en 35 jours en 2015 et 549 mm pendant 37 jours en 2016. Le semis de niébé a été effectué le 14 juillet en 2014, le 06 juillet en 2015 et le 30 juin en 2016. En 2014, les plants ont été affectés par une sécheresse en fin de cycle en septembre. Les adultes de *C. tomentosicollis* utilisés dans la présente étude ont été capturés au champ et élevés en masse au laboratoire avec un régime alimentaire à base de gousses de niébé selon la méthode décrite par Dabiré (2001).

### Infestations et dégâts de *C. tomentosicollis*

Chaque année, la variété de niébé IT90K-372-1-2 a été semée sur huit blocs contenant chacun six parcelles élémentaires de 6×5 m soit un total de 48 parcelles. Le semis a été effectué à une densité de 0,20 m entre les poquets et 0,75 m entre les lignes. Dans chacun des blocs, une parcelle élémentaire a été choisie aléatoirement pour la collecte des données. Chacune de ces parcelles est formée de huit lignes de 25 poquets. Sur les deux lignes centrales, cinq poquets aléatoirement choisis ont servi à la collecte de données sur les infestations de *C. tomentosicollis*. Les observations ont été effectuées tous les trois jours à partir du stade de ramification du niébé (31 JAS). Le nombre d'adultes et de larves de l'insecte ainsi que le nombre de gousses saines et celles portant les traces de dégâts du ravageur ont été notés. Ces observations ont duré 83 JAS du stade de ramification au stade de fructification du niébé. Ces dégâts sont reconnaissables par les rétrécissements des gousses dus à la piqûre et au prélèvement de la sève. Ces données ont été utilisées pour calculer le nombre moyen de larves et d'adultes du ravageur ainsi que la proportion des gousses infestées. La population de *C. tomentosicollis* a été corrélée à la date de semis et à la pluviométrie annuelle pour expliquer les fortes densités observées selon les années.

### Estimation des pertes occasionnées par *C. tomentosicollis*

Pour chacune des années, à la récolte, les pertes moyennes en poids de graines par gousse ( $P_g$ ) ont été estimées à partir des paramètres suivants :

- Le poids moyen des graines de 15 échantillons de dix gousses saines ( $P_{gs}$ ) ;
- Le poids moyen des graines de dix autres gousses portant

les traces de dégât du ravageur ( $P_{gd}$ ) ;

- La proportion moyenne des gousses saines par poquet ( $P_{rgs}$ ) calculée avec la formule suivante :

$$P_{rgs}(\%) = \frac{\text{Nombre de gousses saines par poquet}}{\text{Nombre total de gousses par poquet}} \times 100$$

- La proportion moyenne des gousses portant les traces de dégât du ravageur par poquet ( $P_{rgd}$ ) ;

$$P_{rgd}(\%) = \frac{\text{Nombre de gousses portant les traces de dégât du ravageur par poquet}}{\text{Nombre total de gousses par poquet}} \times 100$$

Les gousses portant les dégâts des punaises sont reconnaissables par la présence des parties rétrécies sur leur forme suite à l'avortement des graines sucées par le ravageur. Les gousses saines ont une forme régulière et ne présente aucune graine avortée (photo1).

Pour chacune des années, les pertes moyennes en poids de graines par gousse ( $P_g$ ) ont été estimées en utilisant la méthode de Gwinner *et al.* (1996) :

$$P_g(\%) = \frac{(P_{gs} \times P_{rgd}) - (P_{gd} \times P_{rgs})}{P_{gs}}$$



Photo 1 : Gousses de niébé saines (A) et celles attaquées par *C. tomentosicollis* (B)

### Evaluation de la qualité des graines de niébé

Pour chacune des années, huit échantillons de 100 graines ont été prélevés aléatoirement dans les productions des parcelles. Les lots ont été observés et triés à la loupe pour déterminer les proportions des graines saines et celles portant les dégâts des punaises et autres ravageurs. Les graines endommagées par les punaises sont malformées et rétrécies. Les graines endommagées par d'autres ravageurs présentent des parties arrachées probablement suite aux activités de nutrition des coléoptères ou des orthoptères.

### Cycle de développement de *C. tomentosicollis*

L'expérience a eu lieu au laboratoire à une température variant de 26 à 29°C et une humidité relative de 40 à 71%. Vingt couples de *C. tomentosicollis* issus de l'élevage de masse ont été suivis pour cette étude. Chacun des couples a été isolé dans une boîte transparente en plastique d'une contenance de 5,0×8,5×7 cm avec des fermetures en moustiquaire. Pour leur alimentation, il a été introduit quotidiennement dans chaque boîte, trois gousses de niébé au stade remplissage. Celles-ci

sont remplacées toutes les 24 heures.

Un suivi quotidien de chaque couple a permis de déterminer les paramètres suivants :

- le temps de pré-oviposition qui désigne le délai entre l'émergence des femelles et leurs premières pontes ;
- la période de ponte qui correspond au nombre de jours entre les premières et les dernières pontes de chacune des femelles ;
- la ponte journalière représente le nombre d'œufs pondus par femelle par jour. Ce paramètre a permis de calculer le nombre total d'œufs pondus par femelle au cours de sa période de ponte ;
- la durée d'incubation des œufs exprime le nombre de jour entre la ponte et l'éclosion des œufs ;
- la durée de vie des adultes est le délai entre l'émergence et la mort des adultes de chacun des sexes.

Les larves néonates issues des œufs pondus ont été individuellement isolées dans les mêmes types de boîtes utilisées pour les adultes avec le même régime alimentaire. Elles ont été suivies quotidiennement et les paramètres suivants relatifs à leur développement ont été déterminés :

- La durée du stade larvaire : la présence des exuvies larvaires et la taille des insectes ont permis de déterminer le nombre et le délai en jours de chacun des stades ;
- Le taux de survie par stade représente la proportion des individus ayant survécu d'un stade de développement au stade suivant.

A la mue imaginale, le sexe des individus dans chacune des boîtes a été noté, ce qui a permis de calculer la durée moyenne des stades larvaires et le temps de développement des mâles et des femelles.

### Analyses statistiques

Le test de Pearson a été utilisé pour calculer les corrélations entre les effectifs totaux annuels de *C. tomentosicollis* observés, les dates de semis et les pluviométries annuelles. Le test ANOVA a été utilisé pour comparer les durées moyennes entre les stades larvaires et les proportions moyennes des différentes catégories de graines. Ces moyennes ont été séparées à l'aide du test de SNK. Ces deux tests ont été appliqués au seuil de 5 %. Le test t de Student a permis de comparer la survie des adultes et la durée du développement larvaire entre les mâles et les femelles au seuil de 5%. Les analyses ont été effectuées avec le logiciel "Statistical Package for Social Science" (SPSS) version 16.

## RESULTATS

### Infestations de *C. tomentosicollis*

Pour les trois années, sur le niébé, les premières fleurs ont été observées de la deuxième à la quatrième semaine du mois d'août soit 40 à 43 jours après le semis (JAS). Les premières gousses ont été observées de la deuxième à la quatrième semaine du mois d'août soit entre 40 et 42 JAS. Les

gousses sénescentes et matures ont été notées de la troisième semaine du mois de septembre à la première semaine du mois d'octobre soit 28 à 57 jours après le début de la floraison. Les premiers adultes de *C. tomentosicollis* ont été observés de fin août à début septembre soit 45 à 61 JAS et les larves, de fin août à la deuxième semaine du mois de septembre, 59 à 62 JAS. Une illustration des différents stades de développement de l'insecte est présentée sur la photo 2. La sénescence complète des plants a été notée de la fin du mois de septembre à la fin du mois d'octobre soit 73 à 114 JAS.

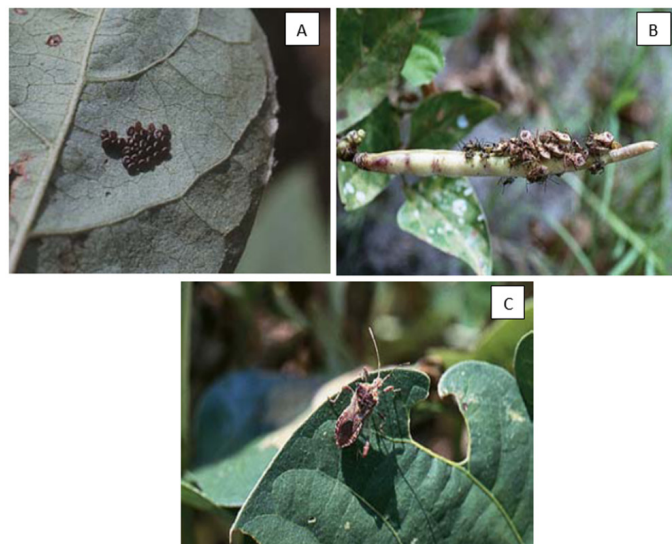


Photo 2 : Oeufs (A), Larves (B) et Adulte de *C. tomentosicollis* (C)

Il a été dénombré un total de cinq adultes et 90 larves de *C. tomentosicollis* en 2014, 1357 adultes et 4790 larves en 2015 et, 2075 adultes et 5960 larves en 2016. La densité moyenne des adultes par cinq poquets et par observation de niébé a varié de 0,1 à 8,4 et celles des larves de 3,5 à 84,5. Les densités des adultes les plus élevées ont été observées de fin août à la troisième semaine de mois de septembre, 45 à 79 JAS et celles des larves de la troisième semaine du mois de septembre à la fin du mois d'octobre soit 69 à 114 JAS (figure 1).

La corrélation entre le nombre total d'individus de *C. tomentosicollis* observés par année et la pluviométrie n'a pas été significative ( $r = 0,97$  ;  $p = 0,16$ ). Il en est de même pour la corrélation entre les effectifs du ravageur et la date de semis ( $r = 0,96$  ;  $p = 0,17$ ).

### Estimation des pertes occasionnées par *C. tomentosicollis*

Au cours de la période de la fructification, les densités de gousses par poquet ont varié de  $5,1 \pm 0,8$  à  $15,6 \pm 1,4$ . Les gousses présentant des attaques de la punaise ont été observées de la deuxième semaine du mois d'août à la première semaine du mois de septembre soit 45 à 50 JAS. Les proportions maximales des gousses endommagées par *C. tomentosicollis* ont été notées de la troisième semaine du mois de septembre à la première semaine du mois d'octobre soit 70 à 93 JAS (figure 2). Ces ratios ont varié de  $47,0 \pm 5,9$  % à  $58,3 \pm 11,5$  % selon les années. La perte moyenne en poids de graines par gousse liée aux attaques des punaises a été de  $17,5 \pm 1,2$  % en 2014,  $25,7 \pm 1,2$  % en 2015 et  $26,5 \pm 0,7$  % en 2016.

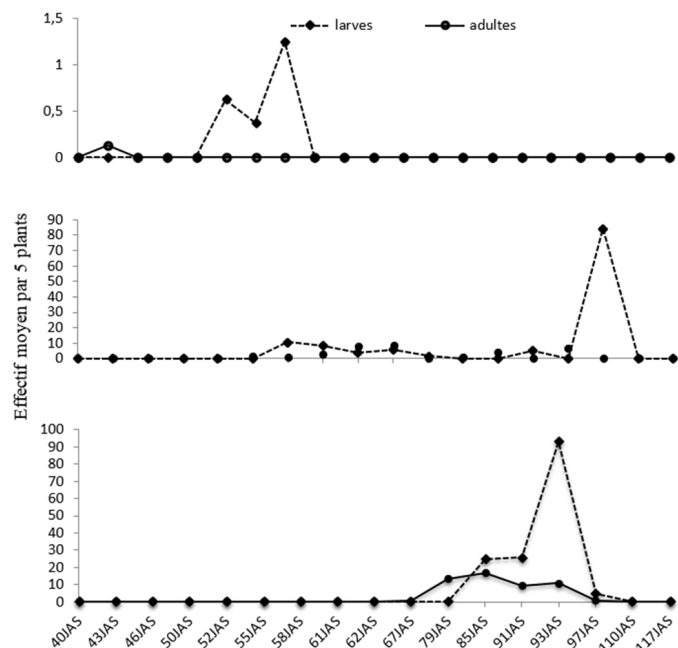


Figure 1 : Nombre d'adultes et de larves de *C. tomentosicollis* par cinq poquets de niébé et par observation

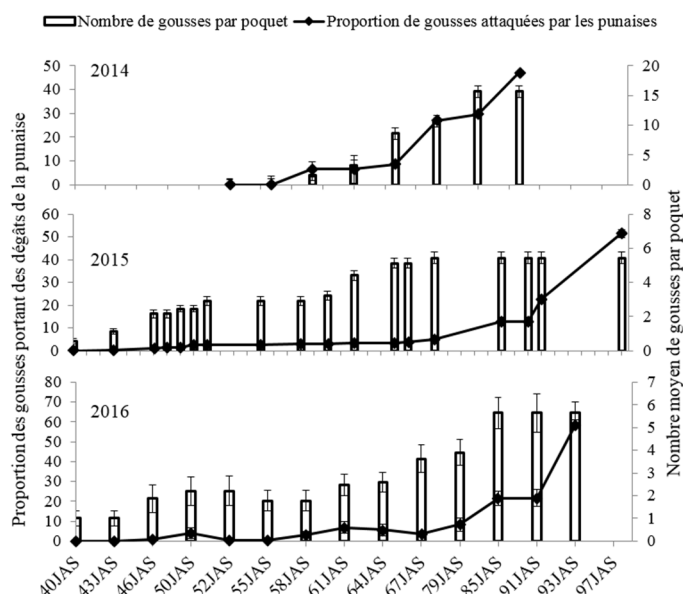


Figure 2 : Proportion moyenne des gousses avec les dégâts de *C. tomentosicollis* et le nombre total de gousses par poquet selon les observations et les années.

**Evaluation de la qualité des graines de niébé**

Selon les années, 35,5 à 53,5 % en moyenne des graines portent des signes des dégâts des ravageurs (tableau 1). Cependant, la proportion des graines saines a été 1,5 à 1,7 fois plus élevée que celles endommagées par *C. tomentosicollis* et 1,8 à 6,9 fois plus élevée que celles portant des traces de dégâts d'autres ravageurs.

**Cycle de développement de *C. tomentosicollis***

La durée de vie des adultes a varié selon le sexe ( $t = -16,0$  ;  $df=1/38$  ;  $P<0,01$ ). Elle a été de  $32,2 \pm 0,1$  jours pour les mâles et  $36 \pm 0,3$  jours pour les femelles. La pré-oviposition a été observée quatre à huit jours après l'émergence de l'adulte. La ponte journalière a varié de 4 à 38 œufs par femelle. L'oviposition a été observée du 6 au 14<sup>ème</sup> jour avec une moyenne journalière par femelle variant de  $2,1 \pm 1,3$  à  $20,9 \pm$

**Tableau 1** : Proportion moyenne des graines saines de niébé et celles endommagées par les insectes selon les années

	Proportion moyenne (%)		
	2014	2015	2016
Graines saines	46,5 ± 4,9a	64,6 ± 10,5a	46,7 ± 4,1a
Graines avec les dégâts des punaises	30,5 ± 3,7b	26,0 ± 10,4b	27,3 ± 2,9b
Graines endommagées par autres insectes	23 ± 3,3c	9,4 ± 1,7c	26,0 ± 2,5b
ANOVA	(F = 8,9 ; df = 2 / 22 ; P < 0,01)	(F = 11,0 ; df = 2 / 19 ; P < 0,01)	(F = 14,1 ; df = 2 / 19 ; P < 0,01)

2,3 œufs. La ponte totale par femelle a varié de 63 à 179 œufs. L'incubation des œufs a duré 3 à 5 jours et il a été noté un taux d'éclosion de 84 à 99 % (tableau 2).

**Tableau 2** : Moyennes des paramètres de reproduction de *C. tomentosicollis* en conditions de laboratoire (n= 20 femelles)

Paramètres	Moyennes
Durée de la pré-oviposition (jours)	5,0 ± 0,2
Ponte journalière	16 ± 2,0
Durée de l'oviposition (jours)	7,6 ± 0,3
Ponte totale par femelle	120,0 ± 8,0
Durée de l'incubation des œufs (jours)	4,5 ± 0,0
Taux d'éclosion(%)	94,5 ± 0,8

Le développement larvaire de *C. tomentosicollis* est passé par cinq stades larvaires. La durée totale moyenne de développement larvaire est de  $14,4 \pm 0,4$  jours pour le mâle et de  $14,2 \pm 0,3$  jours pour la femelle et ne diffère pas entre les deux sexes ( $t=0,6$  ;  $df=1/40$  ;  $P=0,1$ ). Le stade 5 a eu une durée de développement 1,5 fois plus élevée que celles des stades 2 ; 3 et 4 (tableau 3). Le taux de survie a été de 50,0% pour le stade 1 et de 86,0 à 100% pour les stades 2 à 5. Sur les 114 larves suivies, il a été noté que 42 ont atteint le stade imaginal avec un effectif de 23 mâles et 19 femelles soit un sex-ratio de 1,2.

**Discussion**

Les expérimentations mises en place au laboratoire nous ont permis d'obtenir des informations sur la reproduction et le développement de *C. tomentosicollis*.

La femelle vit 36 jours, ce qui est inférieur à la longévité de 51 jours obtenue à 28°C par Dabiré (2001) au Burkina Faso et à celle de 85 jours sur la variété IT03K-369-3 notés à 25°C en Afrique du Sud (Dzemo *et al.*, 2010). Par contre pour le

**Tableau 3:** Durée moyenne de développement des stades larvaires de *C. tomentosicollis* en conditions de laboratoire (n = 23 larves par stade pour le mâle et n= 19 larves par stade pour la femelle)

Stades larvaires	Durée moyenne (jours)	
	Mâle	Femelle
Stade 1	2,2 ± 0,1a	2,5 ± 0,1a
Stade 2	2,7 ± 0,2b	2,7 ± 0,2b
Stade 3	2,5 ± 0,2ab	2,6 ± 0,2ab
Stade 4	2,9 ± 0,2b	2,6 ± 0,2ab
Stade 5	4,1 ± 0,1c	4,0 ± 0,1c
ANOVA	F=24,97 ; df= 4 / 111 ; P < 0,01	F=22,01 ; df=4 / 91 ; P < 0,01

mâle, sa durée de vie est comparable à celle notée au Burkina Faso toujours à 28°C. La période de pré-oviposition de 5 jours est comparable à celle de 4,1 jours, rapportée par Dzemo *et al.* (2010) sur trois variétés de niébé, Glenda, Bechuana white et IT03K-369-3. Cependant la durée de la ponte de  $7,6 \pm 0,27$  jours, notée dans cette étude est inférieure à celle de 52 à 56 jours noté par Dzemo *et al.* (2010). Ces différences relatives à la période de pré-oviposition et à la durée de ponte pourraient être liées à une adaptation de la femelle aux conditions variables de température et d'humidité (Dabiré *et al.*, 2005b) et à la variété de niébé (Dabiré *et al.*, 2010).

La ponte journalière de  $16,0 \pm 2,0$  œufs des femelles et la ponte totale moyenne de  $120,0 \pm 8,0$  sont comparables aux données rapportées par Dzemo *et al.* (2010) sur les variétés Glenda et T03K-369-3 en Afrique du Sud.

La période d'incubation des œufs de *C. tomentosicollis* de  $4,5 \pm 0,0$  jours à la température de 26 à 29°C est sensiblement égale à celle de 4,25 jours, noté par Dabiré (2001) à la température de 30°C.

Le taux moyen de fertilité des œufs de *C. tomentosicollis* de 94,5% est sensiblement égal à celui observé chez d'autres espèces de Coreidae telles que *Leptoglossus gonagra* (Amaral-Filho et Storti-Filho, 1976), *Veneza stigma* (Amaral-Filho et Cajueiro, 1988), *Pseudotheraptus devastans* (Tano *et al.*, 2011) et *Corecoris dentiventris* (Caldas *et al.*, 2000).

Le développement post-embryonnaire passe par cinq stades larvaires comme noté au Burkina Faso (Dabiré, 2001) ou encore avec d'autres espèces de Coreidae dont *Theraptus sp.* (Way, 1953) et *Pseudotheraptus wayi* et *Amblypelta bilineata* (Mille, 2003).

La durée de développement du stade 5 a été plus longue que celles des stades précédents. Cette situation a été observée chez d'autres espèces de Coreidae telles que *Leptoglossus membranaceus* (Van Reenen, 1973), *Leptoglossus gonagra* (Amaral-Filho et Storti-Filho, 1976), *Corinocerus sanctus* (Amaral Filho, 1986) et *Pseudotheraptus devastans* (Tano *et al.*, 2011). En effet, ce stade précède l'adulte et la mue imaginale nécessite plus de temps pour permettre le développement des ailes et des organes de la reproduction (Caldas *et al.*, 2000).

Chez les jeunes stades larvaires, il est noté une mortalité qui atteint souvent 50% semblable à celle de *Pseudotheraptus devastans* (Tano *et al.*, 2011). Cette situation peut être expliquée par la faible capacité de ces jeunes stades à mobiliser les nutriments dans la gousse de niébé en raison de la fragilité de leurs pièces buccales (Panizzi et Parra, 1991).

La durée totale du développement larvaire est en moyenne de 14,4 jours comme noté par Dabiré (2001). Si l'on ajoute le temps d'incubation des œufs de 4,5 jours, on peut estimer que dans les conditions de laboratoire, le développement de *C. tomentosicollis* se réalise en 18,9 jours. Dans les champs de niébé, le cycle de développement du ravageur pourrait être encore plus court en raison des températures plus élevées (Dabiré *et al.*, 2005c).

Les expérimentations mises en place à la station ont permis de collecter des données sur la reproduction et le développement de la punaise brune et son incidence sur la production du niébé au cours de la saison pluvieuse.

Les premiers adultes et larves ont été observés au début du mois de septembre au stade de fructification du niébé et ont quitté la culture en fin septembre avec la sénescence des plants. Ces informations démontrent que *C. tomentosicollis* utilise le niébé comme hôte de reproduction en saison pluvieuse comme noté au Bénin (Dreyer, 1994) et au Burkina Faso (Dabiré *et al.*, 2005b). D'autres auteurs ont mentionné que pour sa reproduction en saison sèche, l'espèce utilise des plantes hôtes alternatives non cultivées de la famille des Fabaceae telles que *Cajanus cajan* L. Millsp., 1753, *Crotalaria retusa* L., 1753, *Rhynchosia memnonia* Del., 1825, *Rhynchosia minima* L., 1825 et *Rhynchosia orthobothrya* (Harms.) (Dabiré *et al.*, 2005a).

Au cours des trois années, les effectifs de *C. tomentosicollis* observés en culture ont été de 64,9 à 84,6 fois plus importants en 2015 et 2016 qu'en 2014. Cela démontre les variabilités qu'il peut y avoir pour l'infestation des champs par le ravageur d'une année à une autre. Cependant, aucune corrélation significative n'a été obtenue ni avec le total des pluies enregistrées, ni avec la date de semis. L'importance des populations annuelles de *C. tomentosicollis* sur la culture du niébé ne semble pas liée à la pluviosité et à la précocité de semis. D'autres facteurs à rechercher pourraient éventuellement influencer la dynamique des populations de *C. tomentosicollis*.

Les données issues de l'expérience au laboratoire démontrent que l'espèce se développe en 19,8 jours. Sur le terrain, les larves et adultes de *C. tomentosicollis* ont été notés pendant la phase de fructification du niébé sur une période de 45 à 69 jours selon les années. Ce délai peut favoriser le développement d'au moins trois générations du ravageur.

Les pertes sur la production du niébé ont varié de 17,5% à 26,5% selon les années. Cette fluctuation est certainement liée à la densité du ravageur sur les plants de niébé. Jackai (1984) a estimé que chaque individu de *C. tomentosicollis* effectue en moyenne quotidiennement 2,5 à 3,3 perforations sur les gousses de niébé pour se nourrir et cette situation entraîne la réduction du nombre de graines. Au Nigeria, il est rapporté des taux de perte de 9,1 à 100% (Singh et Jackai, 1985 ; Oyewale *et al.*, 2014).

