

RÉPUBLIQUE DE COTE D'IVOIRE
Union – Discipline – Travail

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE



Institut National Polytechnique
Félix HOUPHOUËT-BOIGNY de Yamoussoukro



École Doctorale Polytechnique

THÈSE

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE FELIX HOUPHOUËT-BOIGNY

Mention : Géosciences

Spécialité : Géologie sédimentaire, Géochimie et Énergie Fossile

Thème :

**Caractérisation minéralogique et géochimique des roches mères
argileuses du Crétacé supérieur du bassin sédimentaire de Termit
(Niger) : Implications pétrolières**

Présentée et soutenue publiquement le 28/01/2021 par

ALASSANE IBRAHIM Maman Bachir

JURY

YAO Kouassi Benjamin	Professeur Titulaire, INP-HB/Côte d'Ivoire	Président
DIGBEHI Zeli Bruno	Professeur Titulaire, UFHB/Côte d'Ivoire	Directeur de thèse
MONDE Sylvain	Professeur Titulaire, UFHB/Côte d'Ivoire	Rapporteur
YAO Kouakou Alphonse	Maître de Conférences, INP-HB/Côte d'Ivoire	Directeur de thèse
HAROUNA Moussa	Maître de Conférences, UAM / Niger	Rapporteur
GBANGBOT Jean-Michel Kouadio	Maître de Conférences, UJLOG/Côte d'Ivoire	Examinateur

REMERCIEMENTS

Le présent manuscrit est le fruit d'un travail de recherche collectif, marquant la fin de mon cursus universitaire. Cette étape a été franchie avec l'aide de nombreuses personnes à qui j'adresse mes remerciements les plus sincères.

Mes premières pensées se tournent vers mes parents qui m'ont encouragé et soutenu à chaque pas. Ils m'ont fourni le cadre nécessaire à la réussite de mes études. Sans ce cadre, et même avec la plus grande volonté, je doute du succès de l'entreprise. **Ce manuscrit leur est dédié.**

Cette étude s'est déroulée à l'École Doctorale Polytechnique (EDP), au sein du laboratoire de Génie Civil, Géosciences et Sciences Géographiques de l'Institut National Polytechnique Félix HOUPHOUËT-BOIGNY (INP-HB) de Yamoussoukro / Côte d'Ivoire. Elle a bénéficié d'un soutien financier de l'EDP pour la réalisation de la diffraction aux rayons X (DRX). Je présente mes sincères remerciements aux autorités de l'EDP, en particulier, le Directeur Professeur YAO Benjamin Kouassi, et le Directeur des Études Dr SORO Doudjo, Maître de Conférences.

Pour ma part, j'ai bénéficié d'une bourse nationale de l'État nigérien.

Je tiens aussi à remercier Dr YAO Kouakou Alphonse, Maître de Conférences, qui a dirigé cette thèse. Dr YAO Kouakou Alphonse a fixé les grandes orientations de ce travail tout en me laissant une large autonomie, témoignage de la confiance qu'il a placée en moi du début à la fin de ce travail. Il a mis tout en œuvre pour assurer la réussite de cette thèse. Son œil bienveillant et le recul dont il dispose m'ont bien souvent permis de sortir de la tourmente. Toujours disponible, son expérience et sa connaissance, qu'il m'a transmises au cours de longues discussions, m'ont été d'une aide précieuse. Merci d'avoir supporté mes nombreux appels, mails et demandes de rencontre de travail. Finalement et peut être au-dessus de tout, il a su me communiquer sa passion pour la recherche bien souvent considérée comme difficile avec les moyens de bord.

La personne qui a co-encadré mon travail est le Professeur DIGBEHI Zéli Bruno. Merci Professeur d'avoir accepté de co-encadrer mon travail après un an d'avance dans la recherche. Merci d'avoir pris le temps de bien prendre connaissance de mon sujet et de mon projet. Merci pour votre disponibilité, d'avoir toujours pris le temps de répondre à mes questions. Merci pour toutes les remarques que vous avez sues faire pour améliorer mon travail, merci pour les discussions intéressantes et notamment sur les conclusions de la correction. Merci pour votre

soutien, votre confiance en mon travail et pour votre bonne humeur qui a rendu tous nos échanges agréables.

Merci à vous pour m'avoir aidé et encadré dans mes réflexions scientifiques, dans mes interprétations, d'avoir été disponible pour relire et corriger mes travaux. Le contenu scientifique de ma thèse est présent grâce à vous tous. **Ma reconnaissance envers vous est immense.**

Je remercie Dr KONIN Athanas Maître de Conférences, Directeur du Laboratoire de Génie Civil, Géosciences et Sciences Géographiques de l'Institut National Polytechnique Félix Houphouët Boigny pour m'avoir accueilli dans son laboratoire.

Je m'adresse mes sincères remerciements à l'ensemble des membres du jury de cette thèse dont Professeur YAO Kouassi Benjamin qui a présidé le jury, Professeur MONDÉ Sylvain et Dr HAROUNA Moussa Maître de Conférences qui ont accepté d'instruire cette thèse et Dr GBANGBOT Jean-Michel Kouadio, Maître de Conférences qui a accepté d'examiner cette thèse. Merci pour leurs temps si précieux qu'ils m'ont accordé et pour l'ensemble des propositions de corrections qui ont amélioré grandement ce mémoire.

Je remercie Dr ASSALE Paul pour sa contribution dans l'évaluation interne de cette thèse de doctorat. Merci Dr ASSALE pour vos remarques et suggestions.

Je n'oublierai jamais les autorités du Centre d'Archive et de Documentation Pétrolière (CDP) du Ministère du Pétrole du Niger. Merci Monsieur le Directeur IRO Ismaila, merci également à vos collaborateurs, qui m'ont donné les indicatifs et les orientations me facilitant l'échantillonnage et la collecte des données.

J'aimerai aussi exprimer ma reconnaissance aux personnes ci-après :

Dr. ABDOU Dodo Bahari et Dr SOUMAHORO Guy qui m'ont aidé à faire l'analyse élémentaire, la diffraction aux rayons X et l'infrarouge sur les roches totales à l'occasion de leurs mobilités respectivement en Inde et en France.

Dr ABDOULAYE Oumarou et MAMAN SOULEY Abdou Aziz, qui sont mes collaborateurs de tout temps, merci pour la patience, l'endurance et le sens de compréhension dont vous m'avez fait preuve. Merci également à mes amis d'enfance, vos soutiens moraux et financiers m'ont été d'une grande utilité.

Cette thèse m'a permis de rencontrer de précieuses personnes et de lier des amitiés fortes et durables. Que ceux qui m'ont aidé de près ou de loin, trouvent ici mes sincères remerciements.

SIGLES	ix
ABRÉVIATIONS	ix
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xiv
RÉSUMÉ	xvi
ABSTRACT	xvii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
Contexte	1
État des connaissances	1
Problématique	2
Objectifs de l'étude	3
Organisation du mémoire	4
PREMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITÉS	5
CHAPITRE I : CADRE PHYSIQUE DU NIGER	6
I.1. Cadre géographique du Niger	6
I.1.1. Situation géographique	6
I.1.2 Climat.....	6
I.1.3. Relief.....	7
I.1.4. Réseau hydrographique.....	8
I.2. Cadre géologique du Niger	8
I.3. Cadre physique du bassin sédimentaire de Termit	9
I.3.1. Situation géographique du bassin sédimentaire de Termit	9
I.3.2. Cadre tectonique du bassin sédimentaire de Termit	10
I.3.3. Cadre structural du bassin sédimentaire de Termit.....	12
I.3.4. Cadre stratigraphique du bassin sédimentaire de Termit.....	15
CHAPITRE II : GÉNÉRALITÉS SUR LES ARGILES	18

II.1. Définition et intérêt	18
II.2. Structure et classification des minéraux argileux	18
II.2.1 Structure des minéraux argileux	18
II.2.2 Classification des minéraux argileux.....	20
II.2.2.1 Principaux minéraux simples.....	21
II.2.2.2 Minéraux interstratifiés.....	24
II.2.3. Minéraux gonflants.....	26
II.3. Argiles dans la formation, la migration et l'accumulation des hydrocarbures	27
II.4. Propriétés des minéraux argileux	27
II.4.1. Capacité d'échange cationique (CEC).....	27
II.4.2. Surface spécifique des minéraux argileux	28
CHAPITRE III : MATIÈRE ORGANIQUE.....	30
III.1. Définition et intérêt de l'étude de la matière organique.....	30
III.2. Origine de la matière organique.....	30
III.2.1. Apports autochtones	31
III.2.2. Apports allochtones	31
III.3. Production et accumulation de la matière organique.....	31
III.3.1. Modèle basé sur une forte productivité primaire	32
III.3.2. Modèle basé sur la préservation	33
III.3.3. Conditions de préservation de la matière organique	33
III.4. Mécanismes de préservation de la matière organique	34
III.4.1. Dégradation-recondensation de la matière organique	35
III.4.2. Préservation sélective de la matière organique	36
III.4.3. Sulfuration naturelle de la matière organique	36
III.4.4. Adsorption et protection (minéraux argileux).....	37
III.5. Facteurs influençant les interactions organo-minérales.....	38

III.6. Transformation de la matière organique.....	39
CHAPITRE IV : NOTION DE ROCHE MÈRE.....	41
IV.1. Définition et concept de la roche mère.....	41
IV.2. Notion de kérogène	42
IV.3. Évolution du kérogène.....	45
DEUXIÈME PARTIE : MATÉRIEL ET MÉTHODES	47
CHAPITRE V : MATÉRIEL	48
V.1. Présentation de puits échantillonnés.....	48
V.2. Matériel d'analyse	50
V.2.1. Matériel d'analyse au diffractomètre aux rayons X	50
V.2. 2. Matériel d'analyse au Spectromètre à fluorescence X de type Niton XL3t.....	50
V.2.3. Matériel d'analyse au Microscope Électronique à Balayage (MEB)	51
V.2.4. Matériel d'analyse au Pyrolyseur Rock-Éval 6.....	51
V.2.5. Matériel d'analyse au TruSpec Micro	52
CHAPITRE VI : MÉTHODES	54
VI.1 Échantillonnage.....	54
VI.2. Description lithofaciès	55
VI.3. Analyse minéralogique	55
VI.3.1. Diffraction aux rayons X (DRX)	55
VI.3.2. Spectroscopie à fluorescence aux rayons X (FRX).....	57
VI.3.3. Spectroscopie infrarouge.....	57
VI.3.4. Méthode Brunauer, Emmett et Teller.....	57
VI.3.5. Microscopie électronique à balayage (MEB).....	58
VI.3.6. Détecteur à Dispersion d'Énergie	59
VI.4. Méthodes d'analyses géochimiques	59
VI.4.1. Pyrolyse Rock-Éval.....	59

VI.4.2. Analyse élémentaire en C, H, N, O et S.....	63
VI.5 Analyses statistiques des éléments majeurs et traces.....	64
VI.5.1 Corrélation multiples.....	64
VI.5.2. Analyse en Composantes Principales (ACP).....	65
TROISIÈME PARTIE : RÉSULTATS, INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS	66
CHAPITRE VII : LITHOSTRATIGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES FORMATIONS DE DONGA ET DE YOGO	67
VII.1. Description lithostratigraphique des formations de Donga et Yogou	67
VII.1.1. Puits Fana - 1	67
VII.1.2. Puits Hélit - 1	68
VII.1.3. Puits Koulélé -1	69
VII.1.4. Puits Mélik - 1	70
VII.1.5. Puit Ounissoui - 1	71
VII.2. Composition minéralogique.....	72
VII.2.1. Composition minéralogique des roches des formations de Donga et Yogou	72
VII.2.1.1 Composition minéralogique de la formation de Donga.....	72
VII.2.1.2 Composition minéralogique de la formation de Yogou.....	74
VII.2.2. Composition minéralogique des fractions argileuses	76
VII.2.2.1 Minéralogie des fractions argileuse de la formation de Donga	76
VII.2.2.2 Minéralogie des fractions argileuse de la formation de Yogou	79
VII.3. Composition élémentaire en éléments majeurs	82
VII.3.1. Éléments majeurs provenant de la formation de Donga.....	82
VII.3.2. Composition élémentaire en éléments majeurs provenant de la formation de Yogou	83
VII.3.3. Rapports atomiques des éléments majeurs des roches des formations de Donga et Yogou	85
VII.3.4. Composition élémentaire en éléments traces des formations de Donga et de Yogou	87