En plus des pertes en poids, la qualité du niébé est aussi altérée par les attaques de *C. tomentosicollis*. Dans la présente étude, selon les années, 27 à 31% des graines ont été vidées de leur contenu par cette punaise et cela démontre que le ravageur contribue fortement à la diminution de la valeur en nutritionnelle et marchande des récoltes.

*C. tomentosicollis* peut désormais être considéré comme un ravageur majeur du niébé au Niger en raison de l'importance de son incidence sur la production et des pertes économiques qu'il occasionne. Le cycle de l'insecte est inféodé à celui de la culture du niébé. Il débute sa reproduction en période de fructification de la légumineuse. La femelle est très prolifique avec une ponte moyenne de 120 œufs en 8 jours. Il est donc important d'identifier des méthodes de lutte appropriées pour limiter le développement de la deuxième et de la troisième génération.

## CONCLUSION

Les études conduites en station et au laboratoire ont permis de collecter des données sur le développement de *C. tomentosicollis* sur le niébé au Niger. Dans la culture, les premiers adultes de la punaise sont observés de fin août à début septembre soit 45 à 62 JAS. Les adultes vivent en moyenne 32 à 36 jours, la femelle pond 120 œufs. Le développement larvaire s'effectue en 14 jours. L'insecte développe au moins trois générations au cours de la phase de fructification du niébé. Les dégâts sur les gousses commencent à être notés de la deuxième semaine du mois d'août à la première semaine du mois de septembre soit 45 à 50 JAS. Les pertes de rendement en graines occasionnées par *C. tomentosicollis* ont varié de 17,5 à 26,5 % selon les années. Ces informations pourront être utilisées pour la sensibilisation des producteurs et la lutte préventive contre ce redoutable ravageur.

## REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet "Promotion des biopesticides pour la gestion intégrée des insectes ravageurs du niébé en champ au Niger et au Burkina Faso" financé par le Programme de Productivité Agricole en Afrique de l'Ouest (PPAAO). Le projet Legume-Lab Innovation financé par l'US Agency for International Development (USAID) a contribué aussi à la réalisation de cette étude. Les opinions exprimées n'engagent que les auteurs et ne reflètent pas les points de vue du PPAAO et de l'USAID.

## REFERENCES

Amaral Filho B. F., 1986. Observações sobre o ciclo biológico de *Crinoceris sanctus* (Fabricius, 1775) (Hemiptera: Coreidae) sob condições de laboratório. Anais da Sociedade Entomológica do Brasil. 15 (1) : 5-18.

Amaral Filho B.F. & Storti Filho A., 1976. Estudos biológicos sobre *Leptoglossus gonagra* (Coreidae, Hemiptera) em laboratório. Anais da Sociedade Entomológica do Brasil. 5 (2) : 130-137.

Amaral Filho B. F. & Cajueiro I. V. M., 1988. Observações sobre o ciclo biológico de *Veneza stigma* (Herbst, 1784)

Osuna, 1975 (Hemiptera: Coreidae) em laboratório. Anais da Sociedade Entomológica do Brasil 6: 164-172.

Asante S. K., Jackai L. E. & Tamo, M., 2000. Efficiency of *Gryon fulviventris* (Hymenoptera: Scelionidae) as an egg parasitoid of *Clavigralla tomentosicollis* (Hemiptera: Coreidae) in northern Nigeria. Environmental entomology, 29 (4) : 815-821.

Assa A.D., 1984. Coordinated minimum insecticide trial: yield performance of insect resistant cowpea cultivar from IITA Tropical Grain Legume Bulletin, 5.p .9.

Ba M.N., Dabiré C.B., Drabo I., Sanon A., & Tamo M., 2008. Combinaison de la résistance variétale et d'insecticides à base de Neem pour contrôler les principaux insectes ravageurs du niébé dans la région centrale du Burkina Faso. Science et technique, Sciences naturelles et agronomie 30 (1) : 115-121.

Belibie N., 1992. Etude de quelques éléments de lutte intégrée contre les punaises suceuses de gousses de niébé (*Vigna unguiculata* Walp) a la station de recherches agricoles de Kamboinse. Mémoire en vue de l'obtention du diplôme d'Ingénieur du développement rural, Kamboinse, Université de Ouagadougou, Burkina Faso, 85p.

Caldas B. H., Redaelli L. R., & Diefenbach, L.M.G., 2000. Biology of *Corecoris dentiventris* Berg, 1884 (Hemiptera, Coreidae) in tobacco culture (*Nicotiana tabacum*). Revista brasileira de biologia 60 (1) : 173-178.

Dabiré L.C.B., 2001. Etude de quelques paramètres biologiques et écologiques de *Clavigralla tomentosicollis* STÅL., 1855 (Hemiptera : Coreidae), punaise suceuse des gousses du niébé [*Vigna unguiculata* (L.) WALP.] dans une perspective de lutte durable contre l'insecte au Burkina Faso. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles. Université de Cocody, UFR Biosciences, 179 p.

Dabiré C., Sanon A., Bama H. & Foua-Bi K., 2005a. Alternative Host Plants of *Clavigralla tomentosicollis* Stal (Hemiptera : Coreidae), the Pod Sucking Bug of Cowpea in the Sahelian Zone of Burkina Faso. Journal of Entomology. 2 (1) : 9-16.

Dabiré C.L.B., Kini, F.B., Ba M.N., Dabiré R.A., & Fouabi, K., 2005b. Effet du stade de développement des gousses de niébé sur la biologie de la punaise suceuse *Clavigralla tomentosicollis* (Hemiptera: Coreidae). International Journal of Tropical Insect Science, 25 (1) : 25-31.

Dabiré C.L.B., Ba M.N., Sanon A. & Fouabi K., 2005c. Effect of Temperature, Air Relative Humidity and Water Presence on some Biological Parameters of *Clavigralla tomentosicollis* Stål, Hemiptera :Coreidae, the Pod Sucking Bug of Cowpea. Pakistan Journal of Biological Sciences, 8 (2) : 244-248.

Dabiré C.L., Ba N.M., Sanon A., Drabo I., & Bi K.F., 2010. Resistance mechanism to the pod-sucking bug *Clavigralla tomentosicollis* (Hemiptera: Coreidae) in the cowpea IT86D-716 variety. International Journal of Tropical Insect Science 30 (4) : 192-199.

Diaw S. C., 1999. Evaluation de la résistance variétale du niébé

- (*Vigna unguiculata* L. Walp.) à *Callosobruchus maculatus* (F.) Mémoire d'Ingénieur Agronome : Productions Végétales. ENSA (Thiès/Sénégal), 74 p.
- Dreyer H., 1994. Seed damaging field pests of Cowpea (*Vigna unguiculata*) in southern Benin, with special reference to *Clavigralla tomentosicollis* STAL (Het., Coreidae). Thesis of Doctor of Technical Sciences. Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, 186 p.
- Dzemo W.D., Augustine S.N. & Asiwe J., 2010. A comparative study of the bionomics of *Clavigralla tomentosicollis* Stl (Hemiptera: Coreidae) on three varieties of cowpea (*Vigna unguiculata* (L.) Walp). African Journal of Agricultural Research 5 (7) : 567-572.
- Egho E.O., 2011. Evaluation of Neem Seed Extract for the Control of Major Field Pests of Cowpea (*Vigna Unguiculata* L. Walp) under Calendar and Monitored Sprays. Advances in Environmental Biology 5(1) : 61- 66.
- FAO, 2001: On line FAO statistical Database, 2001I2002. <http://appsfoa.org/>
- Gwinner J., Harnisch R. et Muck O. 1996. Manual on the prevention of post harvest seed losses, post harvest project, GTZ, D-2000, Hamburg, FRG, p. 294.
- Jackai L. E. N. & Oyediran I. O., 1991. The potential of neem *Azadirachta indica* (A. Juss) for controlling post-flowering pests of cowpea *Vigna unguiculata* (L.) Walp-1. The pod borer *Maruca testulalis*. Insect Science and its Applications 12: 103-109.
- Jackai L. E., 1984. Studies on the feeding behaviour of *Clavigralla tomentosicollis* Stal. (Hemiptera, Coreidae) and their potential use in bioassays for host plant resistance. Journal of Applied Entomology. 98: 344-350.
- Jackai L.E.N., 1993. The use of neem in controlling cowpea pests. IITA Research. 7 : 5-11.
- MA., 2018. Rapport d'évaluation de la campagne agricole d'hivernage 2017 et perspectives alimentaires 2017-2018. Direction générale des ressources, direction des statistiques, 42 p.
- Mille C., 2003. La punaise de l'avocat (*Amblypelta bilineata* Stal) : Actualisation des connaissances sur le principal ravageur de l'avocatier. In : Les cahiers de l'agriculture et de l'environnement. La province des Îles loyauté. 6-8.
- Ntare B., R., 1989. Intercropping cowpea with millet. IITA research brief 9, 4 p5. OBOPAF, 2004. Expansion du commerce intra et inter-régional entre les pays de la CEMAC et de l'UEMOA : Etude de l'offre et la demande sur des produits alimentaires. République du Bénin, 189 p.
- Oyerinde A.A., Chuwang P.Z. & Oyerinde G.T., 2013. Evaluation of the effects of climate change on increased incidence of cowpea pests in Nigeria. The Journal of Plant Protection Sciences, 5 (1) : 10-16.
- Oyewale R.O., Bello L.Y., Idowu G.A., Ibrahim H.M., & Isah A.S., 2014. Rate of insecticide formulations on the damage assessment, yield and yield components of cowpea, International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences. 3 (2) : 841-850. <http://www.ijcmas.com/vol-3-2/R.O.Oyewale,%20et%20al.pdf>.
- Panizzi A. R. & Parra J. R. P., 1991. Ecologia nutricional de insetos e suas implicações no manejo de pragas. Manole, São Paulo, 359 p.
- Rabé M.M., Ibrahim B., Razack A., Lawali S., Laouali A., Barry P. & Saadou M., 2017. Les déterminants socioéconomiques de l'adoption des technologies améliorées de production du niébé diffusées par les champs écoles paysans dans les régions de Maradi et Zinder au Niger. International Journal of Biological and Chemical Sciences, 11(2) : 744-756.
- Singh S.R. & Jackai L.E.N., 1985. Insect pests of cowpeas in Africa: their life cycle, economic importance and potential for control, 217-231. In Cowpea Research, Production and Utilization (edited by S. R. Singh and K. O. Rachie). John Wiley and Sons, Chichester, New York.
- Tano K. C., Aboua L. R. N., Séri-Kouassi B., P., Ouali N'goran S-W. M. & Allou K., 2011. Etude de quelques paramètres biologiques de *Pseudotheraptus devastans* Distant (Hemiptera : Coreidae) sur les noix de *Cocos nucifera* L de la variété PB 121+ à la station Marc Delorme (Côte d'Ivoire). Sciences & Nature 8 (1) : 13-21.
- Tarawali S. A., Singh B. B., Peters M. & Blade S. F., 1997. Cowpea haulms as fooder ; In Advances in cowpea research. Sayce Publishing, Devon, UK, 313-325.
- Van Reenen J. A., 1973. Behaviour and biology of *Leptoglossus membranaceus* (Fabricius) in the Transvaal, with description of the genitalia (Hemiptera: Coreidae). Annals of the Transvaal-Museum, 28 (14) : 257-286.
- Way M. J., 1953. Studies of *Theraptus* sp. (Coreidae), the cause of gumming of coconuts in East Africa. Bulletin of Entomological Research, 44: 657- 667.



# Apport de la minéralogie et de la cristallogénie à la connaissance des conditions de mise en place de l'intrusion mafique-ultramafique à Ni-Cu-EGP de Samapleu (complexe lité Yacouba, ouest de la Côte d'Ivoire)

Gnamba Emmanuel Franck GOUEDJI\*, Marc-Antoine AUDET<sup>2</sup>, Yacouba COULIBALY<sup>3</sup>, Christian PICARD<sup>4</sup>, Naomi OUATTARA<sup>5</sup>, Bouaké BAKAYOKO<sup>2</sup>

1 : Université de Man - BPV20 Man - Côte d'Ivoire

2 : Sama Nickel-CI sarl, 2 plateaux Vallons, 28 BP 1467, Abidjan 28, Côte d'Ivoire

3 : LGSM, UFR STRM, Université Félix HOUPOUËT-BOIGNY d'Abidjan (Cocody) 22 BP 582 Côte d'Ivoire

4 : Université de Franche-Comté (UMR 6249), 16, route de Gray, 25000 Besançon, France.

5. BNETD Cocody-Côte d'Ivoire, 04 BP 945, Abidjan 04, Côte d'Ivoire.

\*Auteur correspondant: [gouedjiemmanuel@gmail.com](mailto:gouedjiemmanuel@gmail.com); BPV20 Man - Côte d'Ivoire.

## Résumé

Le dyke de Samapleu est localisé dans les régions de Biankouma et de Sipilou (Ouest de la Côte d'Ivoire). Selon la chimie des minéraux de cette intrusion, elle se serait formée à partir d'un magma d'origine mantellique de composition basaltique par cristallisation fractionnée ; caractérisé par de faibles teneurs en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$ , un enrichissement modéré en fer (2 à 6 %) dans les CPX et des valeurs en MgO élevées au sein des minéraux des lithologies des occurrences de l'Extension 1 et de la zone principale de Samapleu.

Par ailleurs, les lithologies de cette intrusion présentent des structures pétrographiques (kinks de déformation, des extinctions onduleuses) et des caractéristiques cristallogéniques et minéralogiques (teneurs élevées en aluminium dans les OPX, fortes teneurs en anorthite dans les espèces de plagioclase, présence d'hercynite et de magnétite chromifère). Ces caractéristiques semblent indiquer que l'intrusion de Samapleu (2,09 Ga) a pu être métamorphosée dans le faciès granulite ; alors que le métamorphisme granulitique décrit dans cette région et ayant affecté l'encaissant granulitique de l'intrusion de Samapleu a été daté du Libérien (2,8 Ga). Ces caractéristiques qui correspondent à celles d'un métamorphisme granulitique sont en réalité la résultante des conditions de mise en place de l'intrusion ( $P = 7,5 \pm 1$  kbar et  $T = 850^\circ\text{C} \pm 100^\circ\text{C}$ ) ; c'est-à-dire une mise en place en base de croûte à environ 22 km. Ainsi, l'intrusion de Samapleu pourrait être contemporaine de la convergence tectonique éburnéenne entre la croûte birimienne et la croûte archéenne entre 2,1 et 2,05 Ga.

**Mots clés:** Minéralogie et cristallogénie, Dyke de Samapleu, Complexe lité Yacouba, Archéen - Paléoproterozoïque, Côte d'Ivoire.

## Abstract

The Samapleu dyke is located in the Biankouma and Sipilou regions (western Ivory Coast).

According to the mineral chemistry of this intrusion, it is formed from a magma of mantle origin of basaltic composition by fractional crystallization; characterized by low contents of  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{TiO}_2$ , moderate iron enrichment (2-6%) in CPX and high MgO values in the lithologies of Extensions 1 and Main Zone occurrences of Samapleu.

Moreover, this intrusion lithologies present petrographic structures (deformation kinks and undulous extinction), crystal-chemical and mineralogical characteristics (high aluminum content in OPX, high anorthite content in plagioclase species, presence of hercynite and chromite magnetite). These features suggest that the Samapleu intrusion (2.09 Ga) could be metamorphosed into the granulite facies; while the granulitic metamorphism described in this region and affecting the granulitic host of the Samapleu intrusion has been dated to Liberian (2.8 Ga). These characteristics, which correspond to those of a granulitic metamorphism, are actually the result of the conditions of establishment of the intrusion ( $P = 7.5 \pm 1$  kbar and  $T = 850^\circ\text{C} \pm 100^\circ\text{C}$ ); a crust base emplacement at about 22 km. Therefore, Samapleu intrusion could be coeval of the Eburnean tectonic convergence between the birimian crust and the archean craton between 2.1 and 2.05 Ga.

**Keywords:** Mineralogy and crystal-chemistry, Samapleu dyke, Yacouba layered complex, Archean-Paleoproterozoic, Ivory Coast.

## 1. Introduction

Le dyke de Samapleu appartient au complexe Yacouba qui a été identifié en 2012 dans les régions de Biankouma et de Sipilou (Ouest de la Côte d'Ivoire), par la société minière Sama Nickel-CI. Le complexe Yacouba daté de 2,09 Ga (âge U/Pb obtenu sur rutile), est intrusif dans les granulites gneissiques archéens du domaine Kenema-Man de la dorsale de Man. Ce dyke contient la minéralisation sulfurée de Ni-Cu de Samapleu. Cette intrusion qui est constituée de trois entités à savoir l'occurrence principale (SM), l'Extension 1 (E1) et l'occurrence de Yorodougou (Yo), est composée d'unité mafique (gabbro-norite, norite, anorthosite) et d'unité ultramafique (péridotite, pyroxénite et chromitite).

Les caractéristiques pétrographiques et lithologiques de cette intrusion montrent des marqueurs de la déformation à haute température (contours rectilignes avec joints triples d'environ  $120^\circ$  par endroits, des kinks de déformation, des extinctions onduleuses). Ces observations semblent indiquer que cette intrusion a été affectée par un métamorphisme de haut grade. L'analyse pétrographique et cristallogénique permettra de relever les conditions de formation des lithologies et la probable influence d'un métamorphisme de haut grade sur l'intrusion.

Après le rappel des principales caractéristiques géologiques du dyke de Samapleu, l'article étudie la cristallogénie des minéraux de l'intrusion pour connaître les conditions de formation des

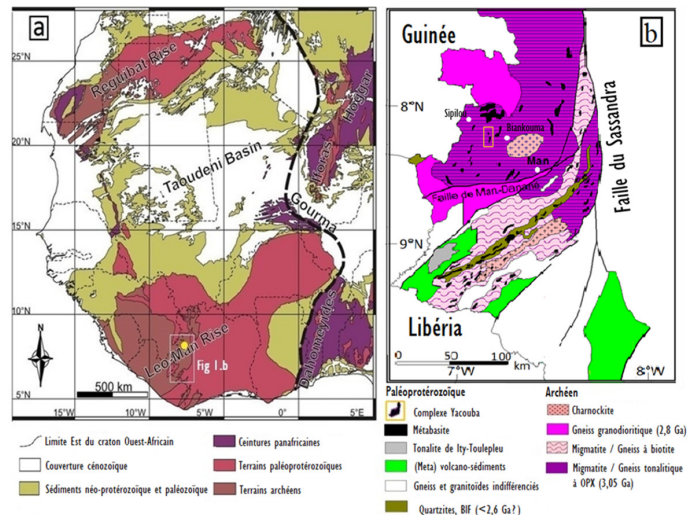
lithologies et identifier les phénomènes ayant affectés ce dyke.

## 2. Contexte géologique du dyke de Samapleu

Le dyke mafique et ultramafique de Samapleu est localisé au sud du craton ouest-africain (constitué de terrains archéens et paléoprotérozoïques) dans la dorsale Man-Leo (Fig. 1a, Berger et al., 2013).

En Côte d'Ivoire, la dorsale Man-Leo (Fig. 1a) a été affecté à l'ouest par les orogénèses Léonien (3,3-3,0 Ga) et Libérien (2,9-2,7 Ga), deux événements majeurs magmatiques et métamorphiques (Camil, 1981, 1984; Kouamelan et al., 1997) et à l'Est par l'orogénèse Éburnéenne (2,2-2,0 Ga; Pitra et al., 2010). La dorsale Man-Leo située à l'ouest, a été profondément remaniée à certains endroits durant l'événement tectono-métamorphique éburnéen, contemporain de la genèse des formations birimiennes (Kouamelan et al., 1997; Thieblemont et al., 2004; Gouedji et al., 2014; Kouamelan et al., 2015; Kouamelan et al., 2017).

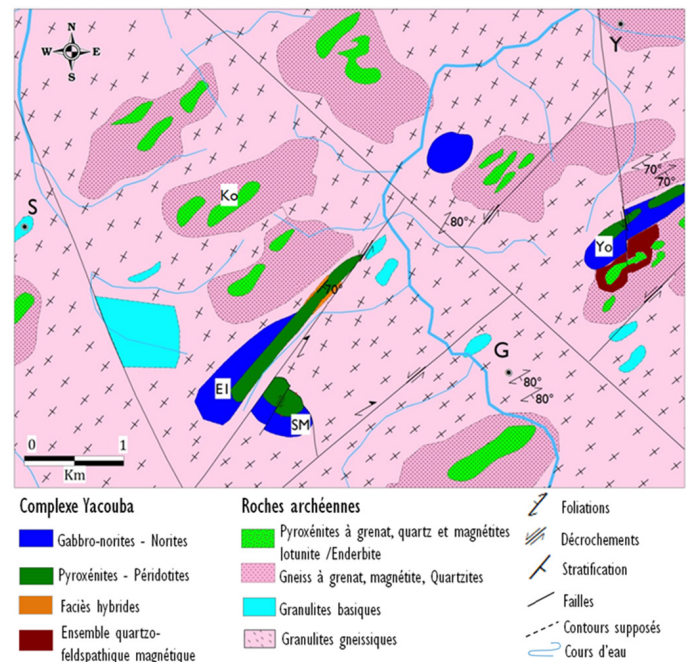
Le dyke de Samapleu (2,09 Ga, âge U-Pb obtenu sur rutile; Gouedji, 2014; Gouedji et al., 2014), appartient au complexe mafique-ultramafique Yacouba situé dans les régions de Biankouman et de Sipilou, au nord de la faille de Danane-Man (Fig. 1b).



**Figure 1 :** Cartes géologiques schématiques de la région d'étude. **a.** Bouclier Ouest-africain (Berger et al., 2013); **b.** Craton de Man dans l'ouest de la Côte d'Ivoire (Pitra et al., 2010); carré jaune = zone de Sipilou-Biankouman avec indication du complexe lité Yacouba (Gouedji et al. 2014).

Ce dyke est intrusif dans les formations granulitiques (3,05 Ga), charnockites et jotunites-enderbites (2,8 Ga; Kouamelan, 1996; Kouamelan et al., 1997; Pitra et al., 2010; Gouedji et al., 2014). Il comprend des assemblages ultramafiques (péridotite, pyroxénite et chromite), des assemblages mafiques (gabbro-norite, norite, anorthosite) et une zone hybride au contact de l'intrusion et de l'encaissant granulitique (Fig. 2, Gouedji et al. 2014; Gouedji, 2014). Ces formations sont minéralisées en sulfures de nickel-cuivre (pyrrhotite, pentlandite, chalcopryrite) et en minéraux du Groupe de Platine (MGP). Cette intrusion est composée de l'occurrence principale (SM), celle de l'Extension 1 (E1) et enfin celle de Yorodougou (Yo; Fig. 2). L'extension 1 s'étend sur plus de 2 km à la surface, varie de 60 à 200 m d'épaisseur, avec une direction NE-SO et un pendage de 70° - 80° vers le SE. Les horizons mafiques-ultramafiques sont disposés de manière rythmique et symétrique avec les lithologies ultramafiques en bordure, celles mafiques étant

au centre. L'occurrence de Yorodougou orientée ENE-OSO, a une longueur de 1,5 km en surface avec un pendage de 70° - 80° vers le SE. Celle de la zone principale, moins longue et de forme arrondie, est orientée NO-SE à SO-NE et a un pendage subvertical. En outre, les contacts entre les différentes lithologies de l'intrusion de Samapleu sont redressés.