VII.4. Identification des fonctions chimiques caractéristiques des minéraux présents dans les roches.....	89
VII.4.1. Identification des fonctions chimiques caractéristiques des minéraux présents dans la formation de Donga.....	89
VII.4.2. Identification des fonctions chimiques caractéristiques des minéraux de la formation de Yogou	90
VII.4.3. Interprétation des spectres IR des roches des formations de Donga et Yogou.....	92
VII.5. Évaluation des Surfaces spécifiques des roches de formations de Donga et Yogou....	93
VII.6. Identification des structures et de la composition chimique et en oxyde	94
VII.6.1 Identification des structures des roches des formations de Donga et Yogou	94
VII.6.2. Identification de la composition chimique et en oxyde des roches des formations de Donga et Yogou	96
VII.6.2.1 Éléments chimiques majeurs	98
VII.6.2.2 Oxydes des roches des formations de Donga et Yogou	99
CHAPITRE VIII : ANALYSE CORRÉLATIVE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES.....	103
VIII.1. Analyse en composantes principales des éléments chimiques des roches de Donga	103
VIII.2. Corrélations multiples des éléments chimiques présents dans la formation de Donga	104
VIII.3. Analyse en composantes principales des éléments chimiques des roches de Yogou	108
VIII.4. Corrélations multiples des éléments chimiques présents dans la formation de Yogou	108
CHAPITRE IX : GÉOCHIMIE DES ROCHES ARGILEUSES DES FORMATIONS DE DONGA ET YOGOU.....	114
IX.1. Maturation thermique de la matière organique des roches des formations de Donga et Yogou.....	114
IX.1.1. Quantification de la matière organique dans les formations de Donga et Yogou.....	116
IX.1.1.1. Quantification de la matière organique dans la formation de Donga.....	116

IX.1.1.2 Quantification de la matière organique dans la formation de Yogou	116
IX.1.2 Potentiel pétrolier des formations de Donga et Yogou	117
IX.1.2.1 Potentiel pétrolier résiduel de la formation de Donga	117
IX.1.2.2 Potentiel pétrolier résiduel des formations de Yogou	118
IX.1.3. Maturité de la matière organique dans les formations de Donga et Yogou	119
IX.1.3.1. Maturité de la matière organique dans la formation de Donga.....	119
IX.1.3.2. Maturité de la matière organique dans la formation de Yogou.....	121
IX.1.4. Quantification des hydrocarbures des formations de Donga et Yogou	123
IX.1.4.1. Quantification des hydrocarbures de la formation de Donga.....	123
IX.1.4.2. Quantification des hydrocarbures de la formation de Yogou	124
IX.1.5. Type de kérogène	126
IX.1.5.1. Type de kérogène contenu dans les échantillons de la formation de Donga	126
IX.1.5.2. Type de kérogène de Yogou	127
IX.2. Composition en éléments CHONS des roches du Crétacé supérieur de Termit.....	131
IX.2.1. Répartition de la teneur en CHONS dans la formation de Donga	132
IX.2.2. Répartition de la teneur en CHONS dans la formation de Yogou	133
IX.2.3. Rapports atomiques dans les formations de Donga et Yogou.....	135
IX.2.3.1. Rapports atomiques H/C et O/C de la formation de Donga.....	135
IX.2.3.2. Rapports atomiques H/C et O/C de la formation de Yogou.....	136
IX.2.3.3. Rapport atomique C/N de la formation de Donga	136
IX.2.3.4. Rapport atomique C/N de la formation de Yogou	137
IX.2.3.5. Rapport atomique S/C de la formation de Donga	139
IX.2.3.6. Rapport atomique S/C de la formation de Yogou	139
CHAPITRE X : DISCUSSIONS	142
X.1. Discussions sur la minéralogie des formations de Donga et Yogou	142
X.1.1. Principaux oxydes	142

X.1.2. Éléments majeurs, éléments traces et leurs rapports	143
X.1.3. Facteurs contrôlant la production et la préservation de la matière organique.....	147
X.2. Discussions sur la géochimie des formations de Donga et Yogou	149
X.2.1. Quantité de la matière organique.....	149
X.2.2 Origine de la matière organique	150
X.2.3 Maturité thermique des roches mères.....	151
X.2.4 Environnement de dépôt et conditions de préservation de la matière organique	152
X.3. Synthèse minéralo-géochimique des formations de Dongo et Yogou	153
CONCLUSION GÉNÉRALE	162
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	xx
ANNEXES	xli

SIGLES

ACP	Analyse en Composantes Principales
API	American Petroleum Institute (Institut Américain du Pétrole)
BET	Méthode Brunauer, Emmett et Teller
CDP	Centre de Documentation et d'Archives Pétrolières du Niger
CEC	Capacité d'Échange Cationique
CHONS	Carbone, Hydrogène, Oxygène, Azote et Soufre
CNPC	China National Petroleum Company
COT	Carbone Organique Total
DRX	Diffraction aux rayons X
EDS	Spectromètre à Dispersion d'Énergie
FRX	Spectromètre de Fluorescence aux Rayon X
H/C	Rapport atomique Hydrogène sur Carbone
IH	Index d'Hydrocarbure
IO	Index d'Oxygène
IP	Index de Production
IR	Infra Rouge
I-S, C-I, I-S-C	Interstratifiés Illite-Smectite, Chlorite-Illite et Illite-Smectite-Chlorite
MEB	Microscope Électronique à Balayage
O/C	Rapport atomique Oxygène sur Carbone
PG	Potentiel Génétique
pH	Potentiel d'Hydrogène
PIB	Produit Intérieur Brut
SRAOC	Système de Rift de l'Afrique Occidentale et Centrale
SS	Surface spécifique
Tmax	Température maximale au sommet du pic de pyrolyse

ABRÉVIATIONS

O	Octaèdre
Ph	Phytane
Pr	Pristane
R_o	Réflectance de la vitrinite
Sorg	Soufre organique
T	Tétraèdre

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géographique du Niger.....	6
Figure 2 : Carte climatique du Niger.....	7
Figure 3 : Carte du relief du Niger	7
Figure 4 : Carte du réseau hydrographique du Niger	8
Figure 5 : Carte géologique du Niger.....	9
Figure 6 : Bassin de Termit dans le rift de l’Afrique occidentale et centrale.....	10
Figure 7 : Modèle structural de l’évolution tectonique du bassin de Termit	12
Figure 8 : Unités structurales du bassin sédimentaire de Termit.....	13
Figure 9 : Sections sismiques régionales des parties transversales nord (AA’) et sud (BB’) du bassin de Termit	14
Figure 10 : Colonne stratigraphique généralisée et division de la séquence du bassin de Termit avec représentation des formations de Yogou et Donga	16
Figure 11 : Structure tétraédrique des argiles : (a) tétraèdre et (b) couche tétraédrique	18
Figure 12 : Représentation octaédrique : (a) octaèdre et (b) couche octaédrique	19
Figure 13 : Empilement des feuillets d’un minéral argileux formé des couches tétraédriques et octaédriques	20
Figure 14 : Structure de la kaolinite	21
Figure 15 : Représentation de la structure de l’illite	22
Figure 16 : Représentation de la structure de la smectite.....	23
Figure 17 : Représentation de la structure de la chlorite	24
Figure 18 : Représentation des minéraux argileux interstratifiés.....	25
Figure 19 : Surface interne et externe des particules argileuses.....	29
Figure 20 : Modèle upwelling pour la production de la matière organique	33
Figure 21 : Mécanismes d’accumulation et de préservation de matière organique	34

Figure 22 : Représentation conceptuelle de la voie de préservation par polymérisation-condensation	35
Figure 23 : Modèle global de fossilisation des matières organiques.....	37
Figure 24 : Composition de la matière organique dans les sédiments	42
Figure 25 : Schéma de la transformation diagénétique de la matière organique biologique en matière organique géologique dans les sédiments.....	43
Figure 26 : Schéma de relation entre le type de matière organique incorporée dans les sédiments et les conditions de conservation qui déterminent le potentiel de production d'hydrocarbures	44
Figure 27 : Évolution de la matière organique pour la génération d'hydrocarbures.....	46
Figure 28 : Puits échantillonnés et des blocs pétroliers du bassin de Termit	49
Figure 29 : Équipement d'analyse DRX (Diffractomètre Bruker type D8 ADVANCE).....	50
Figure 30 : Équipement d'analyse FRX	51
Figure 31 : Équipement d'analyse MEB-EDS	51
Figure 32 : Équipement d'analyse Rock-Éval.....	52
Figure 33 : Équipement d'analyse élémentaire	53
Figure 34 : Log lithofaciès de puits Fana - 1 avec localisation des points d'échantillonnage	67
Figure 35 : Log lithofaciès de puits Hélit - 1 avec localisation des points d'échantillonnage	69
Figure 36 : Log lithofaciès de puits Koulélé - 1 avec localisation des points d'échantillonnage	69
Figure 37 : Log lithofaciès de puits Mélik - 1 avec localisation des points d'échantillonnage	70
Figure 38 : Log lithofaciès de puits Ounissoui - 1 avec localisation des points d'échantillonnage	71
Figure 39 : Proportions des différents minéraux dans la formation de Donga.....	73
Figure 40 : Diffractogrammes aux rayons X des échantillons.	74
Figure 41 : Composition minéralogique de roche brute de la formation de Yogou.....	75

Figure 42 : Diffractogrammes aux rayons X des échantillons	76
Figure 43 : Proportions des minéraux argileux dans la fraction argileuse de de formation de Donga	77
Figure 44 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PK.E20.Dg.	78
Figure 45 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PH.E7.Dg.	78
Figure 46 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PM.E6.Dg.....	79
Figure 47 : Proportions des minéraux argileux dans la fraction argileuse de la formation de Yogou.	80
Figure 48 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PF.E10.Yg.	81
Figure 49 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PH.E42.Yg.	81
Figure 50 : Proportions des éléments majeurs dans les roches de la formation de Donga	83
Figure 51 : Proportions des éléments majeurs dans les roches de la formation de Yogou	85
Figure 52 : Rapports atomiques (Si/Al) des éléments majeurs dans les roches des formations de Donga et Yogou.....	86
Figure 53 : Spectres infrarouges des échantillons des roches de la formation de Donga	89
Figure 54 : Spectres infrarouges des échantillons des roches de la formation de Yogou	91
Figure 55 : Images MEB des roches des formations de Donga et Yogou	95
Figure 56 : Images MEB et EDS de l'échantillon PK.E20.Dg de roche de la formation de Donga.	96
Figure 57 : Images MEB et EDS de l'échantillon PK.E21.Dg de roche de la formation de Donga.	96
Figure 58 : Images MEB et EDS de l'échantillon PK.E26.Yg de roche de la formation de Yogou.	97
Figure 59 : Images MEB et EDS de l'échantillon PM.E1.Yg de roche de la formation de Yogou.	97
Figure 60 : Éléments majeurs d'analyse EDS des échantillons provenant des formations de Donga (a) et Yogou (b).....	99

Figure 61 : Oxydes des échantillons des formations de Donga (a) et Yogou (b).....	100
Figure 62 : Rapports Si/Al et SiO ₂ /Al ₂ O ₃ des éléments majeurs d'analyse EDS des échantillons issus des formations de Donga et Yogou	101
Figure 63 : ACP des éléments chimiques de la formation de Donga.....	103
Figure 64 : ACP des éléments chimiques de la formation Yogou	108
Figure 65 : Histogramme de répartition des teneurs de COT dans les échantillons de la formation de Donga	116
Figure 66 : Histogramme de répartition des teneurs de COT dans les échantillons de la formation de Yogou.....	117
Figure 67 : Histogramme de répartition des valeurs de S ₂ dans les échantillons de la formation de Donga.....	118
Figure 68 : Histogramme de répartition des valeurs de S ₂ dans les échantillons de la formation de Yogou.....	119
Figure 69 : Histogramme de répartition des valeurs de Tmax des échantillons de la formation de Donga.....	120
Figure 70 : Histogramme de répartition des valeurs de Tmax des échantillons de la formation de Yogou	121
Figure 71 : Diagramme Tamx en fonction de la profondeur des échantillons des formations de Donga et Yogou	122
Figure 72 : Histogramme de répartition des valeurs de S ₁ des échantillons de la formation de Donga	123
Figure 73 : Histogramme de répartition des valeurs de PG des échantillons de la formation de Donga	124
Figure 74 : Histogramme de répartition des valeurs de S ₁ des échantillons de la formation de Yogou	125
Figure 75 : Histogramme de répartition des valeurs de PG des échantillons de la formation de Yogou	126

Figure 76 : Histogramme de distribution des valeurs de l'indice d'hydrogène de la formation de Donga.....	126
Figure 77 : Histogramme de répartition des valeurs de l'indice d'hydrogène de la formation de Yogou	127
Figure 78 : Pseudo Diagramme Van Krevelen de IH en fonction de IO des échantillons des formations de Donga et Yogou.....	128
Figure 79 : Diagramme Tmax en fonction de IH des échantillons des formations de Donga et Yogou	128
Figure 80 : Diagramme Log S ₂ en fonction de COT des échantillons des formations de Donga et Yogou	129
Figure 81 : Histogramme des proportions des éléments CHONS dans les échantillons de la formation de Donga.....	132
Figure 82 : Histogrammes des proportions totales en éléments CHONS des échantillons de la formation de Donga.....	133
Figure 83 : Proportion des éléments CHONS dans les échantillons de la formation de Yogou	134
Figure 84 : Histogrammes des proportions totales en éléments CHONS des échantillons de la formation de Yogou.....	134
Figure 85 : Distribution des valeurs des rapports atomiques H/C (a) et O/C (b) de la formation de Donga.....	135
Figure 86 : Répartition des valeurs des rapports atomiques H/C (a) et O/C (b) de la formation de Yogou	136
Figure 87 : Distribution des valeurs de rapport atomique C/N de la formation de Donga...	137
Figure 88 : Distribution des valeurs du rapport atomique C/N de la formation de Yogou ...	138
Figure 89 : Distribution des valeurs du rapport atomique S/C de la formation de Donga....	139
Figure 90 : Rapport atomique S/C de la formation de Yogou	140

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Surface spécifique et C.E.C. de quelques minéraux argileux.....	29
Tableau II : Puits et nombre d'échantillon prélevés par formation	48
Tableau III : Échantillons analysés	54
Tableau IV : Minéraux argileux, leurs structures et leurs distances d001 (Å) selon différents traitements	56
Tableau V : Potentiel pétrolier en fonction des paramètres COT, S ₁ et S ₂	61
Tableau VI : Type de kérogène en fonction de l'Index d'Hydrogène et le rapport S ₂ /S ₃	61
Tableau VII : Types de maturité thermique en fonction de Tmax, IP et description des stades d'évolution du kérogène	62
Tableau VIII : Proportion des différents minéraux dans la formation de Donga.....	72
Tableau IX : Proportion des différents minéraux dans la formation de Yogou.....	75
Tableau X : Composition minéralogique de la fraction argileuse de la formation de Donga.	77
Tableau XI : Composition minéralogique de la fraction argileuse de la formation de Yogou	79
Tableau XII : Composition élémentaire des éléments majeurs de la formation de Donga	82
Tableau XIII : Composition élémentaire des éléments majeurs de la formation de Yogou ..	84
Tableau XIV : Composition élémentaire en éléments traces des roches brutes provenant des formations de Donga et de Yogou	88
Tableau XV : Interprétation des spectres IR des formations de Donga et Yogou	92
Tableau XVI : Surfaces spécifiques des échantillons des roches provenant des formations de Donga et Yogou	93
Tableau XVII : Éléments majeurs d'analyse EDS des échantillons de Donga et Yogou	98
Tableau XVIII : Oxydes de l'analyse EDS des échantillons de Donga et Yogou	99
Tableau XIX : Corrélations positives des éléments de la classe 1.....	104
Tableau XX : Corrélations positives des éléments de la classe 2.....	105
Tableau XXI : Corrélations positives des éléments de la classe 3.....	106

Tableau XXII : Corrélations positives des éléments de la classe 4	106
Tableau XXIII : Corrélations négatives entre les classes 2 et 4	107
Tableau XXIV : Corrélations positives des éléments de la classe 1	109
Tableau XXV : Corrélations positives des éléments de la classe 2	109
Tableau XXVI : Corrélations positives des éléments de la classe 3	110
Tableau XXVII : Corrélations positives et négatives des éléments de la classe 4	111
Tableau XXVIII : Rapports des éléments des formations de Donga et Yogou.....	112
Tableau XXIX : Paramètres de l'analyseur Rock-Éval 6 sur les échantillons des formations de Donga et Yogou	115
Tableau XXX : Composition en éléments CHONS des roches des formations de Donga et Yogou.....	131

RÉSUMÉ

Le bassin intracontinental de Termit est un sous-bassin du bassin sédimentaire du Niger Oriental d'âge mésozoïque-cénozoïque. Il appartient au Système de Rift de l'Afrique Occidentale et Centrale. En vue de la caractérisation minéralogique et géochimique des roches mères des formations Donga et Yogou de ce bassin, plusieurs méthodes ont été utilisées ; il s'agit de DRX, de FRX, d'IR, de MEB/EDS, de BET, de Rock-Éval et d'analyse CHONS.

Les formations étudiées sont constituées principalement d'argiles et de quartz. Ces argiles sont associées à de la pyrite et de la muscovite. Les fractions argileuses (< 2 µm) de Donga et Yogou sont dominées par la kaolinite. De plus, la formation de Donga contient des minéraux interstratifiés à deux feuillets illite-smectite, chlorite-illite, smectite-illite et chlorite-smectite. La formation Yogou contient des minéraux interstratifiés à trois feuillets illite-smectite-chlorite et smectite-illite-chlorite. Les roches de ces formations sont caractérisées par des surfaces spécifiques élevées.

La formation de Donga est constituée des roches mères très riches en matière organique (COT varie de 1,17 à 3,04%) et présente un potentiel pétrolier moyen à bon pour la genèse d'hydrocarbures. Son niveau de maturité thermique est précoce à post-mature, avec des kérogènes de types II et III. La formation de Yogou, quant à elle, est constituée des roches mères riches en matière organique. Son potentiel pétrolier est faible à moyen avec des kérogènes de type II, II-III et III. Le niveau de maturité thermique des roches de cette formation est immature à mature (Tmax varie de 425 à 451°C).

La combinaison des résultats géochimique et minéralogique indique que la formation de Donga est dominée par des matières organiques marines d'origine planctonique alors que la formation de Yogou est dominée par des matières organiques d'origine continentale issues de plantes supérieures avec un apport important d'origine planctonique. Les paramètres géochimiques sensibles à l'oxydoréduction tels que les rapports Sr/Ba, V/Ni, Ni/Co, Cu/Zn et V/Cr, indiquent des conditions de fond faiblement à presque appauvries en oxygène, ce qui correspondent aux conditions suboxiques à anoxiques pendant le dépôt des sédiments de ces formations. Les données géochimiques globales et les rapports des éléments majeurs et traces ont suggéré la prédominance de la préservation de la matière organique par rapport à la bioproduktivité primaire de la matière organique. Cette préservation est principalement contrôlée par les conditions anoxiques des milieux de dépôt et la protection des matières organiques par les phases minérales en présence au moment du dépôt des sédiments.

Mots clés : Niger, Bassin de Termit, roche mère, minéralogie, géochimie.

ABSTRACT

The Termit Intracontinental Basin is a sub-basin of Mesozoic-Cenozoic-age Eastern Niger Sedimentary Basin. It belongs to the West and Central African Rift System. Several methods were used for the mineralogical and geochemical characterization of the source rocks of the Donga and Yogou formations of this basin; these methods include X-ray diffraction, X-ray fluorescence spectroscopy, infrared (IR), scanning electron microscopy (SEM/EDS), Brunauer, Emmett and Teller method, Rock-Eval pyrolysis and CHONS elemental analysis.

The formations contain mainly clays and quartz. These clays are associated with pyrite and muscovite. The clay fractions ($< 2 \mu\text{m}$) of Donga and Yogou formations are dominated by kaolinite. In addition, the Donga formation contains interbedded two-leaf illite-smectite, chlorite-illite, smectite-illite and chlorite-smectite. The Yogou Formation contains three-layered interbedded minerals illite-smectite-chlorite and smectite-illite-chlorite. These results obtained by XRD, were verified and confirmed by FRX, IR and SEM/EDS assays. Finally, the source rocks are characterized by high specific surface areas.

The Donga formation is made up of source rocks with high organic matter content (varies 1.17 to 3.04%) and presents an average to good oil potential for the genesis of hydrocarbons. Its thermal maturity level is early to post-mature, with kerogen types II and III. The Yogou Formation, on the other hand, consists of source rocks rich in organic matter. Its oil potential is poor to medium with type II, II-III and III kerogens. The thermal maturity level of the rocks of this formation is early to post-mature (T_{max} varies from 431 to 467°C).

The combination of geochemical and mineralogical results indicates that the Donga Formation is dominated by marine organic matter of planktonic origin while the Yogou Formation is dominated by organic matter of continental origin from higher plants with few planktonic inputs. The redox-sensitive geochemical parameters indicate low to near-oxygen depleted background conditions, corresponding to suboxic to anoxic conditions during sediment deposition of these formations. Global geochemical data and major and trace element ratios suggested the predominance of organic matter preservation over primary organic matter bioproductivity. This preservation is mainly controlled by the anoxic conditions of the environments and the protection of organic matter by the mineral phases present at the time of sediment deposition.

Keywords: Niger, Termit Basin, source rock, mineralogy, geochemistry.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Contexte

Le Niger s'est lancé dans les activités pétrolières depuis les années 1950 (Harouna et Philp, 2012). L'objectif était de soutenir sa croissance économique et surtout d'atteindre son indépendance énergétique. Dans ce contexte, des études géologiques ont été menées pour connaître et caractériser le potentiel pétrolier du Niger (Genik, 1992).

Ces études portent sur deux grands bassins sédimentaires qui couvrent environ 90 % du territoire national. Il s'agit du bassin occidental du Niger ou bassin de l'Iullemmeden et du bassin du Niger oriental. Ce dernier est composé du bassin du Djado et d'un graben d'orientation SE-NW (Louis, 1970) subdivisé en plusieurs sous-bassins dont le plus grand est le bassin sédimentaire de Termit.

État des connaissances

Les premiers travaux d'exploration pétrolière menés ont consisté pour les 20 premières années aux études de reconnaissances de la région de Termit (Faure H 1966). De 1970 à 1980, des études géophysiques ont été réalisées dans ce bassin. Puis, la société Aquitaine ELF a mis en évidence l'existence de plus d'un million de tonnes d'hydrocarbures entre 1982 et 1994 (Harouna et Philp, 2012). Dans cette région, Genik (1992) a fait l'inventaire du cadre régional, structural, aspects pétroliers du Crétacé-Tertiaire du Bassin de rift au Niger. Il a révélé plus de 14000 m des sédiments clastiques continentaux et marins du Crétacé inférieur au Quaternaire. Cet auteur souligne la présence d'huile légère à moyenne (20° à 46° API) et des gaz dans les réservoirs du bassin de Termit et des roches couvertures d'âge Crétacé supérieur au Paléogène.

Au plan de la recherche scientifique, des études géochimiques, pétrographiques et paléontologiques (Genik, 1993 ; Harouna et Philp, 2012 ; Lai *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2015, 2017, 2019 ; Wan *et al.*, 2014 ; Xiao *et al.*, 2019 ; Zanguina *et al.*, 1998 ; Zhang *et al.*, 2005 ; Zhou *et al.*, 2017) avaient été réalisées souvent dans le cadre de l'évaluation du potentiel pétrolier du bassin sédimentaire de Termit. D'autres études d'évaluation qualitative ou quantitative du réservoir pétrolier ont été également menées dans ce bassin (Liu *et al.*, 2012 ; Chang et Zung, 2017 ; Wang *et al.*, 2017 ; Zhou *et al.*, 2017 ; Moussa et Harouna, 2019 ; Garba *et al.*, 2020).