**Figure 2 :** Carte géologique schématique de la zone de Samapleu comprenant les occurrences mafiques-ultramafiques de la zone principale - Extension 1 - Yorodougou avec les roches de la région (gneiss granulitiques, quartzites, jotunites et enderbites) Gouedji et al., 2014. Occurrence Extension 1 = E1; Occurrence de la zone principale = SM; Occurrence de Yorodougou = Yo; Samapleu = S; Gangbapleu = G; Yorodougou = Y.

Ces occurrences semblent former en surface un pli avec un axe subvertical et un plan axial parallèle à la foliation régionale (NE-SO). En profondeur (à environ 600 m de la surface du sol), à l'Extension 1, l'intrusion s'aplatit pour former un type de structure en entonnoir qui se connecte sur l'autre bord avec l'occurrence de la zone principale. Les deux occurrences (SM et E1) se rejoindraient pour former une seule entité avec une continuité latérale du corps mafique-ultramafique.

L'intrusion de Samapleu a été affectée par une déformation fragile; tout d'abord un ensemble de failles sénestres orientées NE-SO qui recoupent le pli et affectent les occurrences E1 et SM. Ensuite, dans la zone de SM, le dyke est affecté par une faille inverse de direction NO-SE avec un plongement de 40° à 50° vers le SO. Plus tardivement, des failles verticales orientées N-S, parallèles à la faille de Sassandra et une faille dextre orientée NO-SE recoupent les structures antérieures (Fig. 2; Gouedji et al., 2014). Ces failles ont des directions similaires aux directions observées dans les assemblages birimien (Coulibaly et al., 2012).

## 3. Approche méthodologique

La lithologie de l'intrusion de Samapleu a été caractérisée à partir de données de plus de 35000 m de forages carottés. Ces forages ont été décrits macroscopiquement et plus de 60 échantillons de roches ont été prélevés pour la confection de lames minces polies pour affiner la caractérisation des minéraux des différentes lithologies.

Les compositions chimiques des minéraux (silicates et oxydes) des occurrences SM et E1 de Samapleu ont été déterminées à la microsonde électronique. Les principaux minéraux analysés sont l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, l'amphibole, les spinelles, le plagioclase et la serpentine.

Les échantillons des occurrences E1 ont été analysés à la microsonde électronique de type JEOL JXA-8200 et de type JEOL JXA-8230 respectivement à l'Université de Lausanne en Suisse et à l'Institut Supérieur du Tertiaire (IST) de Grenoble en France. L'analyse pour la quantification de la composition chimique des minéraux s'est faite sous une tension d'accélération de 15 kV, une intensité du courant de 15 nA, un faisceau de 5 à 10 µm et un temps de comptage pouvant excéder les 10 secondes par élément analysé.

Les échantillons de l'occurrence SM ont été analysés à la microsonde électronique de type CAMEBAX au laboratoire mixte du BRGM-CNRS-Université d'Orléans en France. L'analyse des minéraux a été faite sous une tension d'accélération de 15kV, pour une intensité de courant de 10 ou 12 nA et un temps de comptage de 10 secondes.

Les diverses variétés de serpentines des péridotites des occurrences E1 et SM ont été caractérisées par la spectrométrie Raman à l'École Normale Supérieure (ENS) de Lyon. Cette analyse utilisée pour différencier les variétés structurales des serpentines avec des spectres référence (Lemaire, 2000 ; Auzende, 2003 ; Auzende et al., 2004 ; Groppo et al., 2006 ; Schwartz et al., 2012) se fait par couplage d'un microscope optique avec un spectromètre en excitant un matériau.

## 4. Résultats

### 4.1. Pétrographie du dyke de Samapleu

L'analyse d'une soixantaine échantillons de roches prélevées dans les zones SM et E1 (Tab. I) montrent à travers la pétrographie et la minéralogie des lithologies que les séquences mafiques-ultramafiques du dyke sont constituées de cumulats. Ces assemblages minéralogiques au sein des lithologies de l'intrusion sont résumés dans le tableau I.

Au sein de l'unité ultramafique du dyke de Samapleu, la péridotite (lherzolite, harzburgite et dunite) partiellement serpentinisée et magnétique (Fig. 3a) est composée majoritairement d'olivine (minéral cumulus) associée aux pyroxènes (orthopyroxène (OPX) et clinopyroxène (CPX)) et à l'amphibole, tous interstitiels subautomorphes à xénomorphes.

La chromitite comme la webstérite à spinelles et/ou chromite formant des bandes centimétriques à décimétriques sont magnétiques. Elles sont de couleur noire, massives, denses et composées de chromite et/ou de spinelles interstitiels avec des textures en filet (Fig. 3b) qui entourent les OPX, CPX et l'olivine. Accessoirement le plagioclase et la phlogopite interstitiels sont présents, de même que l'amphibole.

Dans la webstérite à olivine (Fig. 3c), l'OPX (environ 40 % de la roche) incrusté de chadocristaux d'olivine ou de CPX par endroit est un intercumulus. Les spinelles interstitiels comme l'amphibole, se trouvent par endroit en inclusion dans les pyroxènes. Certains échantillons de cette formation sont partiellement serpentinisés et magnétiques.

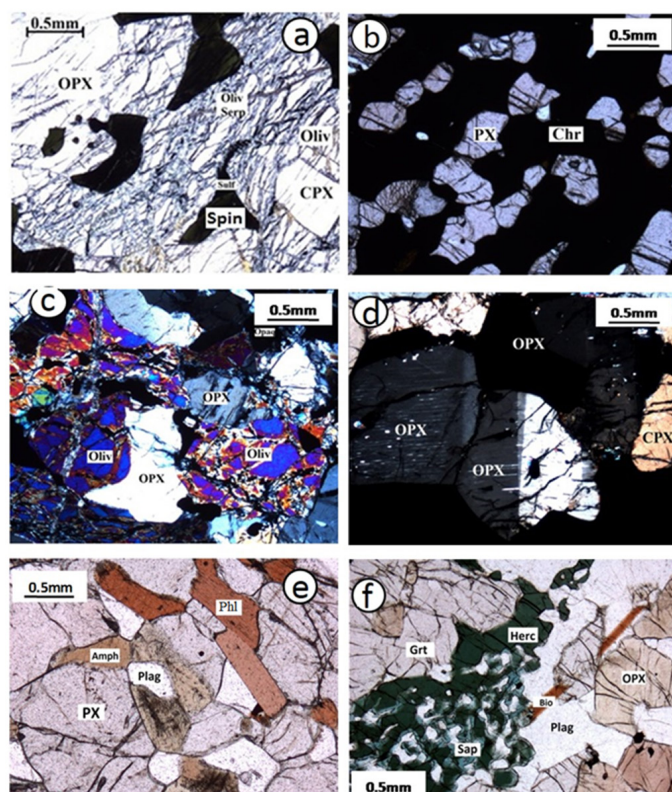
La webstérite est constituée majoritairement d'OPX et de CPX, automorphes à subautomorphes avec de rares cristaux d'olivine poecilites (Fig. 3d). Les CPX disparaissent par endroits et donnent lieu à des orthopyroxénites. Les spinelles allotriomorphes sont interstitiels ou en exsolution dans les pyroxènes avec de l'amphibole.

La webstérite à plagioclase est composée majoritairement de plagioclase xénomorphe à subautomorphe, interstitiel entre les cristaux d'OPX, de CPX et d'amphibole. Les spinelles sont disparates dans cette formation et la phlogopite est de plus en plus présente.

Au sein de l'unité mafique, le gabbro-norite est constitué essentiellement de plagioclase avec de faible proportion d'OPX, de CPX et d'amphibole. Les CPX sont disparates par endroits, laissant apparaître la norite. Les plagioclases subautomorphes, interstitiels aux pyroxènes, forment 30 à 40 % du gabbro-norite et de la norite. La proportion de plagioclase varie et peut atteindre 80 à 90 % de la roche pour former l'anorthosite. La phlogopite de plus en plus présente est automorphe (Fig. 3e). On peut noter la présence de rares cristaux de quartz.

La présence systématique d'amphibole est remarquable dans toutes les lithologies de l'intrusion de même que les minéraux opaques constitués essentiellement de sulfure.

Les minéraux comme l'olivine, les pyroxènes et les plagioclases



**Figure 3 :** Microphotographies de différentes séquences de l'intrusion de Samapleu.

**a.** Lherzolite serpentinisée avec spinelle et sulfure interstitiel; **b.** Chromitite avec chromite interstitielle formant un réseau en filet autour des pyroxènes; **c.** Webstérite à olivine avec olivine cumulus et orthopyroxène postcumulus; **d.** Webstérite avec pyroxènes à kinks de déformation et extinction onduleuse; **e.** Gabbro-norite avec phlogopite sub-automorphe; **f.** Faciès hybride avec saphirine et hercynite.

Oliv = olivine ; Opx = orthopyroxène ; Cpx = clinopyroxène ; PX = Pyroxène ; Serp = serpentine ; Plag = plagioclase ; Amph = amphibole ; Herc = hercynite ; Phl = Phlogopite ; Sap = saphirine ; Cord = cordiérite ; Sulf = sulfure ; Spin = spinelle CHR = chromite ; Grt = grenat.

Tableau I : Paragenèses minérales des lithologies du dyke de Samapleu

Lithologies	Zones	Forages	Échantillons	Chr	Oliv	Serp	OPX	CPX	Amph	Plagio	Spin	Mag	Phl	Qtz	Op
<b>Unité ultramafique</b>															
Chromitite	SM	S12	S12-63	+				+	+			+			+
	SM	S06	S06-59	+	+		+	+				+			+
	SM	S06	S06-32	+	+		+	+	+			+			+
	SM	S12	S12-76	+				+				+			+
	E1	SM24-661614	SM24-273,8	+	+		+	+	+	+			+		+
	E1	SM24-661614	SM24-102	+	+		+	+	+			+	+		+
Webstérite chromite	à SM	SM44-505224	SM445/39,9	+	+		+	+	+			+			+
	SM	SM44-505224	SM445/42,4	+	+		+	+	+			+	+		+
Webstérite spinelle	à E1	SM24-661614	SM24-271				+	+	+	+	+	+			
	E1	SM24-628651	SM24(b)/197,3				+	+	+		+	+			
Dunite	SM	S06	S06-74		+	+					+				
Lherzolite	E1	SM24-661614	SM24-182	+	+	+	+	+	+		+	+			
	E1	SM24-661614	SM24-83	+	+	+	+	+	+		+	+			
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-27,8		+	+	+	+	+		+	+			
	SM	SM44-450250a	SM44a-38,8		+	+	+	+	+		+	+			+
	SM	S06	S06-135		+		+	+			+	+			+
	SM	S06	S06-83		+		+	+			+	+			+
Harzburgite	SM	T2/2	T2/2-27		+		+				+				
	SM	S06	S06-116		+		+				+	+			
	SM	S12	S12-64		+		+		+		+				+
	SM	S16	S16-30		+		+		+		+				+
	SM	SM44-680289	SM44 (3)/110		+	+	+		+		+	+	+		+
Webstérite à olivine	E1	SM24-661614	SM24-217,5		+		+	+	+		+	+			
	E1	SM24-661614	SM24-118,4		+		+	+	+		+	+			
	E1	SM24-661614	SM24-67,8		+		+	+	+		+				
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-20,5		+	+	+	+	+		+				
	SM	SM44-517178	SM44-517/72		+	+	+	+	+		+	+			
	SM	SM44-680289	SM44 (3)/115		+	+	+	+	+		+	+	+		+
	SM	S06	S06-154		+		+	+			+				+
	SM	S12	S12-102b		+		+	+			+				+
Webstérite	E1	SM24-661614	SM24-156		+		+	+	+		+				
	E1	SM24-661614	SM24-97				+	+	+						+
	E1	SM24-661614	SM24-67,4		+		+	+	+						+
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-44,10				+	+	+		+				
	SM	SM44-450250a	SM44a-91,3				+	+	+	+					
	SM	S2A	S2A-2				+	+	+						+
	SM	SM44-517178	SM44-517/179				+	+	+						
	SM	SM44-525290	SM44-525/83				+	+	+		+		+		
	SM	S41	S41-76				+	+	+		+				+
Orthopyroxénite	SM	S06	S06-42		+		+	+	+		+				+
Webstérite plagioclase	à E1	SM24-661614	SM24-266				+	+	+	+			+		
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-47,3				+	+	+	+					+
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-74,6				+	+	+	+	+				
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-95,9				+	+	+	+			+	+	+
	SM	SM44-517178	SM44-517/65				+	+	+	+					+
	SM	SM44-525290	SM44-525/119				+	+	+	+			+		+
	SM	S3A	S3A-40				+	+	+	+					+
	SM	S12	S12-60				+	+	+	+	+				+
<b>Unité mafique</b>															
Gabbro-norite	E1	SM24-661614	SM24-251				+	+	+	+					
	E1	SM24-480735	SM24-480/352				+	+	+	+					+
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-117,8				+	+	+	+			+		+
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( b )	SM44b-130,1				+	+	+	+					
	SM	S M 4 4 - 4 5 0 2 5 0 ( c )	SM44c- 122				+	+	+	+					+
	SM	SM44-450250a	SM44a-103				+	+	+	+			+	+	+
	SM	S12	S12-62				+	+	+	+					
	SM	S2A	S2A-133				+	+	+	+					
Norite	SM	S12	S12-117				+		+	+					+
	SM	S12	S12-206				+		+	+					
Anorthosite	SM	S2A	S2A-79							+				+	
	SM	S18	S18-90							+					
	SM	S01	S01-45				+			+					+

SM = Zone Principale ; E1 = Extension 1 ; Chr = chromite ; Oliv = olivine ; Serp = serpentine ; Opx = orthopyroxène ; Cpx = clinopyroxène ; Amph = amphibole ; Plag = plagioclase ; Spin = spinelle ; Mag = Magnétite ; Phl = Phlogopite ; Qtz = Quartz ; Op = Minéraux Opaque.

des deux occurrences (E1 et SM) présentent des caractéristiques métamorphiques, notamment des contours rectilignes avec joints triples d'environ  $120^\circ$  par endroits, des kinks de déformation et des extinctions onduleuses. En outre, un faciès hybride (aux contacts intrusion-granulite) présente une paragenèse à orthopyroxène-saphirine-cordiérite-spinelle-sillimanite (Fig. 3f).

#### 4.2. Cristallochimie des minéraux du dyke de Samapleu

Les minéraux observés dans les lithologies de l'intrusion ont été caractérisés par leur chimie. Les principaux minéraux étudiés dans les zones E1 et SM sont l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le plagioclase, la serpentine, l'amphibole et les spinelles.

##### • Olivine

Dans le dyke de Samapleu, les cristaux d'olivine sont fortement magnésiens (le nombre Mg - Mg# fluctue entre 0,76 et 0,90). Les espèces d'olivine de la zone E1 ont des teneurs en forstérite (Fo) de 80 à 88 % et celles de la zone SM de 76 à 90 %. Ce sont donc des chrysolites (Roubault et al., 1963). Ceux contenus dans la chromitite sont les plus magnésiens avec des teneurs situées entre Fo<sub>87</sub> et Fo<sub>88</sub> à l'Extension 1 et entre Fo<sub>78</sub> et Fo<sub>90</sub> dans la zone SM (Tab. II). Les teneurs en NiO sont inférieures ou égales à 0,35 % dans l'intrusion de Samapleu et les teneurs cationiques en Ni sont inférieures à 2800 ppm (Tab. II), donc nettement inférieures à 3500 ppm (teneur normale de Ni cation dans une olivine mantellique).

##### • Pyroxènes

###### Orthopyroxènes

Les cristaux des orthopyroxènes du dyke de Samapleu sont magnésiens et correspondent à la bronzite et à l'hypersthène (Fig. 4a). Les signatures des OPX sont sensiblement les mêmes dans les deux zones (E1 et SM). Cela veut dire que le Mg# des cristaux des OPX varie entre 0,72 et 0,92 et que les OPX les plus magnésiens sont dans la chromitite ; les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont élevées et fluctuent entre 1 et 4 % ; le contenu en molécule de Ca-Tschermack's élevé varie entre 1 et 7 % et les teneurs sont toujours faibles en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<0,6 %) et TiO<sub>2</sub> (<0,2 % ; Tab. III et IV).

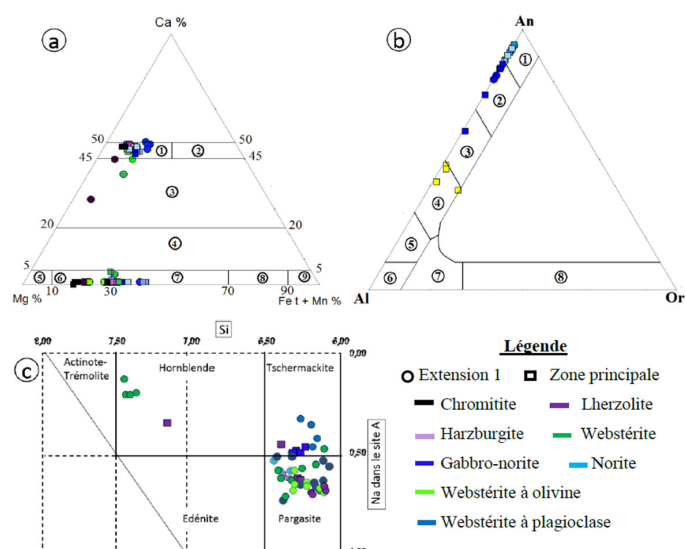
###### Clinopyroxènes

Les espèces de CPX de l'intrusion de Samapleu sont fortement magnésiennes (Mg# supérieurs à 0,85), particulièrement au sein de la chromitite et des péridotites. Le diagramme de Morimoto (1989) indique que les CPX de Samapleu sont majoritairement formés de diopside et accessoirement d'augite à l'Extension 1 avec un enrichissement modéré en fer (2 à 6 % ; Fig. 4a). Les signatures des CPX sont sensiblement les mêmes dans les deux zones (E1 et SM), avec des teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> relativement élevées (1 à 8 %), des valeurs en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<0,9 %), Na<sub>2</sub>O (<0,76 %) et TiO<sub>2</sub> (<0,7 %) relativement faibles dans l'ensemble, un pourcentage en molécules de Ca-Tschermack's très élevé avec une large variabilité atteignant 9 % dans la zone principale et 13 % dans l'Extension 1 (Tab. V et VI).

Le diagramme binaire Al<sup>4</sup> en fonction d'Al<sup>6</sup> situe les CPX de l'intrusion de Samapleu dans le champ des minéraux de roches ignées, métamorphisées dans le faciès granulite (réf. Fig. 6c).

##### • Plagioclase

Les plagioclases du dyke de Samapleu sont composés de plusieurs



**Figure 4 :** Caractérisation des minéraux des lithologies de l'intrusion de Samapleu. **a.** Diagramme de Morimoto (1989) pour les orthopyroxènes et clinopyroxènes ; 1 = Diopside ; 2 = Hédenbergite ; 3 = Augite ; 4 = Pigeonite ; 5 = Enstatite ; 6 = Bronzite ; 7 = Hypersthène ; 8 = Eulite ; 9 = Ferrosilite. **b.** Diagramme de Deer et al. (1983) pour les plagioclases ; 1 = Anorthite ; 2 = Bytownite ; 3 = Labrador ; 4 = Andésine ; 5 = Oligoclase ; 6 = Albite ; 7 = Anorthoclase ; 8 = Sanidine, Orthoclase, Microcline. **c.** Diagramme de Seyler (2007) pour les amphiboles

espèces (An<sub>38</sub> à An<sub>94</sub>, Tab. VII). Dans la zone SM, les espèces de plagioclase sont l'anorthite et la bytownite dans la webstérite à plagioclase et la norite ; l'anorthite, la bytownite et le labrador dans le gabbro-norite et l'andésine dans l'anorthosite (Fig. 4b).

Dans la zone E1, les espèces de plagioclase sont composées d'anorthite dans la webstérite à plagioclase et de bytownite dans le gabbro-norite (Fig. 4b). Les teneurs en anorthite varient peu au sein d'une même séquence. La teneur en Fk (orthoclase) est faible quelque que soit la lithologie (Tab. VII).

##### • Amphibole

Les espèces d'amphibole de l'intrusion de Samapleu sont magnésiennes (Mg# > 0,70), majoritairement alumineuses (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> autour de 13 %) et calciques (CaO 12 % en moyenne) avec des teneurs en Na<sub>2</sub>O (Na<sub>2</sub>O < 3 %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 2 %) et TiO<sub>2</sub> (TiO<sub>2</sub> < 2 %) relativement faibles. Ces amphiboles appartiennent au groupe des amphiboles calciques car dans le site B elles ont dans leur organisation structurale (Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Li) ≤ 0.50, (Ca, Na) ≥ 1.00 et Na < 0.50 (Leake et al., 2004). Les variations chimiques observées sont attribuées à une combinaison de substitution de tschermackite, de pargasite et d'hornblende. Les amphiboles se répartissent en deux groupes : celles très peu siliceuses (Si < 6,5) sont constituées de tschermackite et de pargasite, celles à Si > 6,5 forment des hornblendes (Fig. 4c ; Tab. VIII et IX). Dans le diagramme Na (M4) en fonction de Al<sup>6</sup> + Ti + Fe<sup>3+</sup>, ces amphiboles tombent dans le champ des minéraux formés à moyenne-haute pression (Fig. 6d).