S'agissant du potentiel pétrolier, Harouna et Philp (2012) suggèrent des matières organiques d'origine continentale de plantes supérieures avec des kérogènes de type II, II-III et III (Indice d'Hydrogène varie en moyenne de 25 à 232 mg HC/g COT). Des matières organiques d'origine continentale du Paléogène (Terrigène algaire avec le kérogène de types II et III) ont été proposées selon Wan *et al.* (2014). D'autre part, Zanguina *et al.* (1998) et Liu *et al.* (2015) suggèrent des matières organiques d'origine continentale et marine (pollens et spores terrestre et algues d'eau douce et du fond marin) avec des kérogènes de type II et III pour les roches mères marines et des kérogènes du types I, II, II-III et III (IH varie de 118 à 301 mg HC/g COT) pour les roches mères lacustres.

D'une manière générale, ces matières organiques sont caractérisées par une prédominance du stéranes régulier C₂₉ par rapport à ses homologues C₂₇ et C₂₈. C'est pourquoi, elles étaient considérées d'origine continentale, provenant des plantes supérieures (Harouna et Philp, 2012) ou bien des algues et des spores (Liu *et al.*, 2015). En plus, Liu *et al.* (2015) précisait qu'elles proviennent des algues d'eau douce et du fond marin, caractérisées par un rapport du pristane/nC₁₇ versus phytane/nC₁₈ (Pr/Ph) variant de 0,63 à 4,68.

Le niveau de maturité thermique des roches mères du bassin de Termit varie du début de la fenêtre à huile (réflectance de la vitrinite R_o=0,487%) (Liu *et al.*, 2015) à la phase principale de genèse d'huile (T_{max} varie de 423°C à 447°C, réflectance de la vitrinite varie de 0,58 à 0,87% et le rapport 22S/(22S+22R) de C₃₂ varie de 0,31 à 0,59) et un potentiel pétrolier variant de pauvre à excellent (Wan *et al.*, 2014). Zanguina *et al.* (1998) précisent que le niveau de maturité thermique de ces roches a été atteint entre 2200 m et 2900 m de profondeur pour la fenêtre à huile et entre 3600 m et 4100 m de profondeur pour la fenêtre à gaz. Selon Harouna *et al.* (2017), les roches mères du Maastrichtien-Campanien-Santonien sont thermiquement matures et correspondent au début de la fenêtre à huile à la phase principale de genèse des hydrocarbures tandis que les roches mères du Santonien moyen à Coniacien moyen sont matures à post-mature, ce qui correspond au milieu de la fenêtre à huile à au-delà de la fenêtre à huile.

Problématique

Les études antérieures sur l'évaluation du potentiel pétrolier des roches mères des formations de Donga et Yogou n'ont pas abordé les effets de la matrice minérale sur le devenir de la matière organique au sein de ces roches. En ce sens, la connaissance et la caractérisation des roches mères des formations de Donga et Yogou du Crétacé supérieur du bassin de Termit

doivent être approfondies. C'est-à-dire que la caractérisation de ces roches mères à travers une meilleure connaissance de la composition minéralogique pour apprécier les conditions de dépôt. Un autre facteur, non moins important est la connaissance du fonctionnement du système organo-minéral dans le processus de dépôt et de préservation de la matière organique. Cependant, l'outil le mieux adapté dans cette étude, permettant de comprendre les processus de dépôt et de préservation de la matière organique dans les milieux sédimentaires, est la caractérisation minéralogique et géochimique des roches mères pétrolières. Pour cela, le présent travail consiste à répondre aux questions suivantes :

1. Quelles sont les compositions minéralogiques et géochimiques des roches mères du Crétacé supérieur du bassin sédimentaire de Termit ?
2. Dans quelles conditions la matière organique de ces roches a-t-elle-été déposée dans ce bassin sédimentaire ?
3. Quel a été l'impact et l'influence des conditions environnementales dans le processus de production et de préservation de cette matière organique dans ce bassin ?
4. Et quelle est la relation entre le cortège minéral des roches de ces formations et la matière organique dans le bassin de Termit ?

Objectifs de l'étude

Cette étude a pour objectif principal de déterminer la nature de kérogène, l'environnement de dépôt, la balance entre la production primaire et la préservation de la matière organique, le degré d'évolution thermique et le potentiel pétrolier des formations de Donga et Yogou.

Pour répondre à cet objectif principal, trois objectifs spécifiques sont identifiés ; il s'agit de :

1. Déterminer la composition minéralogique ainsi que les constituants associés des roches mères étudiées ;
2. Déterminer le potentiel pétrolier des roches mères grâce à la géochimie organique ;
3. Déterminer les conditions de dépôt des roches mères déduites du rôle de la phase minérale ainsi que les éléments majeurs et éléments traces dans la préservation des matières organiques sédimentaires dans ce bassin.

Organisation du mémoire

Ce mémoire de thèse de doctorat s'articule autour de trois parties, outre l'introduction :

1. La première partie porte sur des généralités concernant le cadre géographique et géologique de la zone d'étude, les argiles, la matière organique et les interactions entre cette dernière et les minéraux argileux.
2. La deuxième partie expose le matériel d'étude et les méthodes adoptées pour atteindre les objectifs susmentionnés.
3. La troisième partie présente les résultats, les interprétations et la discussion. Elle se termine par une conclusion générale et des perspectives de recherche.

PREMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITÉS
SUR CADRE PHYSIQUE DU NIGER,
ARGILES, MATIÈRE ORGANIQUE
ET ROCHE MÈRE

CHAPITRE I : CADRE PHYSIQUE DU NIGER

Ce chapitre traite le cadre général de l'étude en mettant l'accent sur la situation géographique, le cadre géologique du Niger, les contextes géologiques et les aspects pétrolier du bassin sédimentaire de Termit.

I.1. Cadre géographique du Niger

I.1.1. Situation géographique

Le Niger est situé en Afrique de l'Ouest entre les parallèles 11°37' et 23°33' de latitude nord d'une part, et les méridiens 16° et 0°10' de longitude ouest d'autre part (Wagani, 2007). Il est délimité au Nord par l'Algérie et la Libye, au Sud par le Bénin et le Nigeria, à l'Est par le Tchad et à l'Ouest par le Mali et le Burkina Faso (Figure 1). Le Niger est l'un des plus vastes pays de l'Afrique occidentale avec une superficie de 1 266 491 km².

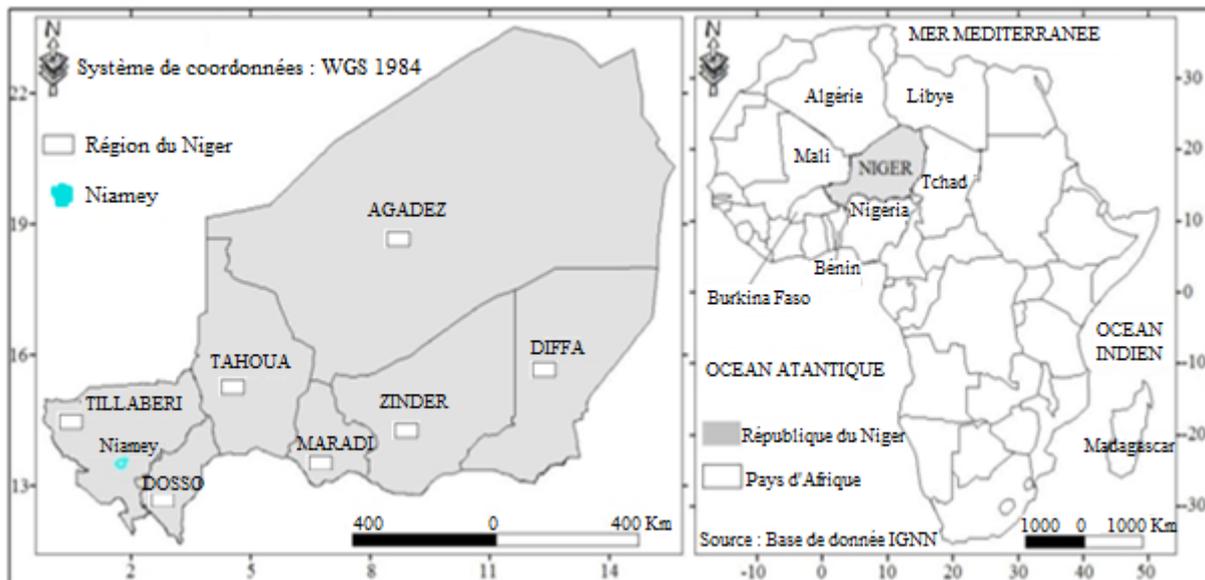


Figure 1 : Carte géographique du Niger (Abdel Kader, 2018)

I.1.2 Climat

Le Niger est caractérisé par un climat de type sahélo-soudanien. Ainsi, quatre zones climatiques sont distinguées du Nord au Sud. Il s'agit de la zone aride saharienne qui couvre la partie désertique au Nord, de la zone de transition sahélo-tropical qui est la région de l'Aïr, de la zone sahéenne au Sud et de la zone soudanienne à l'extrême Sud (Figure 2).

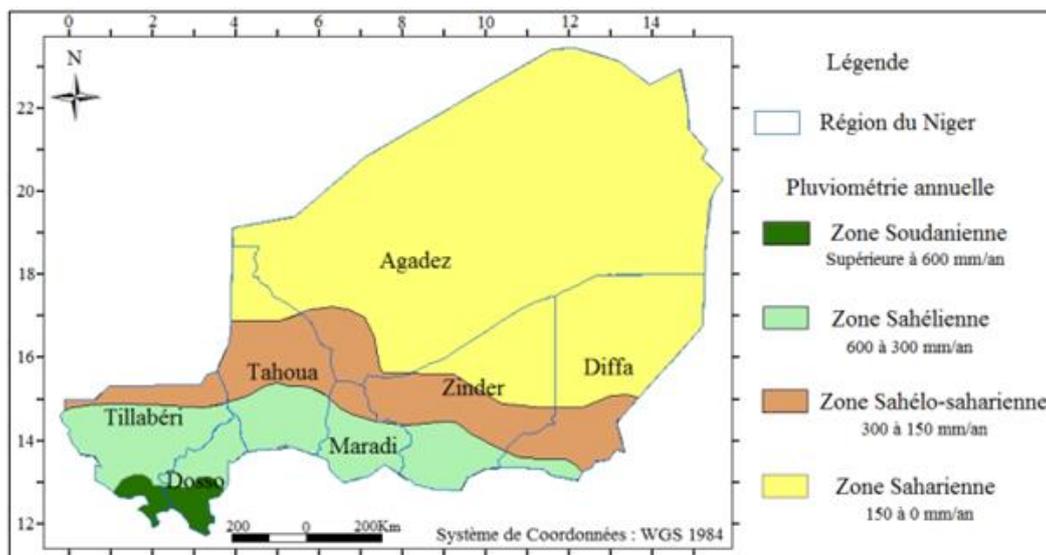


Figure 2 : Carte climatique du Niger (Abdel Kader , 2018)

I.1.3. Relief

Le relief au Niger, est peu élevé avec une altitude moyenne est de 300 m. Le Nord du pays représente la région montagneuse, dont le relief le plus élevé est l’Aïr qui culmine à 1900 m au Mont Bagzane. Le Nord-Est est dominé par de hauts plateaux dont ses sommets peuvent atteindre 1000 m (Figure 3).

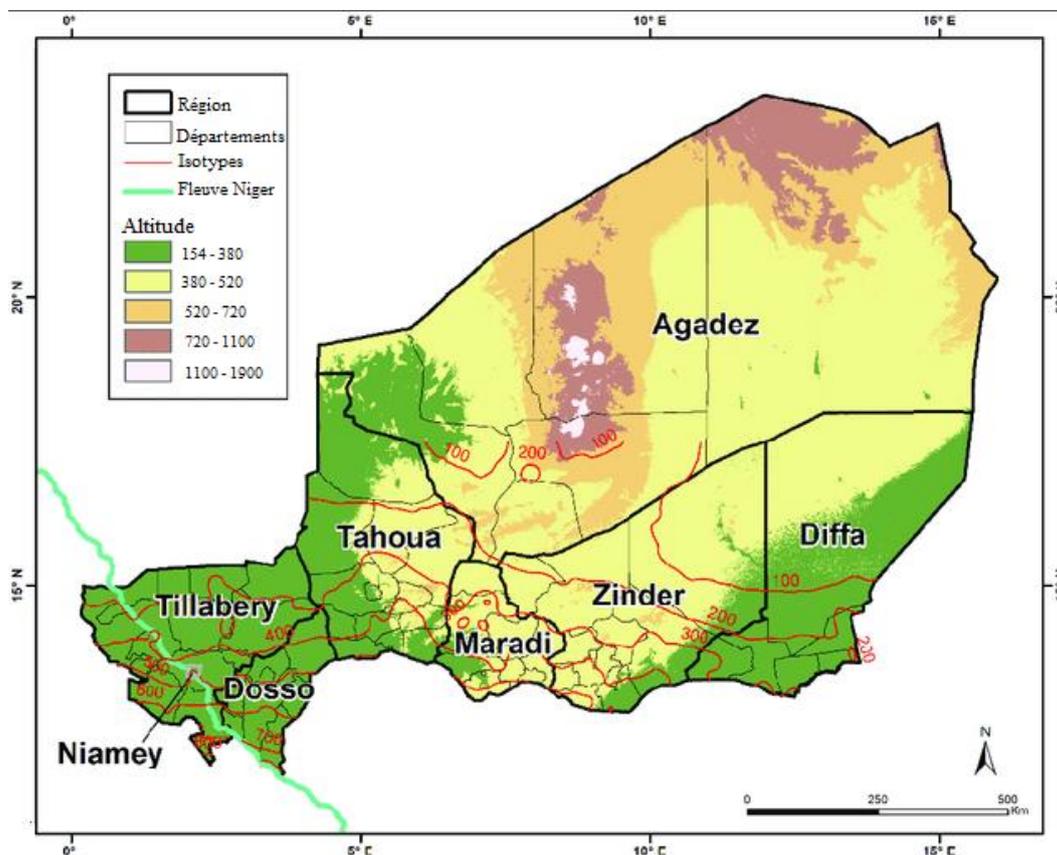


Figure 3 : Carte du relief du Niger (Fiorillo *et al.*, 2018)

I.1.4. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est endoréique et est caractérisé par le fleuve Niger à l'Ouest et le Lac Tchad à l'Est. On rencontre également les affluents actifs et fossiles du fleuve Niger, plusieurs mares plus ou moins permanentes et des cours d'eau à écoulements intermittents pendant la saison pluvieuse (Figure 4).

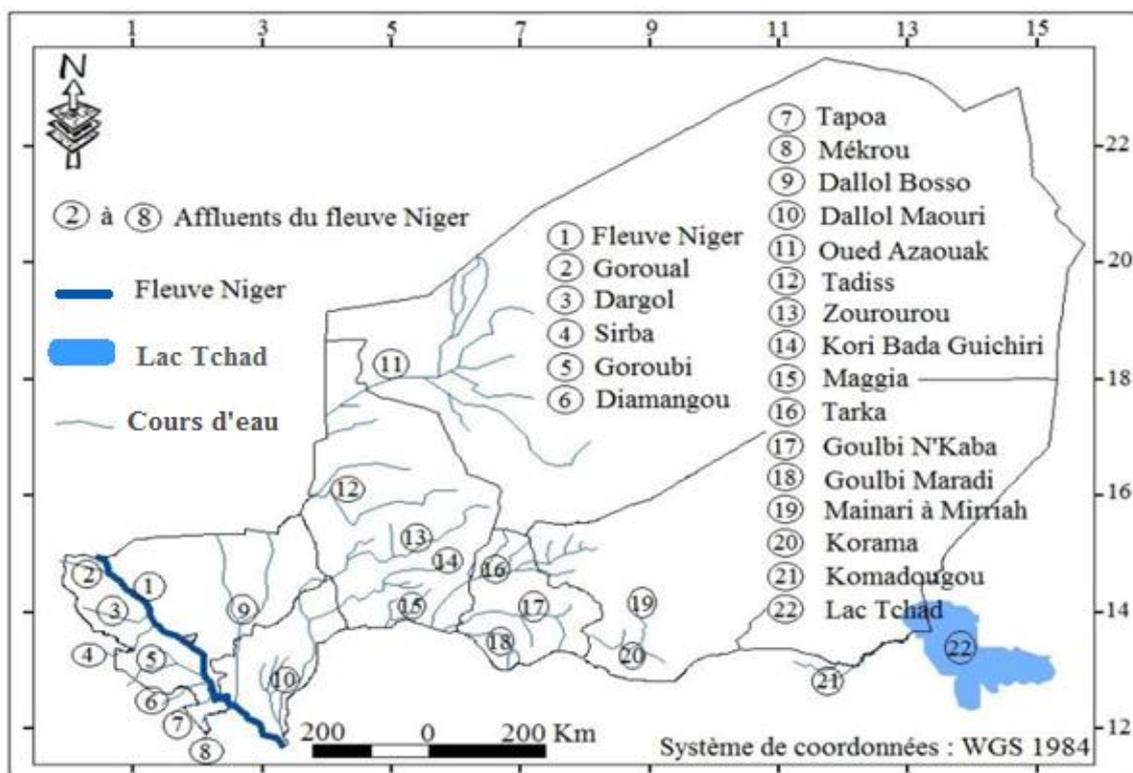


Figure 4 : Carte du réseau hydrographique du Niger (Abdel Kader , 2018)

I.2. Cadre géologique du Niger

La configuration géologique du Niger découle de son appartenance au craton ouest-africain et à la zone mobile centre-africaine. Les formations géologiques qui y affleurent ont enregistré la plupart des grands événements structuraux qu'ont connus ces ensembles. La création au phanérozoïque de deux grands bassins sédimentaires a été la conséquence de la subsidence du socle précambrien sous la couverture sédimentaire sur une grande partie du territoire (Mamadou-Sougou *et al.*, 2012). Il en résulte quatre régions distinctes par leur nature, âge et mode de mise en place (Figure 5). Il s'agit du :

1. socle du Liptako-Gourma à l'Ouest ;
2. socle de l'Aïr, du Damagaram-Mounio et du Sud de Maradi ;
3. bassin sédimentaire occidental du Niger (Bassin des Iullemmeden) ;

4. bassin sédimentaire du Niger oriental (partie nigérienne du bassin du Tchad), composé de bassin du Djado et d'un système de grabens d'orientation SE-NW (Genik., 1992, 1993 ; Harouna et Philp, 2012 ; Ministère du pétrole du Niger, 2013)

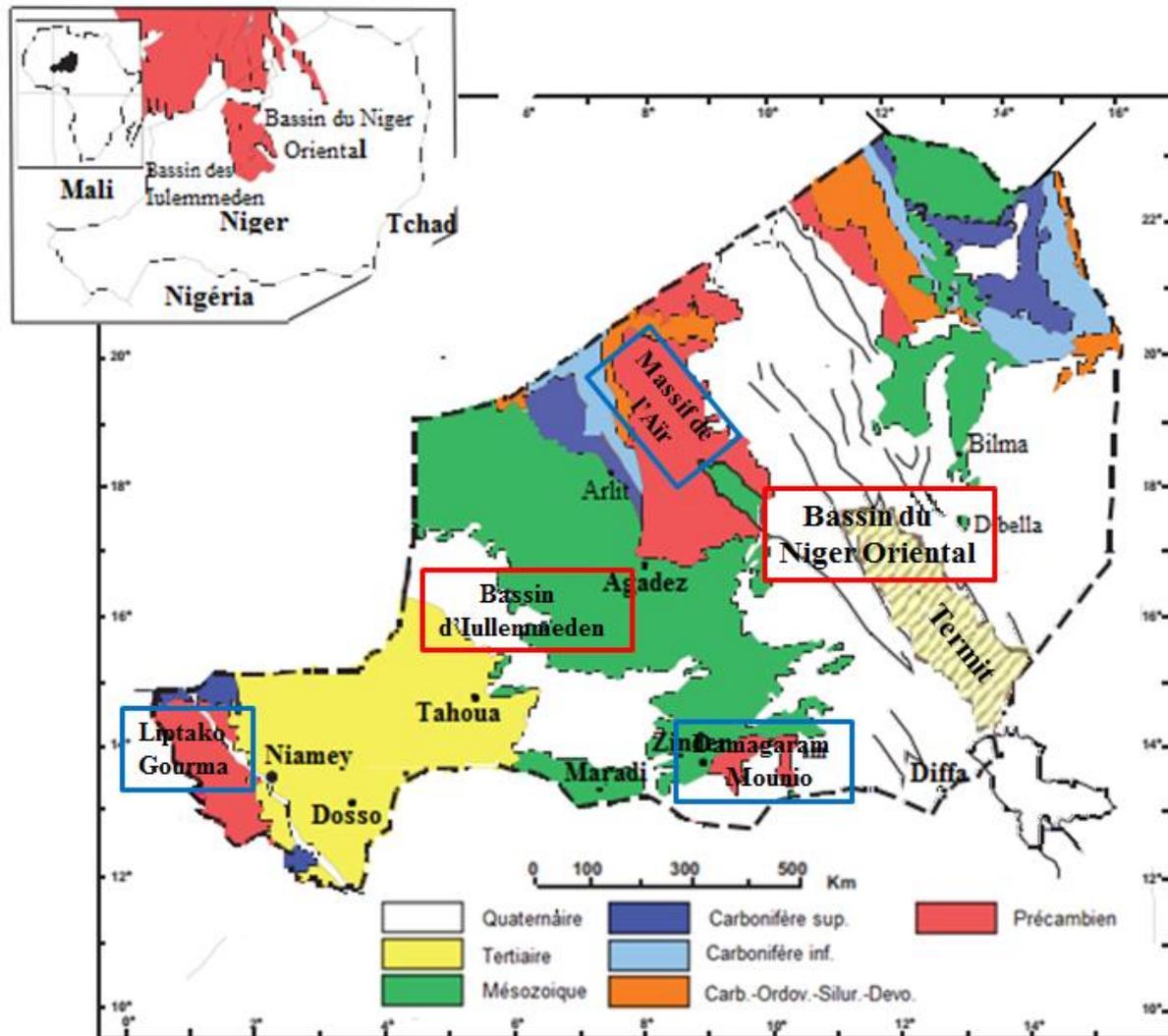


Figure 5 : Carte géologique du Niger (Harouna *et al.*, 2017).

I.3. Cadre physique du bassin sédimentaire de Termit

I.3.1. Situation géographique du bassin sédimentaire de Termit

Le bassin intracontinental d'âge mésozoïque-cénozoïque de Termit est un sous-bassin du bassin sédimentaire du Niger Oriental qui se situe au Sud-Est du Niger et se localise à environ 1400 km à l'Est de la capitale Niamey (Figure 5 et Figure 6). Le relief sur l'ensemble de ce bassin varie de 300 à 400 m d'altitude.