##### • Serpentine

Les espèces de serpentine de Samapleu ont un Mg# variant entre

Tableau II : Analyses représentatives des olivines des zones Extension I et Principale

Site	Extension 1										Zone principale																		
Roche	Webstérite à olivine					Herzofite					Chromite					Chromite	Dunite		Herzofite			Harzburgite		Pyro à olivine					
Echantillons	SM1-1 67,8	SM24 -1- 118,4	SM1-217-5	SM24-1-83	SM1-182	SM24-1-102	506-31	506-59	506-74	506-83	506-135	T2/2-27	506-6	506-135	506-64	50-154	50-102b												
Analyses	73	386	46	53	58	429	432	1	13	19	479	482	484	32	24	58	59	64	65	92	93	58	71	80	71	108	105	122	
SiO <sub>2</sub> (%)	39,86	39,83	38,57	38,15	38,27	40,00	39,98	37,96	38,70	38,50	40,03	41,07	39,71	41,71	39,29	39,66	39,95	39,54	39,69	38,73	38,99	40,15	40,43	40,46	40,09	40,21	37,20	40,68	
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	-	0,01	0,03	-	0,03	-	-	-	-	-	0,02	-	0,02	-	-	-	-	-	0,02	0,01	0,06	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,01	0,01	-	0,05	-	-	-	-	-	0,05	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-	0,04	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	16,04	18,23	18,27	18,04	17,97	16,13	16,17	17,42	17,77	17,38	12,08	12,31	12,40	9,76	20,56	21,33	20,49	20,88	21,63	17,29	17,71	18,05	17,94	17,03	17,41	17,03	18,04	16,53	
MnO	0,34	0,23	0,26	0,19	0,19	0,31	0,22	0,30	0,33	0,30	0,15	0,18	0,18	0,17	0,24	0,19	0,21	0,36	0,29	0,43	0,19	0,10	0,35	0,24	0,18	0,24	0,45	0,20	
MgO	44,50	40,61	42,69	42,93	43,04	44,63	44,53	43,67	43,20	43,55	47,61	47,56	47,86	48,40	40,51	38,86	40,13	39,39	40,15	42,23	42,01	44,13	43,94	42,15	42,48	44,47	41,18	44,45	
CaO	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,02	-	0,02	-	-	-	-	-	0,03	0,04	-
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,11	0,02	0,04	0,01	0,08	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K <sub>2</sub> O	-	0,15	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	-	0,01	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	0,14	nd	0,19	0,25	0,28	nd	nd	0,33	0,30	0,30	nd	nd	nd	0,29	0,35	0,16	0,27	0,27	0,30	0,17	0,13	0,24	0,19	0,19	0,26	0,19	0,29	0,29	
Total	100,99	99,25	100,10	99,56	99,81	101,23	100,94	99,74	100,35	100,09	99,89	101,21	100,26	100,30	100,90	100,20	101,00	100,40	102,00	98,80	99,10	102,60	102,80	100,10	100,40	100,40	101,90	97,26	101,80
Ni cation (p.p.m)	1106	nd	1476	2000	2179	nd	nd	2565	2394	2343	nd	nd	nd	2278	2750	1257	2121	2121	2357	1335	1021	1885	1493	1493	2043	nd	2278	nd	
Si	1,00	1,02	0,99	0,98	0,98	1,00	1,00	0,97	0,98	0,98	0,99	1,00	0,98	1,02	1,00	1,02	1,02	1,02	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	1,02	1,01	1,01	1,00	0,98	1,01
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe	0,34	0,39	0,39	0,39	0,39	0,34	0,34	0,37	0,38	0,37	0,25	0,25	0,26	0,20	0,44	0,46	0,44	0,45	0,46	0,37	0,38	0,37	0,37	0,36	0,37	0,36	0,37	0,34	
Mn	0,01	-	0,01	-	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	-
Mg	1,66	1,55	1,63	1,64	1,64	1,66	1,66	1,67	1,64	1,65	1,76	1,73	1,77	1,76	1,54	1,49	1,52	1,51	1,52	1,62	1,61	1,63	1,62	1,59	1,60	1,60	1,65	1,62	1,64
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	-	nd	-	0,01	0,01	nd	nd	0,01	0,01	0,01	nd	nd	nd	0,01	0,01	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,01	nd	nd	nd
Total	3,00	2,98	3,01	3,02	3,02	3,00	3,00	3,03	3,02	3,02	3,01	3,00	3,02	2,98	3,00	2,98	2,98	2,99	2,99	3,00	3,00	3,01	3,00	2,98	2,99	3,00	3,02	2,99	
Forstérite	83,17	79,87	80,63	80,92	81,01	83,14	83,07	81,71	81,24	81,70	87,53	87,32	87,30	89,84	77,84	76,43	77,73	77,06	76,77	81,33	80,85	81,34	81,36	81,51	81,29	82,29	80,28	82,74	
Fayalite	16,83	20,13	19,37	19,08	18,99	16,86	16,93	18,29	18,76	18,30	12,47	12,68	12,70	10,16	22,16	23,57	22,27	22,94	23,23	18,67	19,15	18,66	18,64	18,49	18,71	17,71	19,72	17,26	
#Mg	0,83	0,80	0,81	0,81	0,81	0,83	0,83	0,82	0,81	0,82	0,88	0,87	0,87	0,90	0,78	0,76	0,78	0,77	0,77	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81	0,82	0,81	0,80	0,83

\*Note : (1) nombre d'Oxygène = 4O ; (2) nd = non déterminé ; (3) - : limite de détection

Tableau III: Analyses représentatives des orthopyroxènes de la zone Extension 1

Site	Extension 1											Zone principale																	
	Roche				Lherzollite				Chromitite			Chromitite		Dunite		Lherzollite			Harzburgite		Pyro à olivine								
Echantillons	S M 1 - 6 7, 8	SM24-1-118,4	SM1-217,5	SM24-1-83	SM1-182	SM24-1-102	S06-31	S06-59	S06-74	S06-83	S06-135	T2/2-27	S 0 6 - 1 3 5	S12-64	S 0 - 1 5 4	S 1 2 - 1 0 2 b													
Analyses	73	386	46	53	58	429	432	1	13	19	479	482	484	32	24	58	59	64	65	92	93	58	71	80	71	108	105	122	
SiO <sub>2</sub> (%)	39,86	39,83	38,57	38,15	38,27	40,00	39,98	37,96	38,70	38,50	40,03	41,07	39,71	41,71	39,29	39,66	39,95	39,54	39,69	38,73	38,99	40,15	40,43	40,46	40,09	40,21	37,20	40,68	
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	-	0,01	0,03	-	0,03	0,08	-	-	-	-	0,02	-	0,02	-	-	-	-	-	0,02	0,01	0,06	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,01	0,01	-	0,05	-	-	-	-	-	0,05	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-	0,04	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeO	16,04	18,23	18,27	18,04	17,97	16,13	16,17	17,42	17,77	17,38	12,08	12,31	12,40	9,76	20,56	21,33	20,49	20,88	21,63	17,29	17,71	18,05	17,94	17,03	17,41	17,03	18,04	16,53	
MnO	0,34	0,23	0,26	0,19	0,19	0,31	0,22	0,30	0,33	0,30	0,15	0,18	0,18	0,17	0,24	0,19	0,21	0,36	0,29	0,43	0,19	0,10	0,35	0,24	0,18	0,24	0,45	0,20	
MgO	44,50	40,61	42,69	42,93	43,04	44,63	44,53	43,67	43,20	43,55	47,61	47,56	47,86	48,40	40,51	38,86	40,13	39,39	40,15	42,23	42,01	44,13	43,94	42,15	42,48	44,47	41,18	44,45	
CaO	0,03	0,04	0,01	-	0,02	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,02	-	0,02	-	-	-	-	-	0,03	0,04	-
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,11	0,02	0,04	0,01	0,08	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K <sub>2</sub> O	-	0,15	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	-	-	0,01	0,29	0,35	0,16	0,27	0,27	0,30	0,17	0,13	0,24	0,19	0,19	0,19	0,26	0,29	0,29	nd
NiO	0,14	nd	0,19	0,25	0,28	nd	nd	0,33	0,30	0,30	nd	nd	nd	0,29	0,35	0,16	0,27	0,27	0,30	0,17	0,13	0,24	0,19	0,19	0,26	0,29	0,29	0,29	nd
Total	100,99	99,25	100,10	99,66	99,81	101,23	100,94	99,74	100,35	100,09	99,89	101,21	100,26	100,30	100,90	100,20	101,00	100,40	102,00	98,80	99,10	102,60	102,80	100,10	100,40	101,90	97,26	101,80	
Ni cation (p.p.m)	1106	nd	1476	2000	2179	nd	nd	2565	2394	2343	nd	nd	nd	2278	2750	1257	2121	2121	2357	1335	1021	1885	1493	1493	2043	nd	2278	nd	
Si	1,00	1,02	0,99	0,98	0,98	1,00	1,00	0,97	0,98	0,98	0,99	1,00	0,98	1,02	1,00	1,02	1,02	1,02	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	1,02	1,01	1,00	0,98	1,01	
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe	0,34	0,39	0,39	0,39	0,39	0,34	0,34	0,37	0,38	0,37	0,25	0,25	0,26	0,20	0,44	0,46	0,44	0,45	0,46	0,37	0,38	0,37	0,37	0,36	0,37	0,35	0,40	0,34	
Mn	0,01	-	0,01	-	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	
Mg	1,66	1,55	1,63	1,64	1,64	1,66	1,66	1,67	1,64	1,65	1,76	1,73	1,77	1,76	1,54	1,49	1,52	1,51	1,52	1,62	1,61	1,63	1,62	1,59	1,60	1,65	1,62	1,64	
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	-	nd	-	0,01	0,01	nd	nd	0,01	0,01	0,01	nd	nd	nd	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	0,01	nd	0,01	nd	nd
Total	3,00	2,98	3,01	3,02	3,02	3,00	3,00	3,03	3,02	3,02	3,01	3,00	3,02	2,98	3,00	2,98	2,98	2,99	2,99	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	2,98	2,99	3,00	3,02	2,99
Forstérite	83,17	79,87	80,63	80,92	81,01	83,14	83,07	81,71	81,24	81,70	87,53	87,32	87,30	89,84	77,84	76,43	77,73	77,06	76,77	81,33	80,85	81,34	81,36	81,51	81,29	82,29	80,28	82,74	
Fayalite	16,83	20,13	19,37	19,08	18,99	16,86	16,93	18,29	18,76	18,30	12,47	12,68	12,70	10,16	22,16	23,57	22,27	22,94	23,23	18,67	19,15	18,66	18,64	18,49	18,71	17,71	19,72	17,26	
#Mg	0,83	0,80	0,81	0,81	0,81	0,83	0,83	0,82	0,81	0,82	0,88	0,87	0,87	0,90	0,78	0,76	0,78	0,77	0,77	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81	0,82	0,81	0,82	0,80	0,83

\*Note : (1) nombre d'Oxygène = 6 O ; (2) nd = non déterminé ; (3) - : limite de détection







Tableau VI : Analyses représentatives des clinopyroxènes de la zone principale

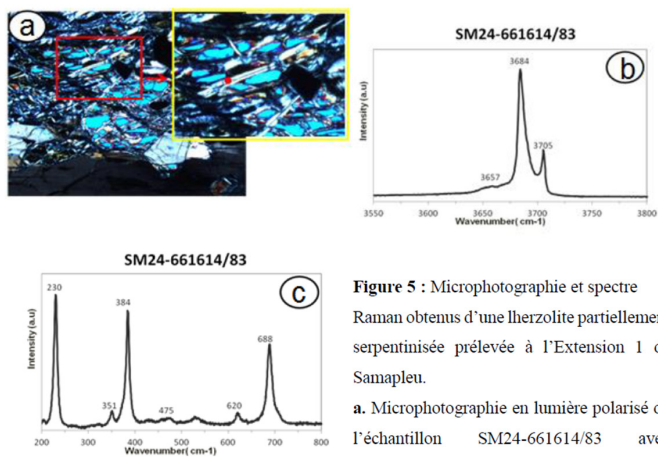
Sites	Zone principale	Webstérite à olivine										Webstérite à plagioclase									
Roches	Webstérite à olivine	Herzolitite	Harzburgite			Webstérite à olivine			Webstérite à plagioclase			Webstérite à olivine			Gabbro-norite			Norite	Chromitite		
Echantillons	S06-154	S 1 2 - 1 0 2 b	S06-83	S06-135	T2/2-27	S2A-2	S12-61	S41-76	S118	S12-62	S2A-133	S12-102	S06-31								
Analyses	95	120	66	87	63	64	67	77	26	98	109	110	118	104	103	156	116	8	9		
SiO <sub>2</sub>	48,63	52,91	54,11	50,45	52,39	52,87	52,77	52,97	51,10	52,52	52,46	52,61	52,90	53,07	52,74	51,35	54,04	53,63	53,59		
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,32	0,18	0,24	0,31	0,25	0,26	0,22	0,08	0,36	0,22	0,23	0,19	0,08	0,29	0,59	0,38	0,23	0,31		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,81	3,22	2,48	3,79	4,24	3,61	3,67	3,91	3,93	4,74	2,94	3,39	2,63	3,69	4,11	4,16	2,35	2,18	2,45		
FeO <sub>T</sub>	4,03	3,51	3,94	3,49	4,33	4,58	3,55	4,09	5,32	4,19	3,78	4,17	4,12	4,74	4,75	4,47	3,99	2,73	2,42		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	0,60	-	1,48	1,43	2,00	0,02	1,30	1,67	2,51	1,09	1,09	1,06	-	0,46	-	0,04	-	-		
FeO	1,15	2,97	3,94	2,16	3,04	2,78	3,53	2,92	3,82	4,19	1,52	3,19	3,17	4,74	4,34	4,47	3,96	2,73	2,42		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,24	0,13	0,01	0,16	0,10	0,11	0,03	0,31	0,92	0,09	0,19	0,21	0,37	0,25	0,42	0,46	0,48	0,33		
MnO	0,20	0,09	0,06	0,07	0,12	0,14	0,18	0,13	0,06	0,90	0,08	0,08	0,07	0,19	0,07	0,03	0,16	0,16	0,10		
MgO	14,81	16,63	16,05	15,32	15,59	16,20	16,70	15,94	14,79	14,54	16,66	16,30	16,60	15,55	15,20	14,58	16,03	16,46	16,68		
CaO	23,74	23,69	23,36	23,91	24,52	24,27	24,11	24,13	22,75	22,56	24,26	23,67	23,50	22,30	23,39	22,86	23,99	23,29	23,57		
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,09	0,30	0,08	0,12	0,12	-	0,13	0,38	0,62	0,12	0,10	0,10	0,37	0,40	0,34	0,33	0,34	0,28		
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,02		
NiO	-	-	-	-	-	-	0,03	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02		
Total	95,66	100,70	100,61	97,36	101,78	102,14	101,40	101,70	98,73	101,40	100,60	100,70	100,00	100,40	101,20	98,80	101,70	99,52	99,74		
Si	1,86	1,91	1,96	1,89	1,88	1,89	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,91	1,92	1,93	1,91	1,90	1,94	1,96	1,95		
Al <sup>IV</sup>	0,14	0,09	0,04	0,16	0,12	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,08	0,07	0,09	0,10	0,06	0,04	0,05		
Al <sup>VI</sup>	0,03	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,10	0,03	0,05	0,04	0,09	0,08	0,09	0,04	0,05	0,06		
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,02	-	0,04	0,04	0,05	-	0,04	0,05	-	0,07	0,03	0,03	-	0,01	-	-	-	-		
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,09	0,12	0,07	0,09	0,08	0,11	0,09	0,12	0,13	0,05	0,10	0,10	0,14	0,13	0,14	0,12	0,08	0,07		
Cr	0,84	0,01	0,87	0,86	0,84	0,86	0,90	0,85	0,82	0,78	0,90	0,88	0,90	0,84	0,82	0,81	0,86	0,90	0,90		
Mn	0,01	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	-	0,03	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-		
Ti	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01		
Ca	0,97	0,92	0,91	0,96	0,94	0,93	0,93	0,93	0,91	0,87	0,94	0,92	0,92	0,87	0,91	0,91	0,92	0,91	0,92		
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02		
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Total	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	3,99	4,00	3,99	3,99		
Mg #	0,96	0,91	0,88	0,93	0,90	0,91	0,89	0,91	0,87	0,86	0,95	0,90	0,90	0,85	0,86	0,85	0,88	0,91	0,92		
Mg %	43,25	46,61	45,75	44,40	43,66	44,64	46,23	44,71	43,29	43,25	45,94	45,66	46,20	45,28	43,78	43,48	45,02	47,27	47,61		
Fe t + Mn%	6,93	5,66	6,40	5,79	6,99	7,30	5,79	6,64	8,84	8,51	5,97	6,68	6,57	8,06	7,80	7,53	6,55	4,66	4,04		
Ca %	49,82	47,72	47,86	49,81	49,35	48,06	47,97	48,65	47,86	48,23	48,09	47,66	47,20	46,67	48,42	48,99	48,43	48,07	48,35		
En %	44,25	45,26	43,55	43,72	42,62	44,43	44,73	43,62	41,93	39,29	46,56	44,71	45,60	42,33	41,26	40,43	42,99	44,97	45,39		
Fs %	2,27	4,67	6,09	3,57	4,85	4,50	5,58	4,68	6,17	7,73	2,51	5,03	5,00	7,53	6,72	7,00	6,20	4,43	3,85		
Wo %	49,04	43,27	42,85	45,98	44,68	45,45	43,12	44,15	43,60	39,03	43,78	44,50	44,50	39,75	42,07	41,01	43,97	43,30	43,41		
Ac %	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ca-Tsch %	2,81	5,28	4,90	5,44	6,14	4,08	5,82	6,02	5,27	8,61	2,02	5,12	3,71	7,55	6,34	7,46	3,40	4,25	4,52		
Ti-Tsch %	1,09	0,88	0,49	0,69	0,86	0,69	0,70	0,61	0,23	0,98	0,62	0,64	0,53	0,22	0,79	1,65	1,03	0,63	0,85		
ES %	-	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	-	-		
KO%	0,03	0,64	0,37	0,03	0,46	0,29	-	0,09	0,93	2,64	0,27	0,55	0,61	1,07	0,72	1,24	1,31	1,39	0,95		

\*Note : (1) nombre d'Oxygène = 6 O ; (2) ; nd = non déterminé ; (3) - : limite de détection

0,867 et 0,987. La plupart des cristaux de serpentine analysés sont magnésiens mais d'autres le sont moins avec des valeurs en FeO total atteignant parfois 9 % (Tab. VII). Les spectres obtenus à la spectrométrie Raman sur des échantillons de serpentine provenant de la lherzolite des zones E1 et SM indiquent exclusivement la lizardite. Ce dernier est reconnaissable notamment sur les hautes fréquences par les deux raies caractéristiques à 3684 cm<sup>-1</sup> et 3705 cm<sup>-1</sup> qui correspondent aux liaisons OH, ce qui est confirmée par les raies de basses fréquences (Fig. 5).

• **Spinelles**

Les spinelles de l'intrusion de Samapleu (E1, SM) se répartissent



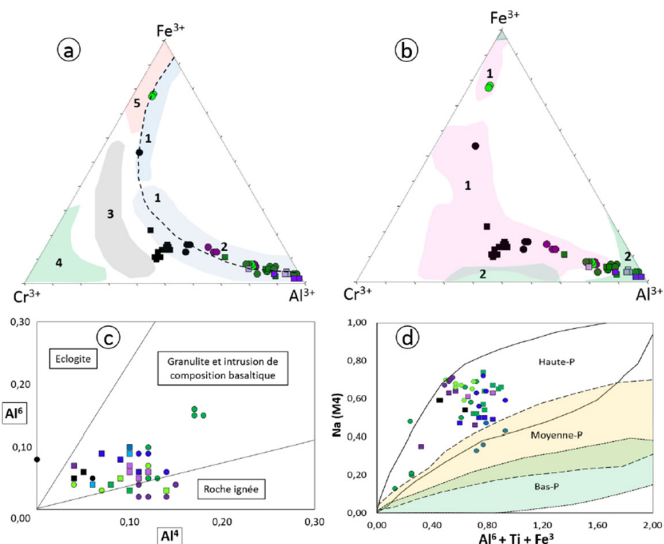
**Figure 5 :** Microphotographie et spectre Raman obtenus d'une lherzolite partiellement serpentinisée prélevée à l'Extension 1 de Samapleu. **a.** Microphotographie en lumière polarisée de l'échantillon SM24-661614/83 avec indication de la zone d'analyse (point rouge) ; **b.** Spectre Raman pour les hautes fréquences de la serpentine de Samapleu ; **c.** Spectre Raman pour les basses fréquences de la serpentine de Samapleu.

: b. Spectre Raman pour les hautes fréquences de la serpentine de Samapleu ; c. Spectre Raman pour les basses fréquences de la serpentine de Samapleu.

**Figure 5 :** Microphotographie et spectre Raman obtenus d'une lherzolite partiellement serpentinisée prélevée à l'Extension 1 de Samapleu. **a.** Microphotographie en lumière polarisée de l'échantillon SM24-661614/83 avec indication de la zone d'analyse (point rouge) ; **b.** Spectre Raman pour les hautes fréquences de la serpentine de Samapleu ; **c.** Spectre Raman pour les basses fréquences de la serpentine de Samapleu.

en trois grands groupes de spinelles (spinnelle alumineux, spinnelle chromifère et spinnelle ferrifère) impliquant une large variation du Mg# (Tab. X et XI). Suivant la classification de Deer et al. (1992), ces spinelles sont composés majoritairement de spinnelle (ss), de chromite, de magnétite, d'hercynite. En faible proportion on trouve la magnésio-chromite, la magnésioferrite et accessoirement la gahnite (inférieur à 2 %). La teneur en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans les chromitites varie de 20 à 39 % et celle en titane (TiO<sub>2</sub>) est inférieure à 2,40 %.

Selon les diagrammes triangulaires de Suita et Strieder (1996), les spinelles des zones E1 et SM sont rigoureusement alignés sur la ligne marqueuse du métamorphisme de haut grade (faciès amphibolite supérieur à granulite) à l'exception de la chromitite de la zone SM (Fig. 6a). Dans ce même diagramme, pour Barnes et Roeder (2001), les spinelles des zones SM et E1 correspondraient à des spinelles provenant d'une intrusion de type stratiforme et métamorphisée dans un faciès de haute grade (Fig. 6b).



**Figure 6 :** Diagrammes de caractérisation des conditions de formation des minéraux de l'intrusion de Samapleu. **a.** Spinelles dans le diagramme Al<sup>3+</sup> - Cr<sup>3+</sup> - Fe<sup>3+</sup> de Suita et Strieder (1996) ; **b.** Spinelles dans le diagramme Al<sup>3+</sup> - Cr<sup>3+</sup> - Fe<sup>3+</sup> de Barnes et Roeder (2001) ; **c.** CPX dans le diagramme Al<sup>6</sup> - Al<sup>4</sup> de Aoki et Kushiro (1968) ; **d.** Amphiboles dans le diagramme Na (M4) versus Al<sup>6</sup> + Ti + Fe<sup>3+</sup> de Zhao et Zhou (2006).

**5. Discussion**

L'intrusion de Samapleu (occurrences E1 et SM) se compose d'unités cumulatives mafiques (gabbro-norite, norite, anorthosite) et ultramafiques (péridotite, pyroxénite et chromitite). L'évolution de ces séquences cumulatives, la pétrographie et la minéralogie des lithologies indiquent l'ordre suivant de mise en place: (i) péridotite et chromitite; (ii) ensemble pyroxénitique, enfin (iii) les séquences mafiques (Gouedji 2014). Les teneurs en Mg# toujours élevées dans les minéraux de la chromitite ainsi que les lithologies riches en olivine confirment que la chromitite et les lithologies riches en olivine se sont formées en premier lors de la mise en place de l'intrusion.

Les valeurs relativement faibles en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> dans les cristaux de CPX montrent que ces derniers ont conservé des traces d'une origine magmatique primitive (Jagoutz et al., 2007). De plus, leur enrichissement modéré en fer (2 à 6 %) indique une différenciation magmatique (Khan et al., 1989). Les valeurs élevées en MgO dans les minéraux impliqueraient une origine mantellique de l'intrusion. Toutes les caractéristiques chimiques de ces minéraux indiquent que l'intrusion de Samapleu provient d'un magma d'origine mantellique qui se serait formé par cristallisation fractionnée. En outre, les valeurs des teneurs cationiques en Ni (inférieures à 2800 ppm) en rapport avec des teneurs en forstérite (Fo<sub>78</sub> et Fo<sub>90</sub>) des olivines de l'intrusion caractérisent une intrusion litée (Naldrett, 1989). Ces teneurs nettement inférieures à 3500 ppm (teneur normale de Ni cation dans une olivine mantellique) expliqueraient en partie la présence de sulfure riche en Ni au sein du dyke de Samapleu (Ouattara, 1998 ; Gouedji, 2014 ; Gouedji et al, 2014).