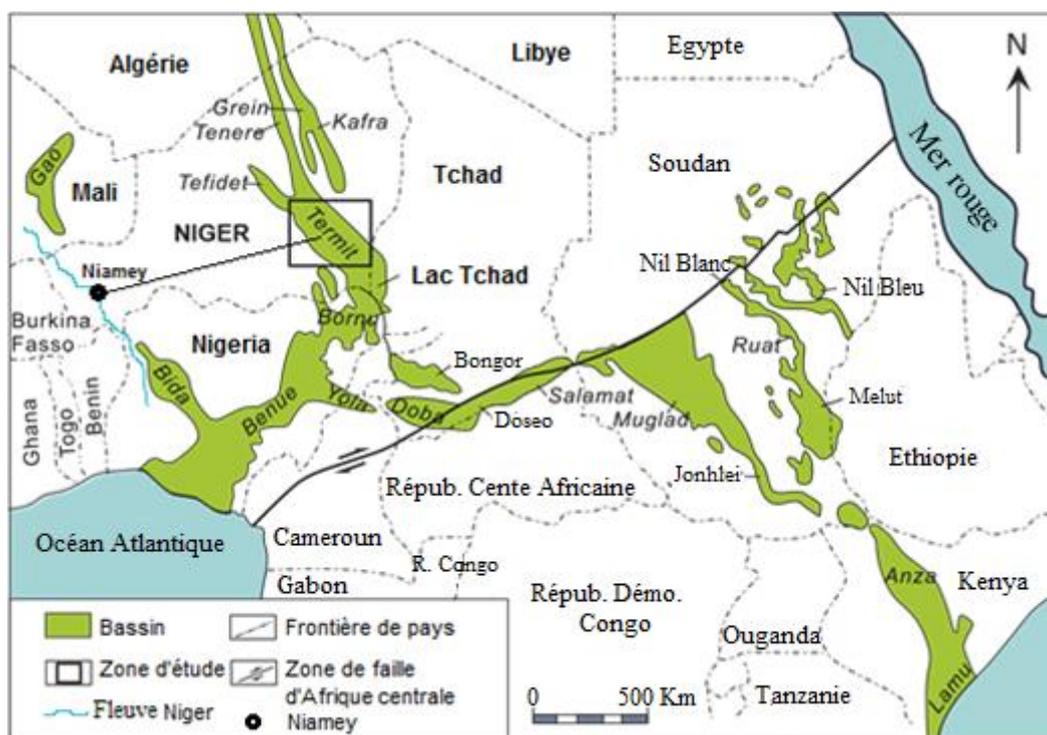


Figure 6 : Bassin de Termit dans le rift de l'Afrique occidentale et centrale (Harouna *et al.*, 2017).

Le bassin sédimentaire de Termit est situé entre les parallèles $14^{\circ}15$ et $17^{\circ}00$ de latitude nord et les méridiens $14^{\circ}00$ et $11^{\circ}45$ de longitude ouest. Il est limité au Niger par deux grands ensembles géologiques. À l'Ouest et au Nord-Ouest, le bassin est bordé par des roches cristallines du socle des massifs précambriens de Gouré et du Mésozoïque de Zinder, au Nord par le bassin de Téfidet et le bassin de Ténéré et à l'Est et au Nord-Est par le granite mésozoïque de Dibella (Genik, 1992). Au Sud, le bassin de Termit est bordé par le bassin de Bornu à la fin de la zone septentrionale des failles de Bénoué (Figure 6) au Nigeria et au Tchad (Wan *et al.*, 2014).

Le bassin de Termit est une extension asymétrique de Rift de 300 km de long et de 60 km au point le plus étroit au Nord et de 110 km au point le plus large au Sud, couvrant une superficie de 27000 km². Il renferme l'épaisseur maximale du sédiment estimée autour de 12 000 m (Genik, 1992 ; Genik, 1993 ; Liu *et al.*, 2012a).

I.3.2. Cadre tectonique du bassin sédimentaire de Termit

La tectonique du bassin sédimentaire de Termit se rapporte au rifting de l'Afrique Occidentale et Centrale. Cette tectonique est marquée par deux phases de rifting respectivement dans le Crétacé inférieur et dans le Paléogène (Liu *et al.*, 2012a). Au Crétacé inférieur (150-98,9 Ma),

les rifts dans ce bassin ont été causés par la rupture du Gondwana, qui a marqué le début de la séparation entre les plaques continentales africaine et sud-américaine (Fairhead et Binks, 1991). Au cours du Paléozoïque et à l'Éocène moyen, le bassin a de nouveau connu des activités de rifting suite à la collision de la plaque afro-arabe avec la plaque eurasiennne (Janssen *et al.*, 1995 ; Guiraud *et al.*, 2005). Suite à ces phases de rifting, des activités tectoniques se sont poursuivies donnant lieu à la configuration au bassin de Termit (Figure 7).

Ainsi, au début de la période aptien-albien inférieur, la direction d'extension interne de la plaque afro-arabe était NE-SO (Genik, 1992). La zone métamorphique pré-panafricaine de direction NO-SE et la zone plissée panafricaine ont été réactivées. Celles-ci ont occasionné des fractures dans les bassins intracontinentaux à l'Est du Niger, au Tchad voir au Soudan, et des failles se sont rapidement dissipées le long de la frontière nord-ouest, déposant des milliers de mètres de grès continentaux (Schull, 1988 ; Bosworth, 1992). Au cours du Crétacé supérieur, le groupe du bassin du Niger oriental (Termit, Ténééré, Tefidet, Grein et Kafra) était dominé par la subsidence thermique et une transgression à grande échelle s'est produite, déposant d'énormes sédiments clastiques marins (Liu *et al.*, 2012). À la fin du Crétacé, le niveau de la mer a baissé et les bassins d'Afrique Centrale et Occidentale étaient dominés par le faciès fluvial. Durant le Paléozoïque et l'Éocène moyen, les bassins issus du « rifting » dans les régions de l'Est du Niger, du Soudan et du Kenya ont de nouveau connu des activités de rifting. De la fin de l'Éocène (37 Ma) à l'Actuel, la plaque afro-arabe est entrée en collision avec la plaque eurasiennne, et la direction de compression tectonique de la plaque est devenue NNO-SSE (Guiraud *et al.*, 2005). Après cet événement tectonique, la plaque afro-arabe était dans une période d'extension à grande échelle et de magmatisme actif, de direction d'extension principale ENE-OSO ou proche de la direction EO (Janssen *et al.*, 1995), et NO-SE en Afrique centrale et occidentale entraînant ainsi la création des bassins du rift (Liu *et al.*, 2012).

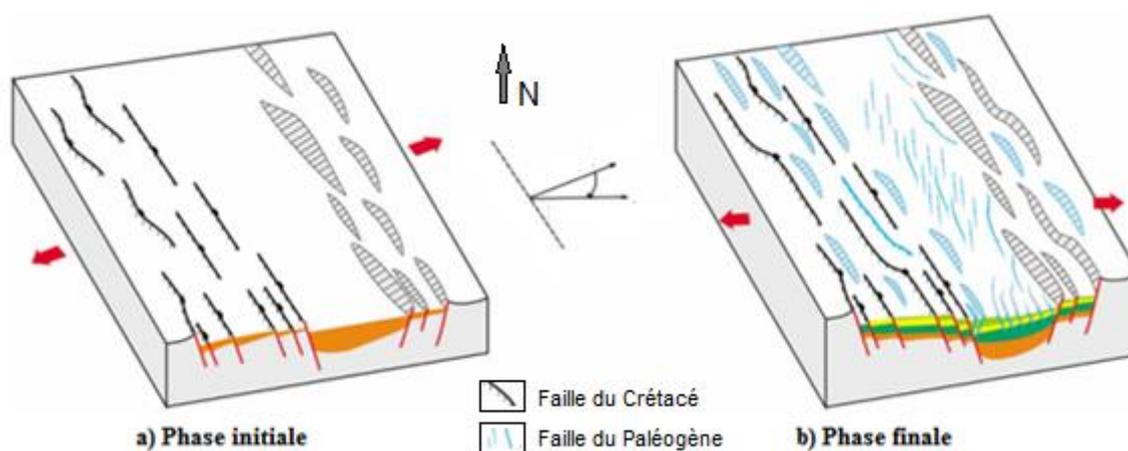


Figure 7 : Modèle structural de l'évolution tectonique du bassin de Termit (Liu *et al.*, 2012)

I.3.3. Cadre structural du bassin sédimentaire de Termit

Le bassin de Termit a été développé sur les ceintures métamorphiques pré-panafricaines, lesquelles ont provoqué des discontinuités le long de la direction NO-SE, contrôlant ainsi la formation et l'évolution du bassin de Rift du Crétacé inférieur dans l'Est du Niger (Maurin et Guiraud, 1993). La faille au centre du bassin a la direction NO-SE, ce qui est conforme avec la ceinture métamorphique pré-panafricaine. Le bassin de Termit s'étend généralement dans la direction NO-SE, et il a principalement deux groupes de systèmes de failles de directions respectivement NO-SE et NNO-SSE. Selon leurs stades et leurs degrés d'évolution, les failles du bassin peuvent être subdivisées en failles précoces formées au début du Crétacé, d'activités héritées au Paléogène et en failles tardives formées au Paléogène. Les premières sont principalement réparties à la limite du bassin et se dirigent vers NO-SE. Celles-ci se sont développées à la limite et à l'intérieur du bassin, se déplaçant vers NO-SE et NNO-SSE.

Sur la base de l'interprétation structurale du toit du groupe paléogène Sokor1 (Genik, 1992a ; Liu *et al.*, 2012 ; Zhou *et al.*, 2017), le bassin de Termit présente six (6) zones (Figure 8) :

- **La dépression de Dinga** : Les failles sont réparties dans la partie nord de l'affaissement et s'orientent vers le NNO-SSE. Ce sont des failles tardives formées au Paléogène dont la plupart ont un pendage vers le NE (Lai *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2019).

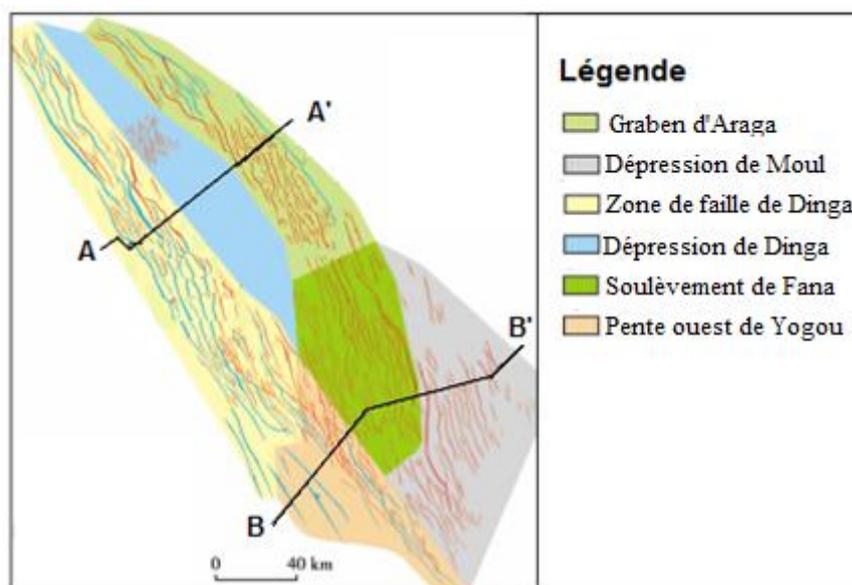


Figure 8 : Unités structurales du bassin sédimentaire de Termit (Liu *et al.*, 2012)

La zone de faille de Dinga se compose d'une série de failles NO-SE, y compris les failles précoces du Crétacé inférieur, héritées au Paléogène et les failles tardives formées au Paléogène. Les premières représentent une série de failles bordières en ligne droite. Tendant vers le NE, la section transversale est raide, la distance verticale est grande, l'échelle plane et la distance d'extension sont grandes (principalement de 30 à 90 km de longueur). La plupart des failles qui affectent les couches sédimentaires au Néogène et au Quaternaire dans le bassin, se sont prolongées dans le socle. Les failles tardives ont généralement tendance à s'orienter vers le SO, réparties en interphase entre les premières failles bordières, formant avec elles un motif structural en forme de « Y » sur le profil sismique (Figure 9-a). Elles s'orientent vers le NO-SE, presque parallèles aux premières failles, avec des sections plus raides et des distances verticales ascendantes (rejets de failles). Elles sont aussi divisées dans la formation de Yogou du Crétacé supérieur, et affectent la formation de Madama du Crétacé supérieur, les formations Sokor1 et Sokor2 d'âge paléogène avec des extensions à petite échelle sur le plan horizontal (principalement de 10 à 35 km de longueur). Les failles du Crétacé inférieur et du Paléogène supérieur ont des directions opposées, et montrent un schéma structural en forme de « Y » sur la section sismique, indiquant que presque toutes les failles tardives de la zone de faille de Dinga ont été héritées des failles précoces de frontière au Paléogène. Le centre des sédiments du Paléogène (Sokor1 et Sokor2) et proche de la faille bordière principale (faille précoce), reflète la forte activité de la faille dans le bassin pendant cette période, qui est principalement concentrée dans la première zone des failles adjacentes (tardive) à la zone tectonique (Figure 9-a) (Lai *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2019).

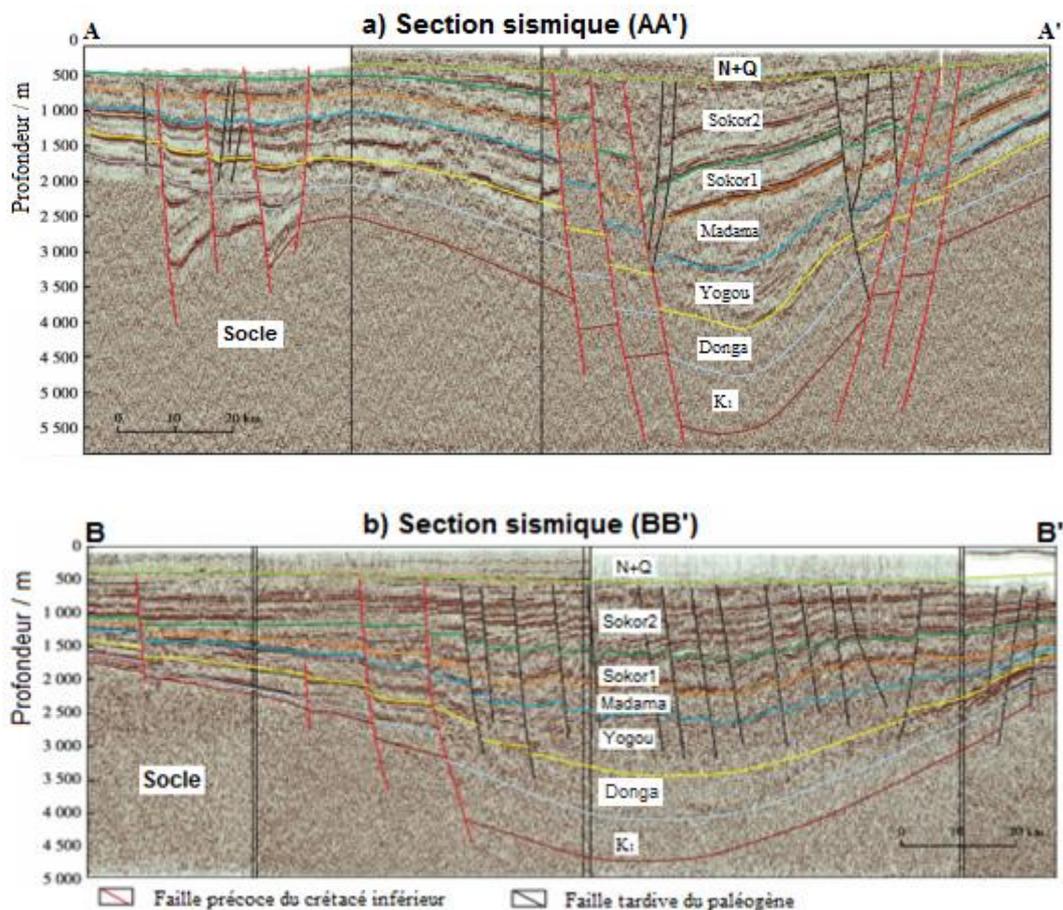


Figure 9 : Sections sismiques régionales des parties transversales nord (AA') et sud (BB') du bassin de Termit (Liu *et al.*, 2012)

- **Le graben d'Araga** : les failles de direction NO-SE plongent vers le SO avec un faible rejet vertical. Les sédiments au toit du Quaternaire sont affectés par la faille du Crétacé (Figure 9-a). Les failles tardives formées au Paléogène, disposées en une série de failles au NE (Figure 9-b), et orientées vers le NO-SE au Sud, ont convergé progressivement vers le NO-SE au Nord, et sont presque parallèles à la faille du Crétacé inférieur au nord (Figure 9) (Lai *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2019).

- **La pente ouest de Yogou** : Semblable à la zone de faille de Dinga, elle est constituée d'une série de failles NO-SE, comprenant les failles précoces héritées au Paléogène et les failles tardives formées dans cette même époque. Les premières représentent une série de failles de forme allongée. Le rejet vertical de la faille est grand et la distance d'extension est importante. Les secondes sont presque parallèles aux premières (Figure 9-b). Le rejet vertical de ces failles est faible et la distance d'extension est aussi faible (Lai *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2019).

- **Le soulèvement de Fana et la dépression de Moul** ont principalement développé des failles tardives de direction NNO-SSE au Paléogène, et ont un pendage vers le NE. Du soulèvement de Fana au Nord jusqu'au graben d'Araga et au Sud jusqu'à la pente ouest Yogou, la tendance des failles tardives du Paléogène a progressivement convergé vers la faille précoce bordière (Figure 9-b). Le rejet vertical est faible, de même que la distance d'extension. Ces failles affectent la formation de Madama du Crétacé supérieur, les formations Sokor1 et Sokor2 du Paléogène et s'amortissent généralement vers la formation de Yogou du Crétacé supérieur (Figure 9-b) (Lai *et al.*, 2018 ; Ning *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2019).

I.3.4. Cadre stratigraphique du bassin sédimentaire de Termit

Le bassin sédimentaire de Termit est formé suite au double processus de rifting du Crétacé inférieur et du Paléogène (Liu *et al.*, 2012a). Il découle de ces processus plusieurs séquences de sédimentation assurant le remplissage du bassin. Ainsi, du Crétacé inférieur au Quaternaire, la séquence stratigraphique se présente comme suit (Liu *et al.*, 2011, 2012 ; Wan *et al.*, 2014) :

- Le dépôt du Crétacé inférieur syn-rift (Formation K₁) : Il est composé de sédiments clastiques, principalement des grès et des argiles lacustres qui ont recouvert le socle pré-rift précambro-jurassique et les roches épimétamorphiques (Figure 10). L'épaisseur moyenne de la Formation K₁ est d'environ 2500 m et aucune roche mère n'a été trouvée.
- Au-dessus d'une discordance régionale, les formations cénomano-maastrichtiennes de Donga, de Yogou et de Madama ont été déposées. La formation de Donga composée de grès et d'argiles marins dans l'intervalle inférieur et d'argilites et de silts dans les intervalles moyens-supérieurs. La formation de Yogou se compose principalement d'argiles limoneuses et d'argiles schisteuses déposées dans des environnements marins et transitoires (littorales). La formation de Madama est caractérisée par du grès grossier alternant avec de minces couches de grès fins et de fines couches de charbon. Les argiles du Crétacé supérieur sont les principales roches mères prouvées de pétrole découvert dans le bassin de Termit.

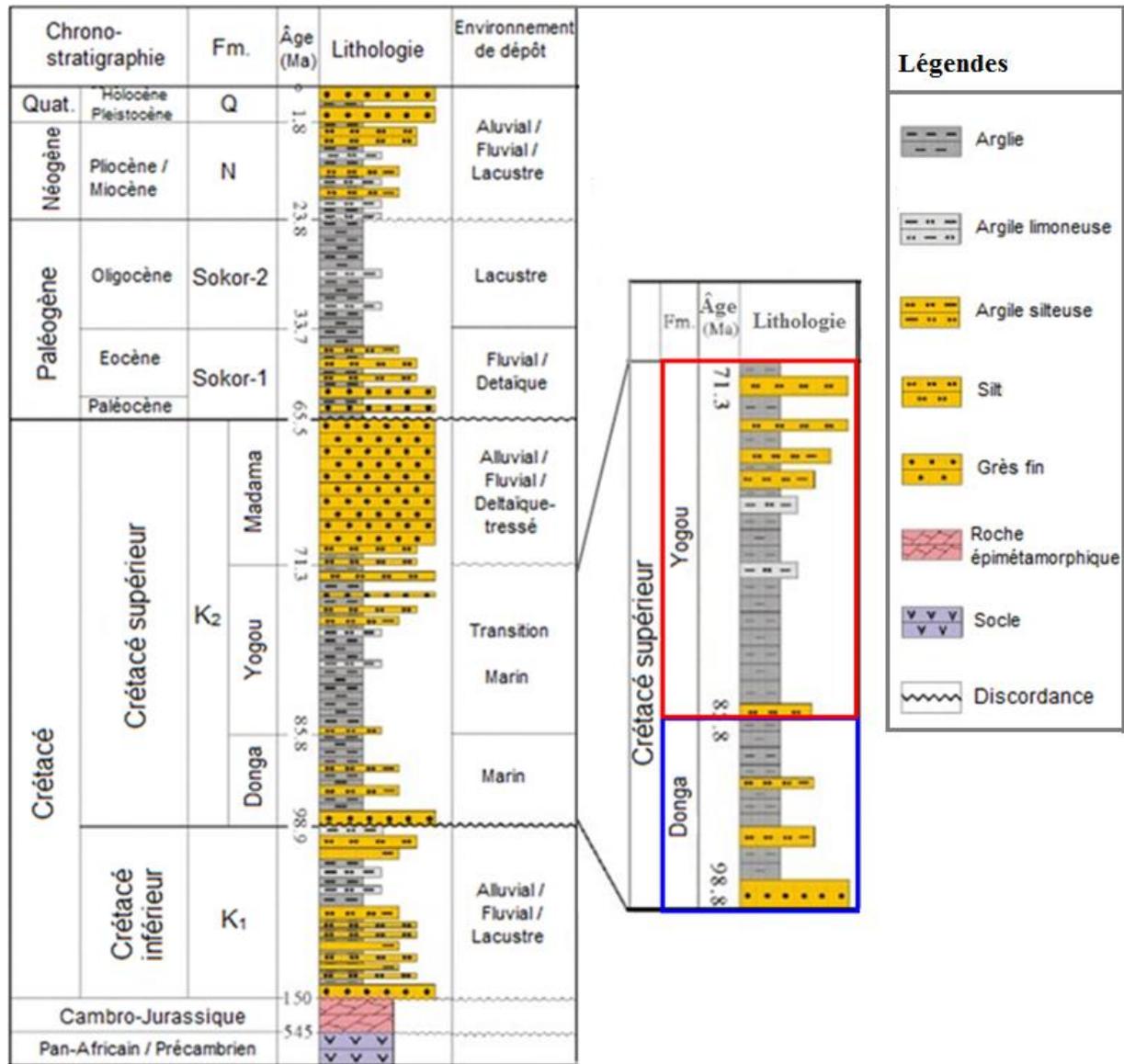


Figure 10 : Colonne stratigraphique généralisée et division de la séquence du bassin de Termit avec représentation des formations de Yogou et Donga (Lai *et al.*, 2018)

Quat. = Quaternaire, *Fm.* = Formation

- Les deuxièmes dépôts syn-rifts paléocène-oligocènes, constituées d'épaisses couches d'argiles et de grès lacustres et deltaïques, forment les principaux horizons du réservoir. La formation paléocène-éocène de Sokor1 comprend du grès alternant avec des argilites (Figure 10). Les gisements pétroliers découverts dans le bassin de Termit comprennent des niveaux réservoirs (zones poreuses et perméables) dans les membres E1, E2, E3, E4 et E5 de la formation de Sokor1 et de la formation de Yogou. La formation de Sokor2 est principalement composée d'argiles lacustres (100-500 m) qui représentent des roches couvertures régionales pour les grès de Sokor1 (Wang *et al.*, 2017 ; Lai *et al.*, 2018). Au Miocène et au Pliocène,

l'affaissement thermique (subsidence) s'est accompagné du dépôt de sédiments clastiques continentaux grossiers (Liu *et al.*, 2015).