Plusieurs signatures caractéristiques d'un métamorphisme de haut grade ont été recensées dans certains minéraux de l'intrusion de Samapleu : (i) présence de kinks de déformations, d'extinctions onduleuses ; (ii) présence abondante d'aluminium dans des OPX

Tableau VII: Analyses représentatives des plagioclases et de la serpentine des zones Extension 1 et Principale

Plagioclase											Serpentine																			
Site	Extension 1			Zone principale			Anorthosite					Site	Extension 1		Lherzofite															
Roches	Webstérite à plagioclase			Gabbro-norite			Gabbro-norite					Roche	Webstérite à olivine																	
Echantillons	SM-24-1-266			S M - 24-1- 25 1			S2A-2 S3A-40					Ech	SM1-67,8		SM24-1-118,4		SM24-83		SM1-182											
Analyses	263	268	281	227	235	24	33	43	48	105	151	117	119	127	141	124	133	131	137	138	Anal	56	59	411	420	444	449	2	25	
SiO <sub>2</sub> (%)	44,09	43,92	44,33	46,48	45,88	44,48	46,11	46,37	44,88	45,49	45,82	47,48	49,33	46,75	53,42	46,95	59,49	59,17	57,35	57,82	SiO <sub>2</sub>	41,77	42,89	39,71	41,80	36,93	43,65	40,46	40,52	
TiO <sub>2</sub>	-	-	0,02	0,03	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	TiO <sub>2</sub>	-	0,02	0,03	-	0,19	0,02	0,04	0,03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,29	35,75	35,91	33,35	33,24	35,77	36,01	35,17	35,89	37,31	35,01	36,82	33,10	34,93	30,62	36,67	26,53	28,21	29,62	29,08	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,01	0,05	-	1,20	-	-	-	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,01	-	0,13	0,03	0,02	-	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,21	0,06	-	-	0,23	0,11	0,08	0,50	-	0,03	0,01	0,58	0,61	0,04	0,06	-	0,06	0,01	0,20	FeO <sub>T</sub>	2,07	4,28	9,26	2,01	9,59	1,01	2,18	3,41	
MnO	-	0,02	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	MnO	-	0,05	0,12	-	0,11	0,02	0,06	0,10	
MgO	0,32	0,01	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	MgO	41,38	38,85	38,38	42,17	35,02	42,66	40,91	39,91	
CaO	18,75	19,43	19,36	17,70	17,88	18,59	18,94	18,05	18,86	18,09	17,68	18,13	15,34	17,05	12,53	17,59	7,72	8,43	9,62	9,35	CaO	0,01	0,04	0,03	0,01	0,20	0,04	0,05	0,03	
Na <sub>2</sub> O	0,92	0,67	0,83	2,06	1,69	0,75	0,98	1,28	0,62	0,74	1,06	1,37	2,78	1,68	4,32	1,46	5,78	6,41	5,64	5,75	Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,05	-	0,02	0,04	0,04	-	
K <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	-	-	0,03	-	0,01	0,06	-	0,12	-	1,68	0,21	0,18	0,31	K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	ZnO	-	0,03	nd	nd	nd	nd	0,06	-	
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	NiO	0,12	0,04	nd	nd	nd	nd	0,29	0,23	
Total	99,70	100,00	100,50	99,70	98,80	99,80	102,20	101,00	100,80	101,70	99,60	103,80	101,20	101,00	101,10	102,70	101,20	102,50	102,40	102,50	Total	85,38	86,24	87,68	86,00	83,41	87,45	84,14	84,23	
Si	2,05	2,03	2,04	2,15	2,14	2,06	2,08	2,11	2,06	2,06	2,11	2,10	2,23	2,13	2,39	2,10	2,63	2,58	2,51	2,53	Si	1,99	2,04	1,92	1,97	1,89	2,01	1,96	1,97	
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ti	-	-	-	-	0,01	-	-	-	
Al	1,93	1,95	1,95	1,82	1,83	1,95	1,92	1,89	1,94	1,99	1,90	1,92	1,76	1,87	1,62	1,93	1,38	1,45	1,53	1,50	Al	-	-	-	-	0,07	-	-	-	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Cr	-	-	-	-	0,01	-	-	-	
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,01	-	-	-	0,01	-	-	0,02	-	-	-	0,02	0,02	-	-	-	-	-	0,01	Fe	0,08	0,17	0,38	0,08	0,41	0,04	0,09	0,14	
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mn	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-	
Mg	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mg	2,94	2,75	2,77	2,97	2,67	2,93	2,96	2,90	
Ca	0,93	0,96	0,96	0,88	0,89	0,92	0,92	0,88	0,93	0,88	0,87	0,86	0,74	0,83	0,60	0,84	0,37	0,39	0,45	0,44	Ca	-	-	-	-	0,01	-	-	-	
Na	0,08	0,06	0,07	0,19	0,15	0,07	0,09	0,11	0,06	0,06	0,09	0,12	0,24	0,15	0,37	0,13	0,50	0,54	0,48	0,49	Na	-	-	0,01	-	-	-	-	-	
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	0,01	0,01	0,02	K	-	-	-	-	-	-	-	-	
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	Zn	-	-	nd	nd	nd	nd	-	-	
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	Ni	-	-	nd	nd	nd	nd	0,01	0,01	
Total	5,03	5,02	5,02	5,03	5,02	5,00	5,00	5,00	5,00	4,98	4,98	5,00	5,01	5,01	4,99	5,00	4,97	4,97	4,97	4,98	Total	5,01	4,97	5,08	5,03	5,07	4,99	5,04	5,03	
An	91,70	94,00	92,70	82,50	85,20	93,10	91,40	88,60	94,40	92,90	90,20	87,90	75,00	84,90	61,10	86,90	38,30	41,60	48,00	46,50	Mg#	0,97	0,94	0,88	0,97	0,87	0,99	0,97	0,95	
Ab	8,10	5,90	7,20	17,40	14,60	6,80	8,60	11,40	5,60	6,90	9,80	12,00	24,60	15,10	38,20	13,10	51,80	57,20	50,90	51,70										
Ksp	0,20	0,20	0,10	0,20	0,20	0,10	0,10	-	0,20	0,20	-	0,10	0,30	-	0,70	-	9,90	1,20	1,10	1,80										

\*Note : (1) nombre d'Oxygène = 8 O pour les plagioclases et la serpentine ; (2) - : limite de détection



Tableau IX: Analyses représentatives des amphiboles de la zone Principale

Site	Zone principale											Herzoltite						Chronitite						Gabbro-noritite						Herzburgtite					
	Roche		Websterite		S3A-40		S41-76		S12-60		S06-42		T2/2-27		S16-30		S12-63		S06-32		S2A-133		S12-60		S12-61		S06		S06						
Echantillons	S2A-2	17	23	37	50	115	117	52	55	52	52	80	28	29	34	90	94	37	154	155	143	99	75	76	60										
Analyses	17	23	37	50	115	117	52	55	52	80	28	29	34	90	94	37	154	155	143	99	75	76	60												
SiO <sub>2</sub>	42,47	43,08	43,58	43,15	45,22	44,69	42,01	42,45	45,31	45,98	44,31	44,42	51,50	45,57	45,40	45,30	43,12	43,50	43,15	43,83	43,83	44,54	43,72												
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,69	1,02	1,06	0,59	0,54	0,50	0,47	0,60	0,81	0,74	0,75	0,06	1,37	1,21	1,04	2,29	2,11	1,13	1,73	1,73	0,79	1,34												
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,35	15,53	14,86	15,18	13,19	13,94	15,49	15,31	14,01	13,57	12,86	13,32	7,04	11,55	12,00	12,40	13,28	13,40	13,15	13,08	13,08	12,98	13,65												
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,80	0,69	0,76	0,32	0,48	0,56	0,51	0,86	0,25	0,91	1,08	0,25	1,22	1,66	1,30	0,72	0,66	1,50	1,79	1,79	0,50	0,68												
FeO	7,78	8,63	9,08	9,11	4,32	4,13	9,09	9,20	6,87	4,87	5,25	5,93	3,82	2,07	1,71	4,41	7,38	7,44	8,40	6,51	6,51	5,78	6,89												
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	-	-	-	2,28	2,44	1,32	1,39	-	2,20	2,34	1,82	1,12	2,18	2,77	-	-	-	0,56	-	-	0,89	-												
FeO <sub>T</sub>	9,24	8,63	9,08	9,36	5,98	6,32	10,28	10,45	6,87	6,85	7,35	7,57	4,83	4,03	4,21	4,41	7,38	7,44	8,90	6,51	6,51	6,59	6,89												
MnO	0,16	0,14	0,07	0,02	0,13	0,04	0,05	-	0,01	0,02	-	0,11	0,15	-	0,09	0,07	0,04	0,02	-	-	-	0,10	0,08												
MgO	14,52	14,61	14,53	14,37	17,34	17,16	14,87	14,22	16,74	17,30	17,18	16,85	20,10	18,96	18,90	17,70	15,26	15,80	15,30	16,05	16,05	17,00	15,74												
CaO	12,19	12,00	11,73	12,25	12,22	12,21	11,00	11,91	11,92	12,51	12,25	12,27	12,70	12,94	12,80	12,50	11,73	12,00	11,89	11,80	11,80	12,07	11,79												
Na <sub>2</sub> O	2,31	2,32	2,37	2,43	1,89	1,91	2,04	1,93	2,72	1,71	2,28	2,34	1,31	2,18	2,16	1,94	1,74	1,79	1,69	1,80	1,80	2,20	2,24												
K <sub>2</sub> O	0,71	0,67	0,46	0,41	0,30	0,33	1,71	1,61	0,36	0,45	0,70	0,70	0,10	0,12	0,11	0,80	1,37	1,32	1,74	1,49	1,49	0,62	0,28												
Total	98,28	98,47	98,39	98,99	97,18	97,62	98,51	98,86	99,40	99,45	98,58	99,41	98,10	97,94	98,60	97,50	96,93	98,10	98,45	98,08	98,08	97,39	96,41												
<b>Site T</b>																																			
Si	6,12	6,18	6,27	6,17	6,43	6,33	6,08	6,12	6,39	6,40	6,29	6,27	7,16	6,41	6,34	6,45	6,30	6,27	6,24	6,32	6,32	6,38	6,35												
Al <sup>IV</sup>	1,88	1,82	1,73	1,83	1,57	1,67	1,92	1,88	1,61	1,60	1,71	1,73	0,84	1,59	1,66	1,55	1,70	1,73	1,76	1,88	1,68	1,62	1,65												
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-												
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00												
<b>Site C</b>																																			
Al <sup>IV</sup>	0,72	0,81	0,79	0,73	0,64	0,66	0,72	0,73	0,71	0,63	0,44	0,49	0,31	0,32	0,32	0,53	0,59	0,55	0,48	0,55	0,55	0,57	0,69												
Ti	0,06	0,07	0,11	0,11	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,08	0,08	0,08	0,01	0,14	0,13	0,11	0,25	0,23	0,12	0,19	0,19	0,09	0,15												
Cr	0,08	0,09	0,08	0,09	0,04	0,05	0,06	0,06	0,10	0,03	0,10	0,12	0,03	0,14	0,18	0,15	0,08	0,08	0,17	0,20	0,20	0,06	0,08												
Fe <sup>2+</sup>	0,94	1,04	1,09	1,09	0,51	0,49	1,10	1,11	0,81	0,57	0,62	0,70	0,45	0,24	0,20	0,53	0,90	0,90	1,02	0,79	0,79	0,69	0,84												
Fe <sup>3+</sup>	0,18	-	-	0,03	0,20	0,26	0,14	0,15	-	0,23	0,25	0,19	0,12	0,23	0,29	-	-	-	0,06	-	-	0,10	-												
Mn	0,02	0,02	0,01	-	0,02	-	0,01	-	-	-	-	0,01	0,02	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	0,01	0,01												
Mg	3,00	2,97	2,92	2,94	3,54	3,48	2,91	2,90	3,32	3,46	3,50	3,40	4,07	3,92	3,87	3,68	3,16	3,25	3,14	3,28	3,28	3,48	3,24												
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00												
<b>Site B</b>																																			
Mg	0,12	0,16	0,19	0,12	0,14	0,15	0,30	0,16	0,20	0,13	0,14	0,14	0,10	0,05	0,08	0,09	0,16	0,16	0,16	0,18	0,18	0,15	0,17												
Fe <sup>2+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-												
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-												
Ca	1,88	1,84	1,81	1,88	1,86	1,85	1,70	1,84	1,80	1,87	1,86	1,86	1,90	1,95	1,92	1,91	1,84	1,84	1,84	1,82	1,82	1,85	1,83												
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-												
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00												
<b>Site A</b>																																			
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-												
K	0,64	0,65	0,66	0,67	0,52	0,52	0,57	0,54	0,74	0,46	0,63	0,64	0,35	0,59	0,59	0,54	0,49	0,50	0,47	0,50	0,50	0,61	0,63												
Total	0,13	0,12	0,08	0,07	0,05	0,06	0,32	0,30	0,06	0,08	0,13	0,13	0,02	0,02	0,02	0,15	0,26	0,24	0,32	0,27	0,27	0,11	0,05												
Total	0,78	0,77	0,75	0,75	0,58	0,58	0,89	0,84	0,81	0,54	0,75	0,77	0,37	0,62	0,61	0,68	0,75	0,74	0,80	0,78	0,78	0,72	0,68												
Mg#	0,77	0,75	0,74	0,74	0,88	0,88	0,74	0,73	0,81	0,86	0,85	0,84	0,90	0,94	0,95	0,88	0,79	0,79	0,76	0,81	0,81	0,84	0,80												

\*Note : (1) nombre d'Oxygène = 23 O ; (2) - : limite de détection

Tableau X: Analyses représentatives des spinelles de la zone Extension 1

Site	Extension 1									
Roche	Chromite					Lherzolite				
Echantillons	SM24-1-102					SM24-1-83				
Analyses (%)	487	488	491	492	496	440	441	452	35	38
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.07	0.02	-	0.15	-	-	1.26	0.03	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.57	2.38	2.35	0.38	0.08	0.12	0.08	0.30	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.14	25.95	6.21	6.17	27.02	46.46	46.94	44.04	34.27	34.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.28	26.57	20.35	20.10	28.58	13.18	13.10	12.29	22.14	21.77
FeO	22.87	23.89	28.24	29.04	21.69	19.90	20.49	19.20	23.79	24.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.35	13.46	37.15	36.76	11.07	6.73	6.16	6.66	10.99	11.12
FeO <sub>T</sub>	34.88	36.00	61.67	62.12	31.65	25.96	26.03	25.20	33.68	34.69
MnO	0.01	0.03	0.13	0.14	0.11	0.08	0.11	0.15	0.38	0.37
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.31	0.30
MgO	8.63	7.69	2.98	2.85	9.26	12.40	12.09	13.24	8.38	8.18
CaO	0.01	-	0.02	-	-	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.08	0.22	0.05	0.04	-	-	-	0.08	0.01
K <sub>2</sub> O	-	-	0.01	0.01	-	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	98.88	98.29	97.72	97.47	98.31	98.84	99.04	96.94	99.61	100.28
Si	0.01	0.02	-	-	0.04	-	-	0.29	0.01	0.01
Ti	0.10	0.11	0.53	0.52	0.07	0.01	0.02	0.01	0.05	0.04
Al	8.05	7.82	2.15	2.14	8.01	12.45	12.56	11.99	9.71	9.78
Cr	5.23	5.37	4.72	4.68	5.69	2.37	2.25	2.24	4.21	4.12
Fe <sup>2+</sup>	4.82	5.11	6.93	7.17	4.57	3.79	3.89	3.71	4.79	4.95
Fe <sup>3+</sup>	2.53	2.59	8.20	8.16	2.10	1.15	1.05	1.16	1.99	2.00
Mn	nd	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.08	0.07
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.05	0.05
Mg	3.24	2.93	1.30	1.25	3.47	4.20	4.09	4.56	3.01	2.92
Ca	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	0.01
Na	0.02	0.04	0.13	0.03	0.02	-	-	-	0.04	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Fe <sup>2+</sup> / (Mg + Fe <sup>2+</sup> )	0.60	0.64	0.84	0.85	0.57	0.47	0.49	0.45	0.61	0.63
Fe <sup>2+</sup> / (Cr <sup>3+</sup> +Al <sup>3+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	0.16	0.16	0.54	0.54	0.13	0.07	0.08	0.13	0.13	0.13
Cr# = Cr <sup>3+</sup> / (Cr <sup>3+</sup> +Al <sup>3+</sup> )	0.39	0.41	0.69	0.69	0.42	0.16	0.16	0.30	0.30	0.32
Mg# = Mg / (Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.40	0.36	0.16	0.15	0.43	0.53	0.51	0.55	0.39	0.37

\* Note : (1) nombre d'Oxygène = 32 O ; (2) nd = non déterminé ; (3) - : limite de détection

Tableau XI: Analyses représentatives des spinelles de la zone Principale

Site	Zone principale								Webstérile								Lherzolite								Chromitite															
Roche	Harzburgite				Sog- 116				S41-76				S06-135				S06-154				S 1 2 - 10 2 b				S12-76				S06-31				S03-32				S06-40			
Echantillons	T2/2-27																																							
Analyses	59	60	74	75	73	74	105	106	107	112	47	85	89	97	121	128	129	130	131	2	6	10	31	39	14	15														
SiO <sub>2</sub>	0,21	0,31	0,53	0,44	0,03	0,01	0,20	0,22	0,21	0,25	0,05	0,07	0,03	0,06	0,06	0,36	0,56	0,36	0,37	0,17	0,10	0,24	0,07	0,07	0,14	0,14														
TiO <sub>2</sub>	-	0,20	-	-	-	0,07	0,07	0,07	-	-	0,05	0,02	0,05	-	-	0,31	0,55	0,47	0,44	0,54	0,57	0,49	0,54	0,51	0,58	0,64														
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59,73	60,01	58,91	59,16	46,19	45,76	53,02	52,04	53,28	56,11	37,21	61,38	61,79	63,46	57,08	23,38	17,03	23,11	22,76	22,57	22,39	21,48	22,92	23,38	22,52	22,30														
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,22	4,03	4,48	4,65	14,50	14,79	10,39	10,12	9,84	8,05	19,41	2,50	2,16	0,69	9,14	33,34	32,78	33,42	33,43	34,49	34,34	35,47	32,95	32,34	35,82	38,15														
FeO	18,69	18,66	19,63	19,04	22,74	22,15	20,97	20,30	20,20	18,91	23,65	18,88	18,33	18,19	18,56	12,04	23,95	22,05	21,50	21,57	21,44	22,15	22,72	24,12	21,24	21,72														
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,97	4,39	4,52	4,60	6,01	5,85	5,11	5,66	5,48	3,23	9,31	2,20	2,42	2,28	4,14	12,26	17,61	13,14	12,67	11,44	11,86	10,97	11,61	11,59	8,92	8,16														
FeOt	23,16	22,61	23,69	23,18	28,15	27,41	25,57	25,40	25,13	21,82	32,02	20,86	20,51	20,24	22,29	32,08	39,80	33,87	32,90	31,87	32,11	32,02	33,16	34,55	29,27	29,06														
MnO	0,10	0,25	0,21	0,04	0,14	0,18	0,11	0,18	0,26	0,16	0,27	0,19	0,12	0,01	0,22	0,56	0,46	0,41	0,52	0,29	0,34	0,33	0,23	0,21	0,44	0,23														
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
MgO	15,71	15,89	15,18	15,65	10,81	11,03	13,50	13,47	13,84	14,75	8,89	14,88	15,33	15,70	15,56	9,80	7,47	9,66	9,63	9,45	9,43	8,86	8,48	7,69	9,25	9,50														
CaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
Na <sub>2</sub> O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
K <sub>2</sub> O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
Total	103,60	103,70	103,50	103,60	100,42	99,84	103,37	102,00	103,10	101,50	98,83	100,10	100,20	100,40	104,77	101,00	100,40	102,60	101,30	100,50	100,50	99,99	99,51	99,91	98,91	100,80														
Si	0,04	0,06	0,11	0,09	0,01	-	0,04	0,05	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,15	0,09	0,09	0,04	0,03	0,06	0,02	0,02	0,04	0,04														
Ti	-	0,03	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,06	0,11	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11	0,12														
Al	14,46	14,48	14,35	14,35	12,36	12,30	13,32	13,25	13,37	14,03	10,57	15,20	15,23	15,51	13,85	6,83	5,25	6,71	6,88	6,69	6,64	6,44	6,89	7,02	6,77	6,59														
Cr	0,69	0,65	0,73	0,76	2,60	2,67	1,75	1,73	1,66	1,35	3,70	0,42	0,36	0,11	1,49	6,57	6,78	6,51	6,59	6,86	6,84	7,14	6,64	6,52	7,22	7,56														
Fe <sup>2+</sup>	3,21	3,20	3,39	3,28	4,32	4,23	3,74	3,67	3,60	3,36	4,77	3,32	3,21	3,16	3,20	4,39	5,24	4,54	4,49	4,54	4,52	4,72	4,85	5,15	4,53	4,56														
Fe <sup>3+</sup>	0,77	0,68	0,70	0,71	1,03	1,00	0,82	0,92	0,88	0,52	1,69	0,35	0,38	0,36	0,64	2,30	3,47	2,44	2,38	2,17	2,25	2,10	2,23	2,23	1,71	1,54														
Mn	0,02	0,04	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,06	0,03	0,02	-	0,04	0,12	0,10	0,09	0,11	0,06	0,07	0,07	0,05	0,05	0,10	0,05														
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
Mg	4,81	4,85	4,68	4,80	3,66	3,75	4,29	4,34	4,40	4,67	3,20	4,66	4,78	4,85	4,78	3,64	2,91	3,55	3,38	3,54	3,54	3,36	3,22	2,92	3,52	3,55														
Ca	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
Na	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
K	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd														
Total	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24														
Fe <sup>2+</sup> /(Cr <sup>3+</sup> +Al <sup>3+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,03	0,11	0,02	0,02	0,02	0,04	0,15	0,22	0,16	0,15	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,11	0,10														
Fe <sup>2+</sup> /(Mg <sup>2+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	0,40	0,40	0,42	0,41	0,54	0,53	0,47	0,46	0,45	0,42	0,60	0,42	0,40	0,39	0,40	0,55	0,64	0,56	0,56	0,56	0,56	0,58	0,60	0,64	0,56	0,56														
Cr# = Cr <sup>3+</sup> /(Cr <sup>3+</sup> +Al <sup>3+</sup> )	0,05	0,04	0,05	0,05	0,17	0,18	0,12	0,12	0,11	0,09	0,26	0,03	0,02	0,01	0,10	0,49	0,56	0,49	0,50	0,51	0,51	0,53	0,49	0,48	0,52	0,53														
Mg# = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,60	0,60	0,58	0,59	0,46	0,47	0,53	0,54	0,55	0,58	0,40	0,58	0,60	0,61	0,60	0,45	0,36	0,44	0,44	0,44	0,44	0,42	0,40	0,36	0,44	0,44														
% Chromite	4,31	4,13	4,64	4,78	16,28	16,70	11,02	10,87	10,42	8,50	23,18	2,60	2,24	0,71	9,31	41,82	43,74	41,58	42,10	43,65	43,47	45,51	42,16	41,34	45,99	48,20														
% Spinelite	90,86	91,59	90,91	90,71	77,29	77,01	83,81	83,33	84,06	88,25	66,23	95,21	95,37	97,06	86,67	43,52	33,87	42,85	42,71	42,56	42,23	41,07	43,70	44,54	43,09	41,88														
% Magnetite	4,83	4,28	4,46	4,51	6,43	6,29	5,17	5,80	5,53	3,25	10,59	2,18	2,39	2,23	4,02	14,65	22,39	15,57	15,19	13,79	14,30	13,41	14,14	14,11	10,92	9,82														
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0														

Selon la classification de Deer et al. (1983),

\* Note : (1) nombre d'Oxygène = 32 O ; (2) nd = non déterminé ; (3) - : limite de détection



impliquant un métamorphisme de haut grade des roches contenant de tels OPX (Harley, 1998) ; (iii) fortes teneurs en anorthite dans les plagioclases dont l'enrichissement en anorthite traduit un degré de métamorphisme plus élevé (Laird et Albee, 1981 ; Mahmoud et Ghaleb, 2009) ; (iv) spinelles ayant des signatures de spinelles métamorphisées au faciès amphibolite supérieure à granulite avec une présence remarquable d'hercynite et de magnétite chromifère de haut grade de métamorphisme (Suita et Strieder, 1996 ; Barnes et Roeder, 2001).

Dans la région d'étude, le métamorphisme régional granulitique qui a affecté les roches encaissantes (granulites gneissiques, charnockites) de l'intrusion de Samapleu, ainsi que les roches associées sont datées du Libérien (2,8 Ga : Camil, 1981, 1984; Kouamelan et al., 1997; Gouedji, 2014 et Gouedji et al, 2014). Ce métamorphisme régional semble antérieur à la mise en place de l'intrusion de Samapleu.

Gouedji (2014) a mis en évidence un métamorphisme au contact entre l'intrusion et l'encaissant (granulite gneissique). Les conditions déterminées sur le faciès hybride (contact de l'intrusion avec l'encaissant gneissique) sont estimées à  $7,5 \pm 1$  kbar de pression et une température de  $850^\circ\text{C} \pm 100^\circ\text{C}$ . Ces pressions et températures sont certes celles du métamorphisme de contact entre l'intrusion et l'encaissant gneissique mais avec des valeurs d'un métamorphisme granulite. Cela implique une mise en place de l'intrusion à une pression et une température élevées, donc à la base de la croûte terrestre à environ 22 km de profondeur. De plus, ce métamorphisme de contact est daté de 2,09 Ga (âge U/Pb sur rutile; Gouedji, 2014; Gouedji et al., 2014), âge qui correspondrait à celui de la mise en place du dyke de Samapleu.

De ce fait, les caractéristiques de métamorphisme granulitique reconnues par la pétrographie et la chimie des minéraux des lithologies de l'intrusion ne viennent pas du métamorphisme granulite libérien mais des caractéristiques résultant de la mise en place de l'intrusion à la base de la croûte à environ 22 km de profondeur.

Les teneurs en Ca-Tschermark's des CPX des zones E1 et SM de moyenne 4 à 6 % (valeurs d'un complexe stratiforme mis en place en profondeur autour de 5 Kbars) et localement 7 à 12 % (Tab. V et VI) impliquent une mise en place possible de l'intrusion à des pressions de 5 à 10 Kbars (profondeur de 16 km; Mercedes et Juana, 1973), ce qui renforce cette hypothèse. De plus, la composition des amphiboles de l'intrusion (tschermackite, pargasite, hornblende) est interprétée comme des amphiboles magmatiques (Jagoutz et al., 2007) ayant des signatures d'amphiboles formées à moyenne-haute pression. Les températures de cristallisation des hornblendes mesurées au thermomètre de Holland et Blundy (1994) sont de  $730 \pm 40$ ,  $763 \pm 37$  et  $783 \pm 103^\circ\text{C}$  (Jarrar, 1998). Par conséquent, ces amphiboles se sont probablement formées durant la cristallisation du magma, soit avec l'implication de fluides lors de la mise en place de l'intrusion et/ou de la cristallisation des magmas (Zhao et Zhou, 2006 ; Sanghoon et al., 2012).

De même, le diagramme binaire  $\text{Al}^{\text{IV}}$  versus  $\text{Al}^{\text{VI}}$  des CPX confirme cette mise en place de l'intrusion dans des conditions d'un métamorphisme granulite et indique une composition basaltique du magma comme l'ont montré Gouedji (2014) et Gouedji et al (2014). La composition du liquide parent de l'intrusion de Samapleu montre une composition de basalte à forte teneur en MgO et faible teneur en Ti.

Par ailleurs, la lizardite (serpentine formée à température inférieure à  $300^\circ\text{C}$ ; Schwartz et al, 2012) qui est toujours

présente dans les péridotites se serait formée ultérieurement soit par altération régressive de l'olivine ou par rétomorphose lors de l'injection de fluides tardifs.

En considérant les résultats précédents, l'intrusion de Samapleu serait contemporaine et de la mise en place des basaltes de plateau océanique en rapport avec l'activité d'un panache ou à la convergence tectonique éburnéenne entre la croûte birimienne et la croûte archéenne entre 2,1 et 2,05 Ga (Abouchami et al., 1990 ; Lompo, 2009-2010).

Par ailleurs, les caractéristiques métamorphiques de faciès granulites de l'intrusion de Samapleu suggèrent une relation possible avec l'événement métamorphique éburnéen de haut grade décrit au sud de la faille Man-Danané par Pitra et al. (2010). Cependant aucune trace de métamorphisme de haut grade éburnéen n'est encore reconnu dans le domaine archéen au nord de la faille Man-Danané (où se situe l'intrusion de Samapleu) qui est considéré comme stable.

## 6. Conclusion

L'intrusion de Samapleu du complexe lité Yacouba se compose d'unités cumulatives, mafique (gabbro-norite, norite, anorthosite) et ultramafique (péridotite, pyroxénite et chromitite). L'ordre de mise en place des lithologies en fonction des caractéristiques pétrographiques et minéralogiques est le suivant : péridotite et chromitite en premier, ensemble pyroxénitique et séquences mafiques.

La cristallochimie des minéraux comme l'olivine, l'OPX, le CPX et l'amphibole dans les lithologies des occurrences de l'Extension 1 et de la zone principale montrent que l'intrusion se serait formée à partir d'un magma mantellique de composition basaltique par cristallisation fractionnée. Elle se caractérise par des valeurs relativement faibles en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$ , un enrichissement modéré en fer (2 à 6 %) dans des CPX et des valeurs élevées en MgO des minéraux.

Les lithologies de cette intrusion ont les caractéristiques d'un métamorphisme de haut grade avec notamment des kinks de déformations, des extinctions onduleuses, l'abondance d'aluminium dans les OPX, de fortes teneurs en anorthite dans les espèces de plagioclase, la présence d'hercynite et de magnétite chromifère (spinelles du métamorphisme de haut grade). Ces caractéristiques résultent d'une mise en place de l'intrusion à une pression P de  $7,5 \pm 1$  Kbar et une température T de  $850^\circ\text{C} \pm 100^\circ\text{C}$ , donc à la base de la croûte à environ 22 km de profondeur. Les teneurs en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  et  $\text{Al}^{\text{VI}}$  et celles élevées en Ca-Tschermark's des CPX ainsi que les espèces d'amphiboles présentes confirment une mise en place de l'intrusion à haute température et haute pression. La présence notable d'amphiboles traduirait l'implication de fluides lors de la mise en place de l'intrusion et/ou de la cristallisation des magmas.

Daté de 2,09 Ga (âge U/Pb sur rutile), le dyke de Samapleu serait contemporain et lié à la mise en place des basaltes de plateau océanique en rapport avec l'activité d'un panache ou à la convergence tectonique éburnéenne entre la croûte birimienne et la croûte archéenne entre 2,1 et 2,05 Ga.

## Remerciements

Nous remercions la société Sama Nickel-CI qui a financé ce travail. Les auteurs remercient également la SODEMI,

le laboratoire Chrono-Environnement de l'Université de Franche-Comté (France), l'Université de Lausanne (Suisse), l'IST de Grenoble, le laboratoire mixte du BRGM - CNRS de l'Université d'Orléans (France) qui ont l'acquisition des données et la réalisation de ce travail.

## Références

Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarede, F., 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17605-17629.

Aoki, K.,-I., Kushiro I., 1968. Some Clinopyroxenes from Ultramafic Inclusions in Dreiser Weiher. Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18 : 326-337.

Auzende, A., 2003. Evolution des microstructures des serpentinites en contexte convergent : effet du degré de métamorphisme et de la déformation. Thèse Doctorat, Université Joseph Fourier. Grenoble : 264 p.

Auzende, A., Daniel, I., Reynard, B., Lemaire, C., Guyot, F., 2004. High-pressure behavior of serpentine minerals: a Raman spectroscopic study. *Physics and Chemistry of Minerals*, 31 (5): 269-277.

Barnes, S.,-J., Roeder L., P., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*. 42: 2279 - 2302.

Berger, J., Diot, H., Khalidou, L., Ohnenstetter, D., Féménias, O., Pivin, M., Demaiffe, D., Bernard, A., Charlier, B., 2013. Petrogenesis of Archean PGM-bearing chromitites and associated ultramafic-mafic-anorthositic rocks from the Guelb el Azib layered complex (West African craton. Mauritania). *Precambrian Research*, 224 : 612-628.

Camil, J., 1981. Un exemple de métamorphisme prograde de la base du faciès des amphibolites au faciès des granulites dans la région de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris. 93 : 513-518.

Camil, J., 1984. Pétrographie, chronologie des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implication pour l'histoire géologique du Craton Ouest-Africain. Thèse Doctorat d'Etat ès Sciences, Université d'Abidjan : 306 p.

Coulibaly, Y., Kouaho, B., Gnanzou, A., Allialy, M.E., Djro, S.C., 2012. Contexte géologique de la minéralisation aurifère du Prospect de Bobosso (région de Dabakala, Centre-Nord de la Côte d'Ivoire). *Journal de la Recherche Scientifique de l'Université de Lomé*, 14 (2) : 149-162.

Deer, W., A., Howie, R., A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals; Longman group limited. Distributed in the U.S.A by Halsted Press. a Division of John Wiley Sons. Inc. 2nd edition, New York: 696 p.

Gouedji, G., E., F., 2014. Les séquences mafiques-ultramafiques de Samapleu et leurs minéralisations en Ni-Cu-EGP: un dyke du complexe lité Yacouba ; craton archéen de Man, Ouest Côte d'Ivoire. Thèse Doctorat Université Franche Comté-Besançon / Université Felix Houphouët Boigny d'Abidjan : 380 p.

Gouedji, F., Picard, C., Coulibaly, Y., Audet, M.-A., Auge, T., Goncalves, P., Paquette, J.-L., Ouattara, N., 2014. The Samapleu mafic-ultramafic intrusion and its Ni-Cu-PGE mineralization: an Eburnean (2.09 Ga) feeder dyke to the Yacouba Layered Complex (Man Archean craton, Western Ivory Coast). *Bulletin de la Société Géologique de France*. 185 (6): 393-411.

Groppo, C., Rinaudo, C., Cairo, S., Gastaldi, D., Compagnoni, R., 2006. Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics. *European Journal of Mineralogy*. 18: 319-329.

Harley, S., L., 1998. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In : Treloar, P., J., & O'Brien, P., J., (eds) What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions ? *Geological Society, Special Publication*, London: 138: 81-107.

Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116 (4): 433-47.

Jagoutz, O., Müntener, O., Ulmer, P., Pettke, T., Burg, J.,-P., Dawood, H., Hussain, S., 2007. Petrology and Mineral Chemistry of Lower Crustal Intrusions: The Chilas Complex. Kohistan (NW Pakistan). *Journal of Petrology*, 48 (10): 1895-1953.

Jarrar, G., 1998. Mineral chemistry in dioritic hornblendites from Wadi Araba, southwest Jordan. *Journal of African Earth Sciences*, 26 (1): 285-295.

Khan, M., A., Jan, M., Q., Windley, B., F., Tarney, J., Thirlwall, M., F., 1989. The Chilas mafic-ultramafic igneous complex; the root of the Kohistan island arc in the Himalaya of northern Pakistan. In: Malinconico. L. L., Jr and Lillie. R. J. (Eds). Tectonics of the Western Himalayas. *Geological Society of America. Special Papers*, 232 : 75-94.

Kouamelan, A.N., 1996. Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implication pour la transition archéen-protérozoïque. Thèse de doctorat Université Géosciences Rennes1 France : 167 p.

Kouamelan, A.N., Delor, C., Peucat, J.J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archaean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise - West African Craton). *Precambrian Research*, 86: 177-199.

Kouamelan, A.N., Djro, S.C., Allialy, M.E., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., 2015. The oldest rock of Ivory Coast. *Journal of African Earth Sciences*, 103: 65-70.

Kouamelan, A.N., Kouassi, S.A., Djro, S.C., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., 2017. The Logoualé Band: A large Archean crustal block in the Kenema-Man domain (Man-Leo rise, West African Craton) remobilized during Eburnean orogeny (2.05 Ga). *Journal of African Earth Sciences*, In press. doi:10.1016/j.jafrearsci.2017.09.004.

Laird, J., Albee, A., L., 1981. Pressure, Temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281: 127-175.

- Leake B., E., Woolley, A., R., Birch, W., D., Burke, E., A-J., Ferraris G., Grice, J., D., Hawthorne, F., C., Kisch, H., J., Krivovichev, V., G., Schumacher, J., C., Stephenson, N., C., N., Whittaker, E., J. W., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist*, 89: 883-887.
- Lemaire, C., 2000. Application des spectroscopies vibrationnelles à la détection d'amiante dans les matériaux et à l'étude des serpentines. Thèse Doctorat Université de Paris 7: 157 p.
- Lompo, M., 2009. Geodynamic evolution of the 2.25-2.0 Ga Palaeoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo shield of the West African craton. A model of subsidence of an oceanic plateau. *Geological Society, Special Publications*, London, 323: 231-254.
- Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *Journal of African Earth Sciences*, 58: 19-36.
- Mahmoud, A., H., Ghaleb, H., J., 2009. Petrology and geochemistry of the metasediments of the Janub metamorphic suite. Southern Jordan: Implications for geothermobarometry and Economic Potential. *Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences*, 2 (1): 7-17.
- Mercedes, M., Juana, S., 1973. Clinopyroxenes as Geobarometric Indicators in Mafic and Ultramafic Rocks from Canary Islands. Department of Petrology and Geochemistry. University of Madrid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44: 139-147.
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27: 143-156.
- Naldrett, A., J., 1989. Magmatic sulfide deposits. Oxford University Press (Edit.), Oxford. *Monographs on Geology and Geophysics*, 14: 186 p.
- Ouattara, N., 1998. Pétrologie, géochimie et métallogénie des sulfures et des éléments du groupe du platine des ultrabasites de Côte d'Ivoire : Signification géodynamique et implications sur les processus de croissance crustale à l'Archéen et au Paléoproterozoïque. Thèse de doctorat Université d'Orléans, 199 p.
- Pitra, P., Kouamelan, A.N., Balleuvre, M., Peucat, J.J., 2010. Palaeoproterozoic high pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *Journal of Metamorphic Geology*, 28: 41-58.
- Roubault, M., Fabries, J., Touret, A., Weisbrod, 1963. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Edition Lamarre-Poinat 4. Rue Antoine Dubois. Paris-6<sup>e</sup>: 368p
- Sanghoon, K., Sung, W., K., Santosh, M., 2012. Multiple generations of mafic-ultramafic rocks from the Hongseong suture zone. Western South Korea: Implications for the geodynamic evolution of NE Asia. *Lithos*, 160-161 : 68-83.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*, Cambridge University Press (CUP): 1-16.
- Schwartz, S., Guillot S., Reynard B., Lafay R., Debret B., Nicolle C., Lanari P., Auzende A., 2012. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178 : 197-210.
- Seyler, M., 2017. Cahier de Minéralogie n°4 : Compositions et nomenclature des amphiboles. *Bulletin de Liaison de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie*, 19 : 31-35.
- Suita, M., T., F., Strieder, A., J., 1996. Cr-Spinels from Brazilian Mafic-Ultramafic Complexes: Metamorphic Modifications. *International Geology Review*, 38 : 245-267.
- Thieblemont, D., Goujou, J.C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., Fanning, C.M., 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *Journal of African Earth Sciences*, 39: 97-104.
- Zhao, J., H., Zhou, M., F., 2006. Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district. SW China: implications for interaction between subducted slab and mantle wedge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 : A740-A1740.

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

Malick THIAM<sup>1</sup> & Raphaël SARR<sup>2</sup>

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

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

Email: [malick22.thiam@ucad.edu.sn](mailto:malick22.thiam@ucad.edu.sn)

## Résumé

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

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

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

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

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

## Abstract

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

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

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

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

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

## 1. Introduction

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

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

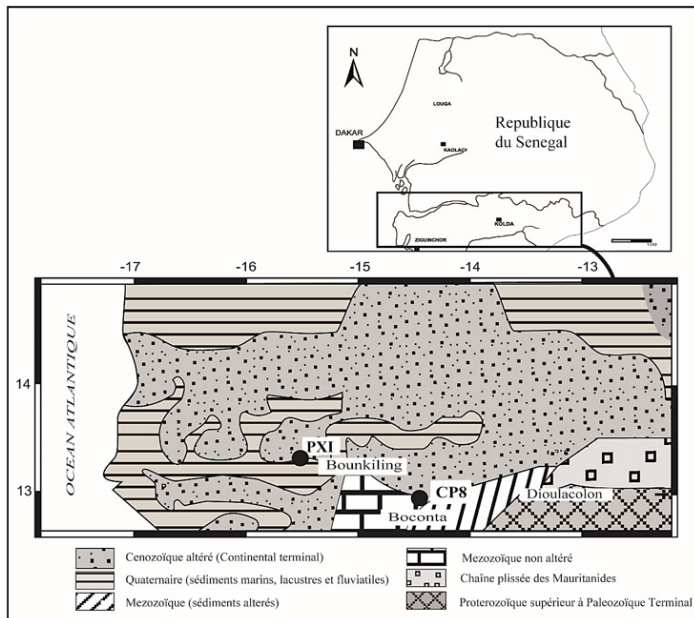


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude.

## 2. Stratigraphie de la région

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

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

## 3. Matériel et méthodes

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

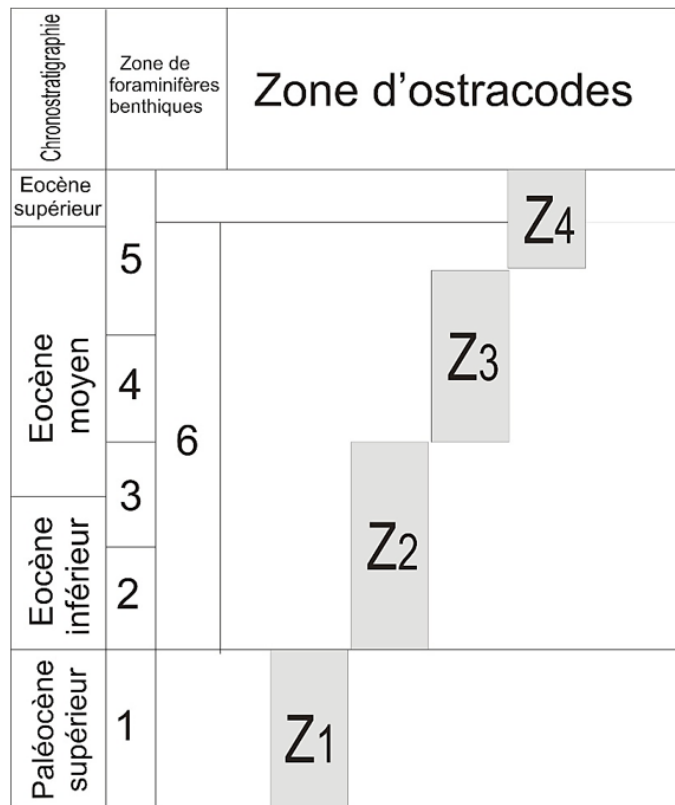


Figure 2: Echelle stratigraphique des ostracodes de la Casamance au Paléogène (Carbonnel, 1986).

## 4. Résultats et discussions

### 4.1. Biostratigraphie

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

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

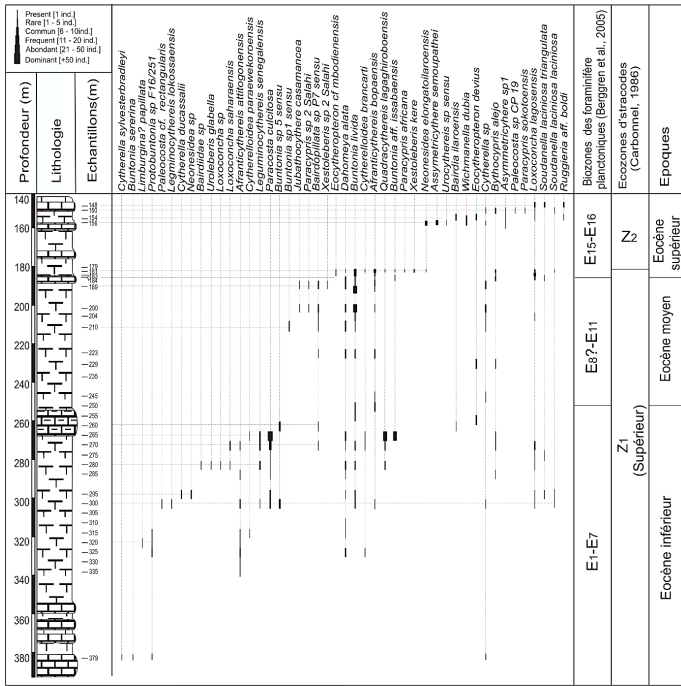


Figure 3 : Répartition des ostracodes dans le sondage PXI de Bounkiling.

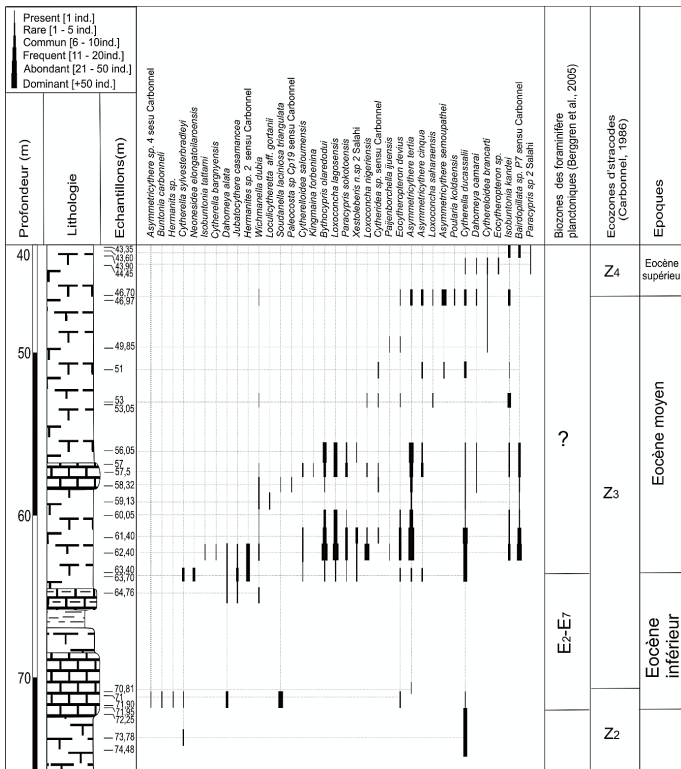


Figure 4 : Répartition des ostracodes dans le sondage CP8 de Dioulacolou.

#### 4.2. Corrélations biostratigraphiques

L’inventaire des espèces et leur extension verticale ont permis de faire des corrélations biostratigraphiques (Fig. 5). Ainsi on peut définir deux associations :

- *Assemblage 1* constituée d’espèces présentes dans les deux sondages qui ont donc une répartition Ouest-Est. Il s’agit de *Cytherella sylvesterbradleyi* Reymont, 1963; *Cytherelloidea brancarti* Sarr, 1999; *Dahomeya alata* Apostolescu, 1961; *Loxoconcha saharaensis* Bassioui & Luger, 1990; *Neonesidea elongatoilarioensis* Foster et al., 1983; *Soudanella laciniosa triangulata*, *Paracypris* sp2 Salahi, 1966 et *Xestoleberis* n. sp 2 Salahi, 1966. ). Cet *assemblage 1* a été reconnu au Sénégal

occidental (Cap-Vert, Thiès et Sine-Saloum) par Sarr, (1995). Elle est synchrones aux biozones de foraminifères planctoniques E5 à E11 correspondant à l’Eocène inférieur à moyen (Thiam, 2014).

- *Assemblage 2* composée d’espèces rencontrées seulement à Bounkiling et comprenant *Afranticythereis bopaensis* Apostolescu, 1961; *Eocytheropteron devius* Apostolescu, 1961; *Jubathocythere casamancea* Carbonnel, 1986; *Leguminocythereis senegalensis* Apostolescu, 1961; *Quadracythere lagaghiroboensis* Apostolescu, 1961; *S. laciniosa laciniosa*, *Buntonia* aff. *issabaensis* Apostolescu, 1961 et *Bythocypris alejo* Reymont, 1963. On remarque que :

1] L’apparition des espèces *Buntonia* aff. *issabaensis* et *Eocytheropteron devius* caractérise l’Eocène inférieur (biozones E1 à E7). Ces résultats confirment ceux déjà obtenus par Carbonnel (1986) dans d’autres secteurs du bassin en Casamance. Dans ce travail, l’apparition de *Neonesidea elongatoilarioensis* pourrait être un indicateur de la base de Z2. Cependant le toit de Z2 ne peut être fixée qu’avec les taxons cités par Carbonnel : *Afranticythereis bopaensis*, *Eocytheropteron devius* et *Buntonia* aff. *issabaensis*. La base de l’Eocène inférieur correspond à la dernière apparition de *Buntonia carbonneli* Sarr, 1999 (Fig.4 ).

2] La disparition simultanée de *S. laciniosa triangulata*, *N. elongatoilarioensis*, *C. sylvesterbradleyi* et *D. alata* de l’assemblage 1 marque le toit de l’écocène Z3 (Eocène moyen Terminale).

Epoque	Ecozones d'ostracodes	Assemblage 1	Assemblage 2
		<i>Cytherella sylvesterbradleyi</i> <i>Cytherelloidea brancarti</i> <i>Loxoconcha saharaensis</i> <i>Neonesidea elongatoilarioensis</i> <i>Paracypris</i> sp 2 Salahi <i>Xestoleberis</i> n. sp 2 Salahi <i>Dahomeya alata</i> <i>Soudanella laciniosa triangulata</i>	<i>Afranticythereis bopaensis</i> <i>Eocytheropteron devius</i> <i>Jubathocythere casamancea</i> <i>Leguminocythereis senegalensis</i> <i>Quadracythere lagaghiroboensis</i> <i>Soudanella laciniosa laciniosa</i> <i>Buntonia</i> aff. <i>issabaensis</i> <i>Bythocypris alejo</i>
Eocène supérieur	Z4		
Eocène moyen	Z3		
Eocène inférieur	Z2		
	Z1 Supérieur		

Figure 5 : Les assemblages d’ostracodes des sondages étudiés.

#### 4.3. Les Paléoenvironnements

Les facteurs environnementaux reconstitués dans ce travail à partir des ostracodes sont principalement les paléo-températures des eaux qui agissent sur la répartition des espèces, et la disponibilité de l’oxygène dissout.

##### 4.3.1. Eocène inférieur

L’Eocène inférieur est marqué à l’Ouest du bassin par une succession de transgressions et de régressions, La transgression qui débute à l’Eocène inférieur installe un milieu de dépôt de

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

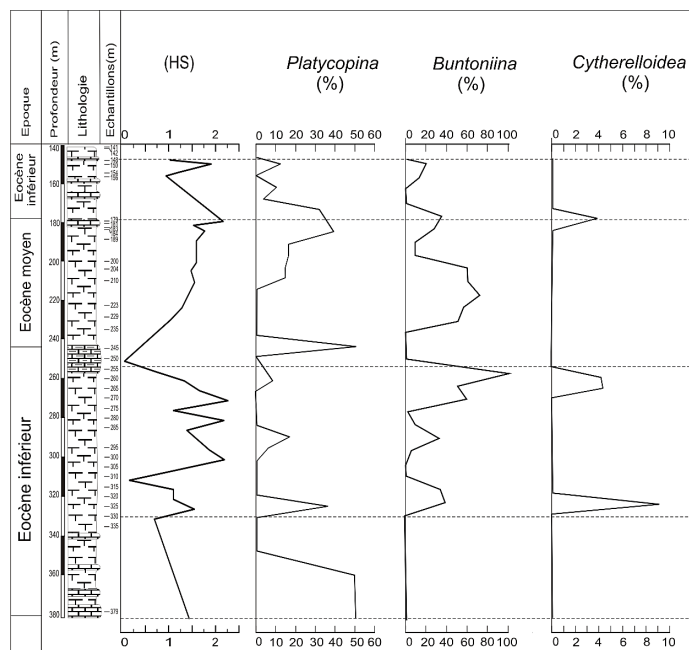


Figure 6 : Variations de la biodiversité et des assemblages de *Platycopina* (*Cytherelloidea* et *Buntoniina*) à Bounkiling.

#### 4.3.2. Eocène moyen

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

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

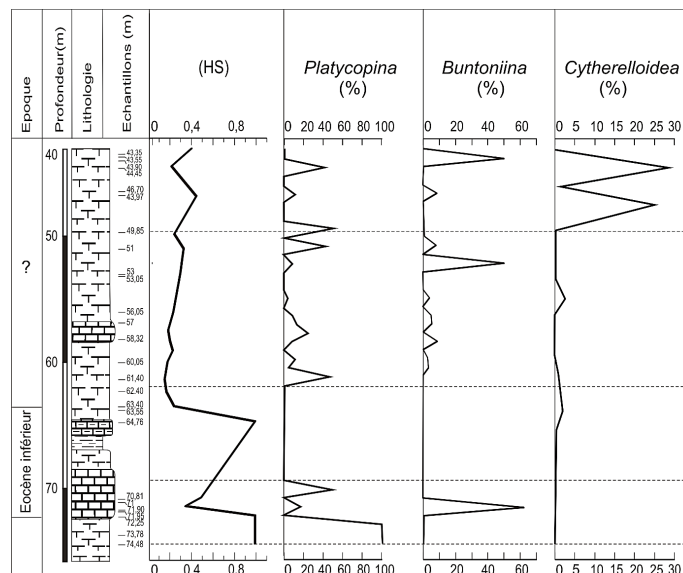


Figure 7 : Variations de la biodiversité et des assemblages de *Platycopina* (*Cytherelloidea* et *Buntoniina*) à Dioulacolon.

#### 4.3.3. Eocène supérieur

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

#### 5. Conclusion

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

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

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

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

#### Remerciements

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

#### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



# Caractérisation sédimentologique des sables superficiels de la zone côtière gabonaise dans le secteur de Setté-Cama.

Ondo Zue Abaga Norbert<sup>(1)</sup>, Makaya M'voubou<sup>(1)</sup>, Mouyalou Vivino Max Thierry<sup>(2)</sup>,

<sup>(1)</sup> Université des Sciences et Techniques de Masuku (USTM), URESTE, Faculté des Sciences, Département de Géologie. BP 943 Franceville, Gabon.

<sup>(2)</sup> Centre National des Données et de l'Information Océanographiques (CNDIO), BP 10961 Libreville, Gabon

\*Auteur correspondant : [n.ondo@hotmail.fr](mailto:n.ondo@hotmail.fr)

## Résumé

Les analyses granulométriques et morphoscopiques des sables de Setté-Cama dans le bassin côtier gabonais ont permis de caractériser les paléo-conditions de leur mise en place. Les sables étudiés montrent une augmentation de la taille des grains des zones côtières vers l'océan. Dans l'ensemble, ces sables fins à grossiers sont moyennement classés et présentent une asymétrie marquée vers les éléments fins. L'essentiel des sables étudiés provient d'un environnement de type plage, du domaine de dune côtière. Toutefois, les sables issus de la forêt continentale intermédiaire présentent une origine fluviale prépondérante. L'aspect émoussé luisant prédominant des grains de quartz dans tous les sites de prélèvement indique un transport aquatique. En revanche, la présence de grains ronds mats témoigne d'un transport éolien. Les sables de Setté-Cama sont essentiellement constitués de quartz. L'absence de réseaux fluviaux sur cette partie du bassin côtier gabonais suggère une origine distale des sédiments, conséquence de remaniements répétés en rapport avec des changements climatiques pendant le Quaternaire récent.

**Mots-clés :** Granulométrie, morphoscopie, sables, Setté-Cama, paléoenvironnement, Gabon

## Abstract

### Sedimentological characterization of the superficial sands of the Gabonese coastal zone in the Setté-Cama sector

The paleo-conditions of Setté-Cama sands deposit, located in the Gabonese coastal basin, were characterized through granulometric and morphoscopic analyzes. Grain size of the studied sands increases from the mainland to the ocean. Overall, these fine-to-coarse sands are moderately graded with a strong asymmetry to the fines. Almost all of Setté-Cama sediments results from a beach-type environment in the coastal dune area. However, the sands from the intermediate continental forest have a predominant fluvial origin. The predominantly shiny blunted appearance of quartz grains at all sample sites indicates aquatic transport. On the other hand, the presence of round matte grains testifies to wind transport. The sands of Setté-Cama are essentially made of quartz. The absence of fluvial networks on this part of the Gabonese coastal basin suggests a distal origin of the sediments, consequence of repeated reworkings in relation with climate changes during the recent Quaternary.

**Keywords:** Granulometry, morphoscopy, sands, Setté-Cama, paleoenvironment, Gabon

## INTRODUCTION

Setté-Cama est un village côtier situé sur un cordon sableux dans la partie sud du bassin sédimentaire côtier gabonais (Fig. 1). L'évolution géodynamique de ce bassin s'étend du Néocomien au Pléistocène et résulte des événements tectoniques et eustatiques associés respectivement à l'ouverture de l'Océan Atlantique (Tisserenc et Villemain, 1990), et aux grands événements climatiques quaternaires enregistrés dans le golfe de Guinée (Delibrias *et al.*, 1973 ; Giresse et Kouyoumontzakis, 1974 ; Peyrot et Oslisly, 1985 ; Peyrot *et al.*, 1990 ; Peyrot, 2004). Cette étude vise à analyser les sables superficiels de Setté-Cama qui reposent sur les dépôts gravo-sableux de la Série des Cirques d'âge plio-pléistocène (Dadet, 1969). L'objectif de cette étude est de caractériser les paléo-conditions de la mise en place de ces sables, jaunes ocres et incolores, retrouvés dans divers environnements morpho-sédimentaires de type savane, berge de la lagune Ndougou et cordon littoral sous forêt.

À l'échelle du Gabon, quatre grandes phases de fluctuation du niveau de l'Océan Atlantique ont été mises en évidence pendant le Quaternaire récent (Giresse, 1989 ; Clist, 1995). Ces fluctuations seraient à l'origine des formes

sédimentaires superficielles et du paysage régional comprenant une mosaïque forêt-savane-lagune jalonnant la plaine côtière gabonaise. Il s'agit de :

- la *transgression inchiérienne* (de 40 000 à 30 000 ans BP), concomitante d'une période humide de biostase (Schwartz *et al.*, 1986) ;

- la *régression ogolienne*, du Pléistocène supérieur (de 25 000 - 10 000 ans BP), liée à une longue période sèche et fraîche, occasionnant des apports terrigènes littoraux vers 11 500 ans BP (Giresse et Lanfranchi, 1984) dus à la dégradation du couvert végétal sur le bassin versant des cours d'eau ;

- la *transgression holocène* (de 8 500 à 8 000 BP), avec d'importantes arrivées d'eaux continentales chaudes jusqu'à l'océan, chargées en sédiments terrigènes résultant d'une intense érosion pluviale sur le continent (Giresse et Lanfranchi, 1984) et,

- la *régression taffolienne* vers 3 000 ans BP à l'origine de la formation des cordons parallèles du littoral gabonais, c'est le cas de la série des cordons littoraux constitutifs de la flèche de Mandji (Lebigre, 1983) située au Nord de la zone d'étude.

Ces fluctuations climatiques ont favorisé les principales

variations du domaine forestier du Quaternaire récent. Maley (2001, 2002 et 2003) révèle une nette fragmentation du massif forestier d'Afrique Centrale vers 3 000-2 500 BP due à la péjoration climatique avec un maximum d'extension des savanes. Selon cet auteur, la forêt a été à nouveau en extension depuis 2000 BP jusqu'à l'actuel.

De manière générale, de nombreux auteurs ont étudiés la dynamique sédimentaire et la géomorphologie du littoral gabonais, notamment dans la zone de Libreville (Lebigre, 1983 ; Peyrot *et al.*, 1990 ; Mbina Mounguengui *et al.*, 2002 ; Mouyalou, 2017). Cependant, aucune donnée spécifique sur les sables la zone étudiée n'a été trouvée dans la littérature. Dans cette étude, les sables superficiels de Setté-Cama prélevés sous forêts clairsemées et sous savanes sont, pour la première fois, caractérisés à travers des analyses granulométriques et morphoscopiques afin de comprendre la dynamique des paléo-conditions de leur mise en place.

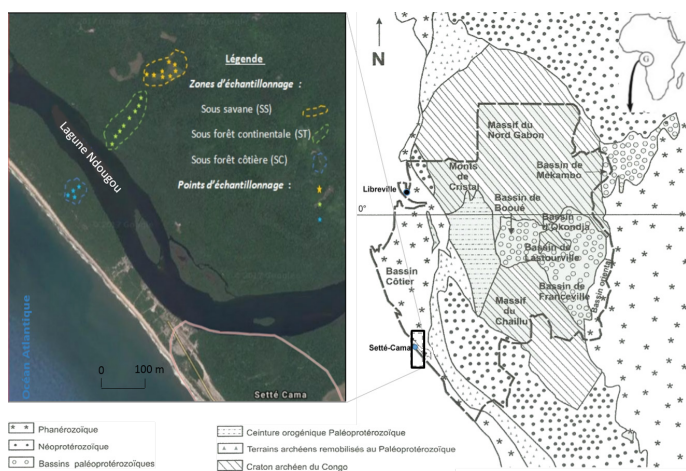


Figure 1: Localisation de la zone d'étude et des sites de prélèvement sur la carte géologique du Gabon (d'après Chevallier *et al.*, (2002).

## CADRE GÉOLOGIQUE

D'une superficie d'environ 50 000 km<sup>2</sup>, le bassin sédimentaire côtier gabonais est formé de couches phanérozoïques peu ou pas déformées (Chevallier *et al.*, 2002) (Fig. 1). Le développement de ce bassin est directement lié à l'ouverture de l'Atlantique ayant conduit à la séparation des continents africain et sud-américain pendant le Crétacé (Lebigre, 1983 ; Ala et Selley, 1997 ; Dupré *et al.*, 2011). L'évolution du bassin côtier gabonais s'est réalisée en cinq grands stades correspondant à la formation, à différentes époques, de deux bassins sédimentaires (un bassin oriental et un bassin atlantique) séparés par le horst étroit de Lambaréné d'orientation NW-SE. Dans le bassin oriental ou intérieur (10 000 km<sup>2</sup>) affleurent les séries les plus anciennes d'origine continentale. Le bassin atlantique (40 000 km<sup>2</sup>) a un remplissage comprenant des séries à dominante marine datées de l'Aptien supérieur au sommet du Tertiaire (Tisserenc et Villemin, 1990). Plusieurs phases tectoniques affectent la marge continentale au cours du Tertiaire, la plus importante est liée au soulèvement de la marge au Burdigalien (22 Ma). L'histoire tectono-sédimentaire du bassin côtier comprend trois stades : un stade pré-rift (anté-Néocomien) caractérisé par des dépôts glaciaires, puis lacustres bitumineux suivis de dépôts fluviaux, un stade syn-rift (Néocomien – Aptien inférieur) à matériel détritico-fluvial, et un stade post-rift (Albien - Actuel) (Chevallier *et al.*, 2002). La dernière phase du rifting,

du Miocène au Pléistocène, correspond à une sédimentation progradante, sans mouvements tectoniques (Reyre, 1964; Teisserenc et Villemin, 1990 ; Lundin, 1992 ; Mauduit, 1998 ; Chevallier *et al.*, 2002). Ces dépôts essentiellement sableux et plus argileux caractéristiques du Miocène moyen sont couverts par plusieurs dizaines de mètres de sables arkosiques de la série des Cirques, d'âge plio-pléistocène, qui reposent en discordance cartographique sur toutes les séries précédentes (Dadet, 1969 ; Chevallier *et al.*, 2002). Cette dernière série sédimentaire représente le substratum sur lequel repose les sédiments superficiels étudiés dans la région de Setté-Cama.

## MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les sables étudiés sont des sédiments superficiels qui ont été prélevés à 15 cm de profondeur sur les berges (rive droite et rive gauche) de la lagune Ndougou, suivant le transect SW-NE (Fig. 1). Au total 20 échantillons ont été collectés : 4 sous forêt clairsemée littorale atlantique désignée Côtière (SC), 8 sous forêt dense humide tropicale désignée continentale (ST) et 8 sous savanes (SS) à graminées. Chaque prélèvement a été géoréférencé à l'aide d'un GPS. Ces sédiments présentent des faciès différents suivant la direction SW-NE. A l'état sec, selon le Code Munsell 2009, la teinte des sables varie de hyalin à blanc (2.5Y 8/1) sous forêt et de jaune ocre à brun pâle (2.5Y 7/4) sous savane.

Ces sables ont fait l'objet d'analyses granulométriques pour déterminer les différentes classes granulométriques. Ensuite, une étude morphoscopique des grains de quartz a été effectuée pour déterminer les milieux de transport et de dépôt.

### Étude granulométrique

Les sédiments après lavage ont été tamisés par agitation à sec selon la procédure classique (Rivière, 1977), sur une colonne AFNOR de 7 tamis à maille décroissante allant de haut en bas de 2 mm à 50 µm. Ce tamisage a été effectué pendant 15 minutes en continu avec une amplitude d'agitation constante. Les refus récoltés dans chaque tamis ont été pesés sur une balance électronique dont la précision est de 0,01g. Selon la méthode de Folk et Ward (1957), les résultats obtenus ont permis de calculer les principaux paramètres granulométriques qui sont la médiane (Md), le mode (Mo), l'asymétrie ou le Skewness (Sk) et l'écart type ou Sorting (So). De ces résultats, le mode de transport des sédiments a été déterminé ainsi que les milieux de dépôt issus des diagrammes de Visher (1969) et de Moiola et Weiser (1968). En effet, de nombreuses études ont montré que les diagrammes Md-So et Sk-Md, appliqués aux sables, permettent de déterminer leur milieu de dépôt (N'Guessan *et al.*, 2014 ; Kizito *et al.*, 2016 ; N'Goran *et al.*, 2016).

### Étude morphoscopique

L'analyse morphoscopique des grains de quartz a été réalisée à la loupe binoculaire à un grossissement de 40. Le comptage a été effectué sur 100 grains par échantillon. L'objectif était de retracer leurs conditions de transport. L'aspect de surface et la forme d'un grain de quartz sont étroitement liés aux environnements et aux modes de transport. Cailleux (1947) propose ainsi le classement de l'ensemble des grains de quartz en trois catégories : les non-usés (NU) correspondant à un sable proche de sa source de matériel, les émoussés luisants (EL) qui caractérisent un transport aquatique et les ronds mats (RM) qui indiquent un transport éolien.

## RÉSULTATS

## Paramètres granulométriques des sables

Les paramètres granulométriques tels que la médiane (Md), le mode (Mo), indice de triage ou Sorting (So) et asymétrie ou Skewness (Sk), définis par Folk et Ward (1957), sont donnés dans le Tableau I. Ils permettent de caractériser les sédiments et les paléo-processus de transports et de sédimentation (Pinot, 1993).

**Tableau I:** Paramètres granulométriques des sables prélevés à Setté-Cama, sous forêt côtière (SC), et du coté Est de la lagune (continental) sous forêt(ST) et sous savane(SS).

Sites	Profondeur (cm)	Paramètres granulométriques					Caractéristiques granulométriques			
		Echantillon	Md	Mo	Sk	So	Faciès	Mode de classement	Fraction la mieux classée	
Sous forêt côtière (SC)	15	SC_1	0,75	0,5mm	-0,0315	1,247774	Sable moyen	assez bien classé	fraction fine	
	15	SC_2	0,75	0,5mm	-0,0225	1,255078	Sable moyen	assez bien classé	fraction fine	
	15	SC_3	0,75	0,5mm	0,031	1,224418	Sable moyen	assez bien classé	fraction grossière	
	15	SC_4	0,75	0,5mm	-0,063	1,464297	Sable moyen	moyennement classé	fraction fine	
Sous forêt Continentale (ST)	15	ST_1	0,65	0,5mm	0,0125	1,394433	S a b l e m o y e n	moyennement classé	fraction grossière	
	15	ST_2	0,51	0,250mm	0,075	1,470429	sable fin	moyennement classé	fraction grossière	
	15	ST_3	0,45	0,250mm	0,1725	1,537812	sable fin	moyennement classé	fraction grossière	
	15	ST_4	0,625	0,5mm	0,003	1,446926	S a b l e m o y e n	moyennement classé	fraction grossière	
	15	ST_5	0,45	0,250mm	0,105	1,414214	sable fin	moyennement classé	fraction grossière	
	15	ST_6	1,2	1mm	-0,075	1,414214	s a b l e g r o s s i e r	moyennement classé	fraction fine mieux classé	
	15	ST_7	1	0,5mm	0,125	1,414214	S a b l e m o y e n	moyennement classé	fraction grossière	
	15	ST_8	0,9	0,5mm	0,2245	1,415157	S a b l e m o y e n	moyennement classé	fraction grossière	
Sous Savane (SS)	15	SS_1	0,312	0,250mm	0,0155	1,415834	Sable fin	moyennement classé	fraction grossière	
	15	SS_2	0,37	0,250mm	-0,045	1,680336	Sable fin	moyennement classé	fraction fine	
	15	SS_3	0,37	0,250mm	-0,052	1,754116	Sable fin	moyennement classé	fraction fine	
	15	SS_4	0,37	0,250mm	-0,02	1,477098	Sable fin	moyennement classé	fraction fine mieux classé	
	15	SS_5	0,37	0,250mm	-0,02	1,477098	Sable fin	moyennement classé	fraction fine	
	15	SS_6	0,37	0,250mm	-0,035	1,589439	Sable fin	moyennement classé	fraction fine	
	15	SS_7	0,375	0,250mm	-0,005	1,4	Sable fin	moyennement classé	fraction fine	
	15	SS_8	0,375	0,250mm	-0,005	1,4	sable fin	moyennement classé	fraction fine	

La médiane des sables se situe à 750  $\mu\text{m}$  pour les sables prélevés sous forêt côtière (SC). Elle varie fortement sous forêt continentale (ST) et légèrement sous savane (SS), respectivement de 0,45 à 1,2  $\mu\text{m}$  et de 0,312 à 0,375  $\mu\text{m}$ . Par ailleurs, le mode qui détermine la plus grande fréquence d'un échantillon de sédiment est de 500  $\mu\text{m}$  pour SC, il varie de 250  $\mu\text{m}$  à 1 mm pour ST (la moyenne sur tous les échantillons est égale à 469  $\mu\text{m}$ ) et 250  $\mu\text{m}$  pour SS (Tableau I). Bien que les sables sous ST soient très hétérogènes, ces résultats démontrent le caractère plus grossier des sables en allant vers la plage.

En dépit de cette variabilité granulométrique, les sédiments sont dans l'ensemble moyennement classés à assez bien classés. Cependant, la fraction fine est mieux classée dans les sables issus des sites SC et SS alors que la fraction grossière

est mieux classée pour les sables de ST.

Les valeurs Sk traduisent dans l'ensemble une prépondérance d'une asymétrie vers les éléments fins (Tableau I), notamment pour les sites de prélèvement SC (75% Sk<0 et 25% Sk>0) et SS (100% Sk<0 et 0% Sk>0). Par contre, pour le site ST (12,5% Sk<0 et 85,5% Sk>0), la fraction grossière est plus importante que la fraction fine.

Outre ces paramètres granulométriques, la proportion des classes granulométriques (CG) par site a également été prise en compte pour analyser la dynamique sédimentaire (Tableau II). Une différence a été constatée dans les proportions de CG pour l'ensemble des échantillons et des sites. En effet, chaque échantillon se distingue des autres par l'association de plusieurs CG allant des Sables Très Grossiers (STG), Sables Grossiers (SG), Sables Moyens (SM), Sables Fins (SF) et Sables Très Fins (STF) selon la classification de Wentworth (1922).

L'analyse de la différence des CG pour l'ensemble des échantillons révèle une hétérogénéité des processus de transport et de sédimentation pour les sédiments analysés. En effet, une importante sédimentation fine (SF) entre 30% et 50% respectivement pour les sédiments STF et SF a été mise en

**Tableau II** : Proportion des classes granulométriques pour l'ensemble des sites

Sites	Proportion des Classes granulométriques				
	STG (%)	SG (%)	SM (%)	SF (%)	STF (%)
SC	0,88 ± 0,89	14,29 ± 7,78	70,56 ± 15,75	14,09 ± 8,04	0,16 ± 0,14
ST	1,28 ± 0,80	22,67 ± 19,90	45,37 ± 9,67	26,69 ± 21,92	3,98 ± 3,25
SS	0,11 ± 0,17	2,01 ± 0,47	16,84 ± 1,47	49,98 ± 3,87	27,35 ± 11,96

STG : Sables Très Grossiers

SG : Sables Grossiers

SM : Sables Moyens

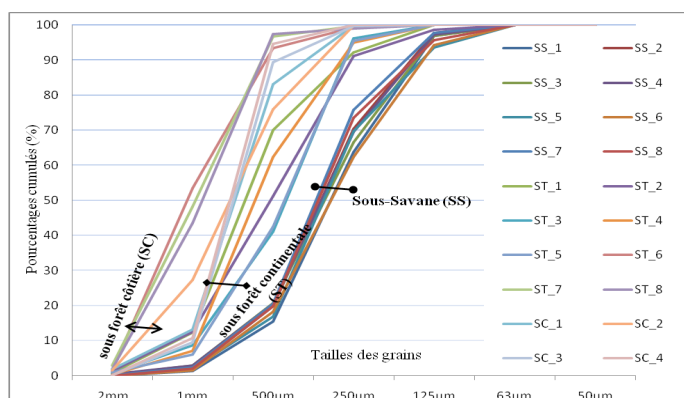
SF : Sables Fins

STF : Sables Très Fins

évidence pour les échantillons sous savane (SS) (Tableau II). Cette sédimentation fine (SF) se retrouve également au niveau des sédiments sous forêt continentale (ST), avec cependant une apparition seule ou en association des sables moyens et grossiers à près de 40 %. À l'opposé, les sédiments sous forêt côtière (SC) se distinguent par la faible proportion des sédiments fins. Ils sont marqués par la prédominance des sables moyens (70 % en moyenne).

### Facies granulométriques des sédiments

Les courbes cumulatives semi-logarithmiques des sables (Fig. 2) présentent un faciès hyperbolique pour les sables sous forêt côtière (SC) et sigmoïde à pente variable pour les sables sous savane (SS). Il y a un mélange de ces deux faciès dans les sables sous forêt continentale (ST), avec néanmoins une prédominance de faciès sigmoïde. Ces faciès indiquent un dépôt par décantation, suite à une diminution de l'énergie de courant pour SS et un dépôt par excès de charge à la suite de la diminution progressive de la compétence du milieu transporteur pour SC. Pour ST, la présence des deux faciès (sigmoïde et hyperbolique) indiquent un dépôt par décantation associé à un dépôt par excès de charge, traduisant ainsi le caractère hétérogène de ST.



**Figure 2**: Superposition de l'ensemble des courbes cumulatives des sables de Setté-Cama.

D'une manière générale, plus la pente de la courbe est faible (courbe aplatie), plus la proportion des grains fins est importante et inversement. Fort de ce principe, il apparaît clairement une augmentation de la taille des sédiments dans le sens sous savane (SS), sous forêt continentale (ST) et sous forêt côtière (SC). Ces résultats sont en accord avec les valeurs des paramètres granulométriques obtenues tels que la médiane (Md) et le mode (Mo). Toutefois à l'intérieur d'un faisceau de courbes cumulatives issues d'un même environnement, il existe également de nombreuses différences (Fig. 2). Exception

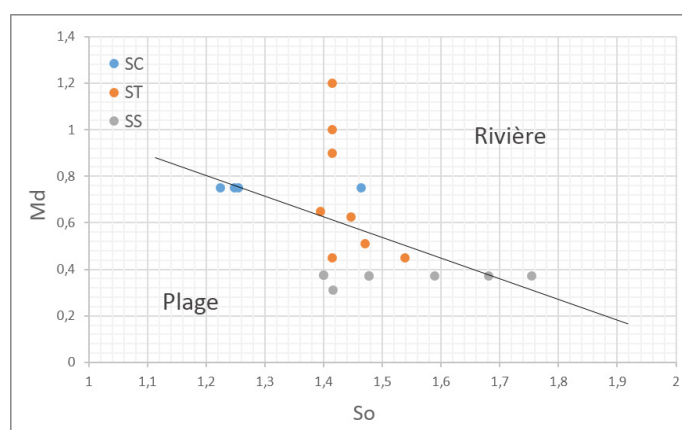
est faite pour les sédiments SS dont les courbes présentent une distribution plus ou moins régulière.

### Environnements de dépôt des sédiments

Les diagrammes Md-So (Fig. 3) et Sk-Md (Fig. 4) de l'évolution des paramètres granulométriques des sables de Setté-Cama permettent de déterminer leur milieu de dépôt.

Le diagramme Md-So (Fig. 3) révèle que 35% des sédiments proviennent du domaine de rivière et 65% du domaine de plage. Les sables issus de la forêt côtière (SC) et de la savane (SS) appartiennent essentiellement à un environnement de dépôt de type plage, alors que ceux de la forêt intermédiaire (ST) présentent une dispersion des points entre ces deux domaines indiquant la prédominance d'une influence fluviale. Il est toutefois important d'apporter quelques précisions sur l'origine fluviale dont il est fait mention ici. Il ne s'agit en aucun cas des apports actuels alors. L'absence de rivière d'importance dans la zone d'étude corrobore pleinement ce constat.

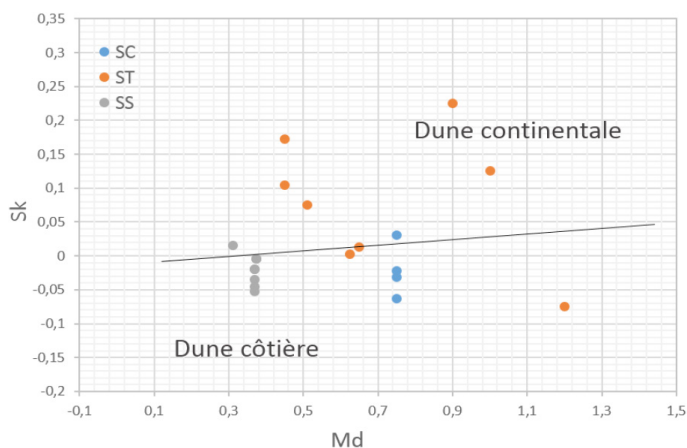
Par ailleurs, le diagramme Sk-Md (Fig. 4) présente un nuage de points répartis entre le domaine de dune continentale (35%) et côtière (65%). Ce diagramme Sk-Md montre que la plupart des sédiments appartiennent au domaine de dune côtière en dehors des sables de forêt intermédiaire (ST) qui sont majoritairement issus du domaine de dune continentale.



**Figure 3**: Diagramme Md-So des sables de Setté-Cama

### Morphoscopie des grains de sable

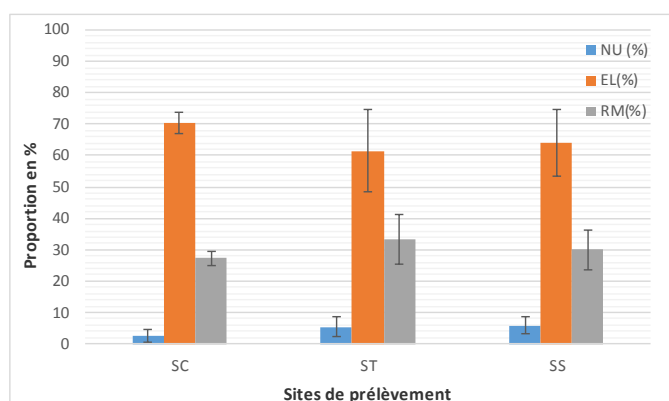
Les proportions des caractères morphoscopiques des grains de quartz sont assez variables dans les trois sites. On obtient en moyenne 2-6%, 60-70% et 27-33%, respectivement pour les caractères non usés (NU), émoussés-luisants (EL) et rond-mats (RM) (Fig. 5). La proportion de grains NU observée dans l'ensemble des sites décroît en allant du continent vers



**Figure 4:** Diagramme Sk-Md des sables de Setté-Cama

l'océan. Par contre, la proportion des grains EL augmente légèrement en allant vers l'océan. Les grains RM, assez présents dans nos échantillons (30% en moyenne par site), caractérisent une évolution en milieu éolien notamment sur les dunes littorales.

Les sédiments observés à loupe binoculaire sont essentiellement constitués de grains de quartz généralement hyalins. Seuls les sables prélevés sous savane sont de couleur jaune ocre et présentent très rarement des grains opaques noirs qui pourraient être des ilménites. L'aspect de ces quartz traduit une altération chimique des grains.



**Figure 5:** Caractères morphoscopiques des grains de quartz des sables de Setté-Cama

## DISCUSSION

L'ensemble des sédiments étudiés révèle que la région de Setté-Cama est essentiellement couverte de sables moyennement à assez bien classés (Tableau I). Les analyses granulométriques indiquent une forte variabilité entre les différents sites étudiés. En effet, les grains sont plus fins sous savane. Leur taille augmente allant vers l'océan. Les diagrammes Md-So (Fig. 3) et Sk-Md (Fig. 4) montrent que l'essentiel des sables étudiés proviennent de la plage et appartiennent généralement au domaine de dunes côtières. Ces dépôts sableux dunaires ont pu être alimentés par déflation des plages formées sur la côte gabonaise lors de la régression *taffolienne* en concordance avec une période sèche de l'Holocène moyen (Lebigre, 1983). Giresse et Kouyoumouzakakis (1990), en étudiant les oscillations holocènes de la ligne de rivage, ont confirmé cette régression avec notamment une recrudescence des actions de déflation éolienne. L'aspect rond mat du tiers des sables pour chaque site étudié témoigne d'un transport éolien (Fig. 5).

Toutefois, les sables sous forêt intermédiaire (ST) sont

majoritairement issus d'un environnement de type rivière, du domaine continental. Ces sédiments, prélevés dans une zone dépourvue de fleuves, proviendraient du remaniement des paléo-dépôts continentaux d'origine fluviatile de la Série des Cirques d'âge plio-pléistocène (Dadet, 1969 ; Chevallier *et al.*, 2002) qui affleurent dans le secteur littoral au Sud mais aussi au Nord du Delta de l'Ogooué (Giresse et Kouyoumouzakakis, 1974). L'aspect des grains de quartz, majoritairement émoussés luisants, confirme que ces grains ont séjourné dans un milieu aquatique (Fig. 5). Ce caractère émoussé luisant semble augmenter en allant vers la plage. Cela pourrait s'expliquer soit par une sous-saturation en silice dissoute de l'eau de mer qui nettoie la pellicule altérée des grains déposés à la plage, soit par un transport par gravité des sédiments d'origine continentale vers la côte ou leur important remaniement lié aux fluctuations climatiques fini-holocènes (Giresse et Kouyoumouzakakis, 1990). Au niveau du littoral gabonais, l'abondance des grains émoussés-luisants témoigne souvent de leur origine plutôt marine (Peyrot *et al.*, 1990 ; Mouyalou, 2017).

De manière générale, une grande majorité des sédiments étudiés semble avoir évolué dans un milieu marin à littoral à forte énergie. La forme sigmoïde prédominante des courbes granulométriques (Fig. 2) est la preuve d'un faciès de sable littoral bien classé avec évacuation de particules fines (Moiola et Weiser, 1968 ; Rivière, 1977 ; Saidi *et al.*, 2004). Etant donné que le niveau marin sur le littoral gabonais n'a jamais dépassé l'actuel depuis 40 000 ans BP (Lebigre, 1983 ; Giresse, 1989 ; Clist, 1995, Giresse, 2008), les sables de la région de Setté-Cama proviendraient essentiellement des dunes édifiées par déflation des plages formées lors des périodes de régressions marines au cours du Quaternaire récent.

La variation de la couleur des grains de quartz du jaune ocre sous savane à incolore sous les forêts indique soit des paléo-apports à différentes périodes ou de nature différente, soit une altération liée à l'évolution du couvert végétal. L'aspect relevé sous savane traduit une altération chimique des grains (Fritsch, 1988) évoluant vers une pédogenèse. Il est possible que les premiers dépôts éoliens sous savane soient plus saturés en sables kaolinisés de Cirques faisant l'objet d'une pédogenèse en période humide de biostasie. Cela corrobore l'observation de Schwartz *et al* (1990) qui avaient indiqué une pédogenèse typiquement biostatique (en présence des forêts denses à *Monopétalathus*) à partir des sédiments terrigènes kaoliniques déposés vers l'Holocène inférieur (Giresse et Lanfranchi, 1984). Ces forêts ont pu évoluer en zone de savane lors de la période sèche de l'Holocène moyen qui serait d'après Schwartz *et al* (1996) à l'origine des savanes guinéo-congolaises actuelles. En effet, entre 2800 et 2000 BP est survenue une brève mais intense phase de recul des forêts au profit des savanes en extension maximum (Maley, 2001 et 2002).

Les dépôts sableux sous forêt généralement hyalins semblent plus récents, avec une influence terrigène plus importante en allant à l'intérieur du continent. La forêt, à nouveau en extension depuis 2000 BP jusqu'à l'actuel d'après Maley (2002), a fixé et préservé ses formes d'accumulation plus ou moins remaniées dans la région étudiée. Finalement, la variation de la végétation en réponse aux changements climatiques en Afrique centrale au cours du Quaternaire récent serait à l'origine du paysage régional formé d'une mosaïque forêt-savane rencontré à Setté-Cama.

## CONCLUSION

Les sédiments de Setté-Cama étudiés sont essentiellement des sables composés principalement de grains de quartz. Ces sables sont assez bien classés. Leur taille augmente en allant de l'intérieur des terres vers l'océan avec une zone intermédiaire sous forêt continentale très hétérogène. D'après les indices granulométriques, ces dépôts sableux proviennent majoritairement des dunes côtières formées par déflation des sables de plage. Toutefois, les sables de forêt intermédiaire, à grains variant de fin à grossier, indiquent un apport continental. En l'absence d'un fleuve dans la zone d'étude, il y a vraisemblablement des dépôts sableux continentaux remaniés et mélangés aux dépôts sableux marins. Cela expliquerait le mélange des sables à aspect émoussé luisant aux sables ronds-mats dans la zone d'étude. Par ailleurs, la couleur jaune ocre des sables sous savane témoigne d'une altération poussée à l'origine d'une pédogenèse. En revanche, les sables hyalins sous forêt semblent avoir été préservés des phénomènes d'altération.

Plusieurs phénomènes semblent avoir affecté la région de Setté-Cama, notamment pendant le Quaternaire. Des paléo-dépôts continentaux puis marins essentiellement sableux ont été favorisés et remaniés sous l'effet des changements climatiques et de la variation eustatique. Ces paléo-dépôts colonisés par une végétation évolutive et contrastée ont été plus altérés dans certaines zones actuellement sous savanes. Ces influences du climat et de la végétation sur les paléo-apports sableux expliqueraient la géomorphologie et le paysage actuel de la région de Setté-Cama.

## Remerciements

Nos sincères remerciements au Pr Anthony Nicolas de l'University of New Orleans (UNO, USA) et le Pr Thomas Smith de l'University of California Los Angeles (UCLA, USA), Coordonnateurs du projet CAB-Alliance pour avoir rendu possible l'échantillonnage des sables caractérisés dans cette étude.

## REFERENCES

- Ala, M.A. & Selley, R.C. 1997. The West African Coastal Basins, Chapter 8. African Basins. Sedimentary Basins of the World, 3 edited by R.C. Selley (Series Editor: K.J. HsiJ), pp.173-186.
- Cailleux, A. 1947. Distinction des galets marins et fluviaux. *Bull. Soc. Géol. France*, 5ème série, t.XV, pp. 375-404.
- Chevallier L., Makanga J.F., Thomas R.J., 2002. Notice explicative de la carte géologique de la République Gabonaise au 1/1.000.000. ISBN 1-875061-91-6. 195p.
- Clist B., 1995. [Gabon : 100 000 Ans d'histoire](#), *Centre Culturel Français de Libreville*. In: *Journal des africanistes*, Rivallain Josette, 1997, tome 67, fascicule 1. L'Afrique vue du Brésil. pp. 179-180.
- Dadet P. 1969. Notice explicative de la carte géologique de la République Démocratique du Congo-Brazzaville au 1/500.000 (zone comprise entre les parallèles 2° et 5°S). Mémoire n°70, BRGM, Orléans, 104p.
- Delibrias G., Giresse P. & Kouyoumontzakis G. 1973. Géochronologie des divers stades de la transgression holocène au large du Congo - *C.R.Ac.Sc., Paris*, t. 276, série D, pp. 1389-1391.
- Dupré ,S., Cloetingh, S. & Bertotti, G. 2011. Structure of the Gabon Margin from integrated seismic reflection and gravity data. *Tectonophysics* 506: 31-45.
- Folk R. & Ward W. 1957. Brazors river bors, a study in significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentology and Petrology*, Vol. 27, pp. 13-27.
- Fritsch E. 1988. Morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique dégradée par hydromorphie.. *Cah. ORSTOM, & Pédologie*, vol. XXIV, no 1, 1988: 3-15.
- Giresse P. 1989. Géodynamique Des Lignes De Rivage Quaternaires Du Continent Africain Et Applications. In book: Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications. pp 121-152.
- Giresse P. 2008. Sea level fluctuation on the Atlantic margin of Africa during the past 125,000 years. In: Jaap J.M. Van Der Meer (Ed), Tropical and sub-tropical West Africa – Marine and Continental Changes during the late Quaternary. *Quaternary Science* 10, 227-230.
- Giresse P. & Kouyoumontzakis G. 1974. Observations sur le Quaternaire côtier et sous-marin du Congo et des régions limitrophes, Aspects eustatiques et climatiques. *Bulletin de Liaison de l'Association Sénégalaise d'Etudes du Quaternaire Africain*, n° 42-43, Dakar, pp. 45-61.
- Giresse P., Kouyoumontzakis G. 1990. Témoins quaternaires du littoral du Congo et du Sud du Gabon. In : Lanfranchi Raymond (ed.), Schwartz Dominique (ed.). Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. Paris : ORSTOM, 106-109. (Didactiques). ISBN 2-7099-1022-5.
- Giresse P. & Lanfranchi R. 1984. Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène. Bilans selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Paleoecology of Africa. E.M. Van Zinderen Bakker, J.A. Coetsee ed.*, vol. 16: 77-88.
- Kizito K. K. T. B., N'goran J-P. Y., Touvalé M. K., Zéli B. D., 2016. Caractérisation Sedimentologique Et Hydrodynamique Des Formations Sableuses Du Miocene Inferieur De La Region D'eboinda (Sud-Est De La Cote d'Ivoire). *European Scientific Journal*, 12, 192-211.
- Lebigre, J.-M. 1983. Le littoral du Gabon. Aspects géomorphologiques et biogéographiques. Ministère de l'Education Nationale Gabon, I.P.N. *Départements Histoire.- Géographie et Sciences Naturelle*, 58 p.
- Lundin E. 1992. Thin-Skinned extensional tectonics on the salt detachment, northern kwanza basin, Angola. *Marine Petroleum Geology*, 9, 405-411.
- Maley J. 2001. La destruction catastrophique des forêts d'Afrique centrale au cours des trois derniers millénaires ; nouvelles données et interprétation. In : BAHUCHET *et al.* – *L'Homme et la forêt tropicale*. Travaux de la Société d'Écologie humaine : Paris, p. 337-254.
- Maley J. 2002. A catastrophic destruction of African forests about 2,500 years ago still exerts a major influence on Present vegetation formations. In : Leach, M., Fairhead J., Amanor K., (Eds), Science and the Policy Process : Perspectives from the Forest, *IDS Bulletin Sussex University* 33, 13-30.
- Maley J. 2003. Synthèse sur l'histoire de la végétation et du climat en Afrique centrale au cours du Quaternaire récent ; peuplements anciens et actuels des forêts tropicales. IRD :

- Paris, p. 53-75 (Coll. Colloque et séminaires).
- Mauduit T., 1998. Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive : modélisation analogique et application au golfe de Guinée. *Geosciences Rennes*, 83, 251.
- Mbina MOUNGUENGUI M., LANG J., GUIRAUD M. & JOCKTANE O. (2002). Sedimentary dynamics and structural geology of pre-rift deposits of the interior basin of Gabon. *Journal African Earth Science*, 35, 315-329.
- Moiola, R.J. & Weiser D., (1968). Textural parameters: an evaluation. *Journal of Sedimentology and Petrology*. n°38, pp 45-53.
- Mouyalou, V. M. T., 2017. Dynamique morphosédimentaire d'un segment côtier sableux: du Lycée Léon Mba (Libreville) à La Sablière (Baie d'Akouango). *Thèse de doctorat en géomorphologie littorale, université Omar Bongo*, 339p.
- N'Goran J-P. Y., OGAM M. S., Yao Kouadio S., Koffi Kouamé Y. A., Aka Akpa O., Biemi J., 2016. Caractéristiques lithologiques des formations sédimentaires et granulométrie des niveaux sableux traverses par le forage d'Abouabou (Cote d'Ivoire). *International Journal of Innovation and Scientific Research*, 22, 227-237.
- N'Guessan Y. L., Amani E. M., Koffi Bi K. F., Adopo L., Diangone Bi E., Monde S., Kouadio A., 2014. Caractérisation morphologique et sédimentologique de l'embouchure du fleuve Sassandra (Côte d'Ivoire). *Afrique SCIENCE 10(2)*, 277 – 288.
- Peyrot, B. 2004. Espaces tropicaux naturels et risques en Afrique centrale ; menace nouvelle ou récurrence ? Une réflexion, des exemples. Les risques naturels : de l'aléa aux enjeux, p. 95-104.
- Peyrot, B., Clist, B. & Oslisly, R. 1990. Le gisement des « Sablières » de Libreville : étude géomorphologique et archéologique d'un site préhistorique de l'estuaire du Gabon. *L'Anthropologie, (Paris), Tome. 94 (1990), n°3, pp. 483-498*.
- Peyrot, B. & Oslisly, R. 1985. Recherches récentes sur le paléoenvironnement et l'archéologie du Gabon. - *L'Anthropologie, Paris, 90, 2, pp. 201-216*.
- Pinot, J.-P. 1993. Géomorphologie et sédimentologie des milieux littoraux et pré-littoraux. Quatrième Edition, Brest, Atelier de reprographie de la faculté des lettres, 105 p.
- Reyre 1964. Caractère pétrolier et évolution d'une marge passive. Le cas du bassin du bas Congo-Gabon. *Bull Centres recher Expl-prod Elf aquitaine*, 8(2), 303-332.
- Rivière, A. 1977. Méthodes granulométriques: techniques et interprétations. Ed Masson, Paris New York, Barcelone Milan 149p.
- Saidi H., Brahim M., et Gueddari M. 2004. Caractérisation granulométrique et minéralogique des sédiments de surface de la Frange littorale Sidi Bou Said-la Goulette. *Bulletin de l'Institut National des Sciences et Technologies de la Mer de Salammbô*, vol. 31, pp 97-106.
- Schwartz D., Foresta H., Mariotti A., Balesdent J., Massimba J.P., & Girardin C. 1996. Present dynamics on the savanna-forest boundary in the Congolese Mayombe. A pedological, botanical and isotopic ( $\delta^{13}C$ ) study. *Oecologia* 106, 514-522.
- Schwartz D., Guillet B., & Deschamps R. 1990. Etude de deux flores forestières mi-Holocène conservées in situ sur le littoral ponténégrin (Congo) In : Lanfranchi R., Schwartz D. (Eds), Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique, Paris, ORSTOM, 314-325.
- Teisserenc P. & Villemain J. 1990. Sedimentary basin of Gabon – Geology and oil systems, in Edwards J.D., and Santogrossi P.A., eds. Divergent / passive margin basin: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 48, 117-199.
- Visher G. S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentology and Petrology*. Tulsa (volume. 39), N° 3, pp. 1074- 1106.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastics sediments. *Journal of Geology*, 30, pp. 377-392.