Conclusion partielle

Le bassin sédimentaire du Termit est un bassin du Rift du Crétacé-Tertiaire dans le Système de Rift de l'Afrique Occidentale et Centrale. Il est formé suite aux deux phases de rifting qui succèdent des phases post-rift, le tout étant précédé par une phase pré-rift. L'évolution tectonique et le remplissage sédimentaire de ce bassin se résume aux deux phases. La phase initiale de rifting de l'Aptien au début du Cénomaniens est suivie d'une sédimentation de grès schisteux fluvio-lacustres. L'affaissement thermique de la fin du Cénomaniens au Maastrichtien est rempli d'argiles marines à intercalations de grès fins et de grès grossiers fluviaux. Au cours de cet affaissement post-rift du Crétacé supérieur, une transgression et une régression marines ont entraîné le dépôt des formations de Donga et de Yogou. La phase tectonique du Paléogène et du Néogène a conduit à la création des failles et la sédimentation des alternances des argiles fluvio-lacustres, de sables et de schistes argileuses lacustres au Paléo-Éocène.

CHAPITRE II : GÉNÉRALITÉS SUR LES ARGILES

Il s'agit dans ce chapitre de définir et de classer les argiles en terme minéralogique. Un accent sera également mis sur leur rôle dans la formation, migration et accumulation des hydrocarbures dans les bassins sédimentaires.

II.1. Définition et intérêt

Les matériaux argileux sont les résultats des différents processus sous l'action des eaux de surface ou des eaux hydrothermales, tels que l'altération physique d'une roche préexistante, l'altération chimique et le processus diagénétique (Bridge et Demicco, 2008). Elles sont donc constituées par des substances diverses sous formes de particules de très petite taille tels que, les carbonates, la silice, l'alumine, les sulfures, l'oxyde et l'hydroxyde de fer, etc. Elles constituent souvent la roche mère pétrolière (Tissot et Welte, 1984 ; Klemme et Ulmishek, 1991).

II.2. Structure et classification des minéraux argileux

II.2.1 Structure des minéraux argileux

C'est un empilement de couches tétraédriques et octaédriques qui forment le squelette (feuille) de tout assemblage minéralogique argileux. Les tétraèdres sont liés les uns aux autres par un coin, formant ainsi un hexagone, alors que les octaèdres le sont par un côté (Comparon, 2005 ; Gautier, 2008).

La *couche tétraédrique* est constituée par la superposition de plans d'anions O^{2-} qui entoure une cavité tétraédrique. Cette dernière est occupée par un cation Si^{4+} ou Al^{3+} ou bien Fe^{3+} (Figure 11). Chaque tétraèdre est formé par un de ces cations (Si^{4+} , Al^{3+} ou Fe^{3+}) et par trois oxygènes à la base partagés en commun avec le tétraèdre adjacent. Le sommet de l'édifice tétraédrique est occupé par un oxygène, appelé oxygène apical. L'ensemble des oxygènes apicaux sont situés du même côté du plan défini par les oxygènes basaux (Figure 11).

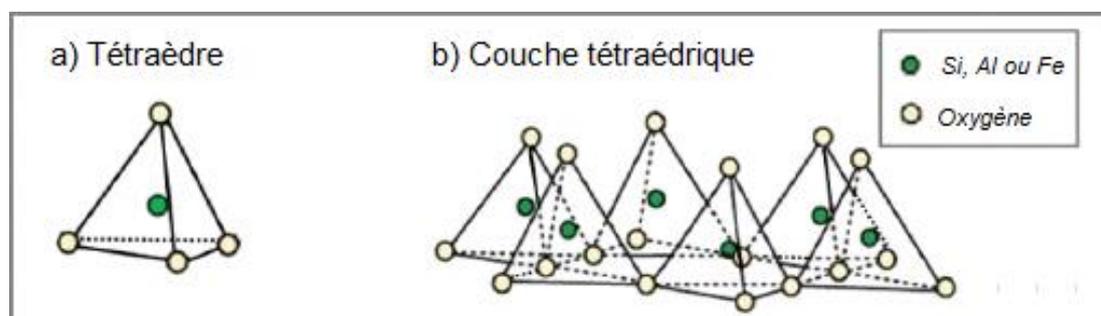


Figure 11 : Structure tétraédrique des argiles : (a) un tétraèdre et (b) une couche tétraédrique (Gautier, 2008)

La couche octaédrique est formée par des cavités cationiques pouvant être Al^{3+} , Fe^{2+} ou Mg^{2+} , qui sont entourées par six groupements anioniques compacts (O^{2-} ou OH^-). Cet ensemble forme un octaèdre couché sur une de ces faces triangulaires (Figure 12). Contrairement à la couche tétraédrique, les octaèdres de la couche octaédrique sont reliés par la mise en commun de chaque groupement anionique par le sommet. Par conséquent, chaque anion (O^{2-} ou OH^-) est relié à trois cations divalents dans le cas d'une couche trioctaédrique ou à deux cations trivalents dans le cas d'une couche dioctaédrique, la troisième cavité étant vacante. Cette structure forme ainsi le motif de la couche octaédrique (Figure 12).

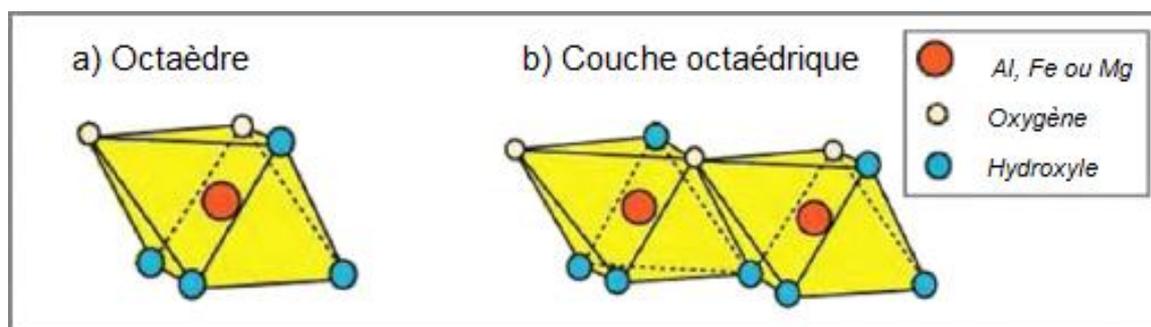


Figure 12 : Représentation octaédrique : (a) un octaèdre et (b) une couche octaédrique (Gautier, 2008)

La présence de cation à l'intérieur des cavités des couches tétraédrique et octaédrique assure la stabilité du feuillet (Figure 13). Le cation dominant dans les couches tétraédriques est principalement le Si^{4+} . Néanmoins, il existe des fréquentes substitutions donnant lieu à la présence de cation Al^{3+} et rarement le cation Fe^{3+} . Les cavités des couches octaédriques sont généralement occupées par le cation Al^{3+} . La substitution dans ces couches est assurée par les cations Fe^{2+} et surtout Mg^{2+} . Ce qui permet de distinguer de grands groupes de minéraux argileux qui sont : Les minéraux dioctaédriques et les minéraux trioctaédriques (Lucas, 1962 ; Gautier, 2008).

Les différentes substitutions intra-cavité, créent des déficits de charge. Ce dernier est compensé par des cations tels que Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ , Na^+ , K^+ , qui sont les remplissages des espaces entre les feuillets ou par une couche octaédrique (cas de la chlorite).

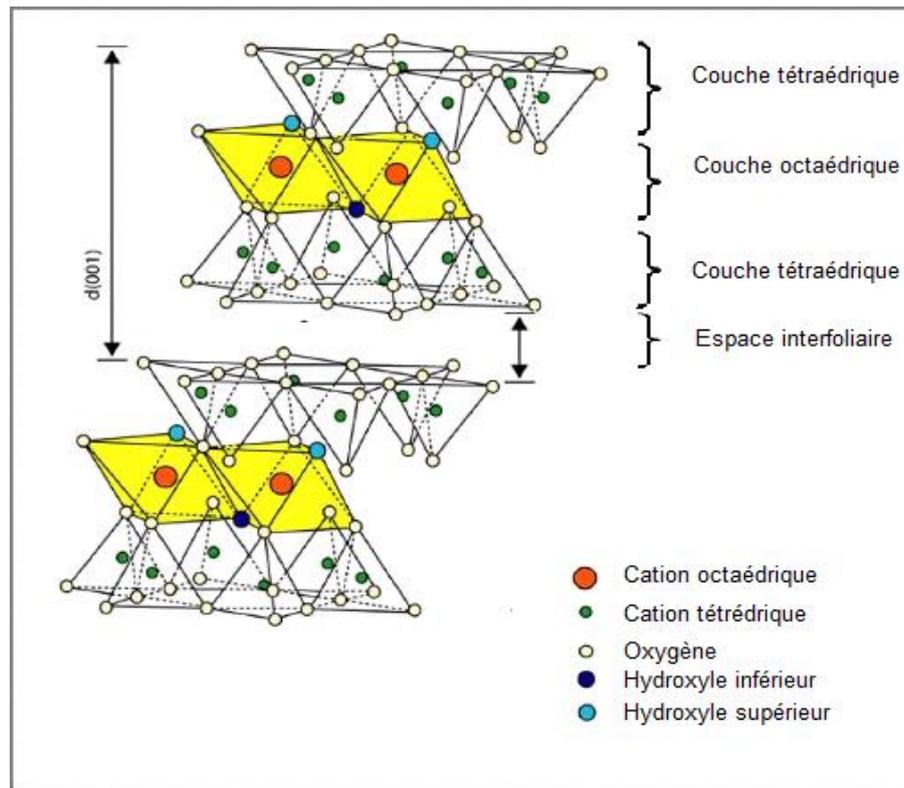


Figure 13 : Empilement des feuillets d'un minéral argileux formé des couches tétraédriques et octaédriques (Gautier, 2008)

II.2.2 Classification des minéraux argileux

La classification des minéraux argileux repose sur trois principaux critères, qui sont intimement liés à leur structure :

- **Le mode d'empilement de couches** : Selon le mode de l'agencement des couches tétraédriques et octaédriques, on distingue les minéraux de type 1:1 ou T-O, ceux de type 2:1 ou T-O-T et ceux de type 2:1:1 ou T-O-T-O.
- **La charge totale du feuillet résultant de substitutions atomiques** : la classification est basée sur le taux de substitution des atomes et leur emplacement dans les cavités (substitution dioctaédrique ou trioctaédrique), et les charges totale résultant de ces substitutions. Ces charges sont compensées par des cations compensateurs tels que Mg, K, Na et Ca.
- **La nature des cations dans espace interfoliaire** : il existe plusieurs types de cations qui se logent dans les espaces entre deux feuillets d'un minéral argileux. Ces cations agissent sur l'espace interfoliaire et permettent de distinguer différents types de minéraux argileux.

Ainsi, la classification la plus répandue se base sur l'épaisseur et la structure du feuillet (Abdelhadi, 2013). On rencontre aussi la classification selon la nature des feuillets qui

constituent le minéral argileux (Lucas *et al.*, 1974). Pour cette dernière, on distingue deux grands groupes qui sont : Les minéraux simples et les minéraux interstratifiés.

II.2.2.1 Principaux minéraux simples

Selon l'épaisseur et la structure des feuillets (mode d'agencement des couches), on distingue :

- **Les minéraux argileux** dont leurs feuillets sont composés d'une couche octaédrique et d'une couche tétraédrique (type 1:1 ou T-O) et la distance de la surface d'un feuillet à celle du feuillet suivant (équidistance) est voisine de 7Å. La kaolinite est le seul minéral argileux de cette catégorie.

La kaolinite est formée par la succession de feuillets composés de l'alternance des couches tétraédriques et octaédriques (Figure 14). Cette faible équidistance explique une forte liaison entre deux feuillets adjacents, assurée par des liaisons hydrogènes des hydroxyles des couches octaédriques avec les oxygènes des couches tétraédrique. Cela empêche la pénétration des cations, de la molécule d'eau ou organique dans l'espace interfoliaire, rendant ainsi, le minéral non gonflable. Sa formule est : $\text{Si}_2 \text{Al}_2 \text{O}_5 (\text{OH})_4$ ou $\text{Si}_4 \text{Al}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$ (Assifaoui, 2002 ; Legros, 2007).

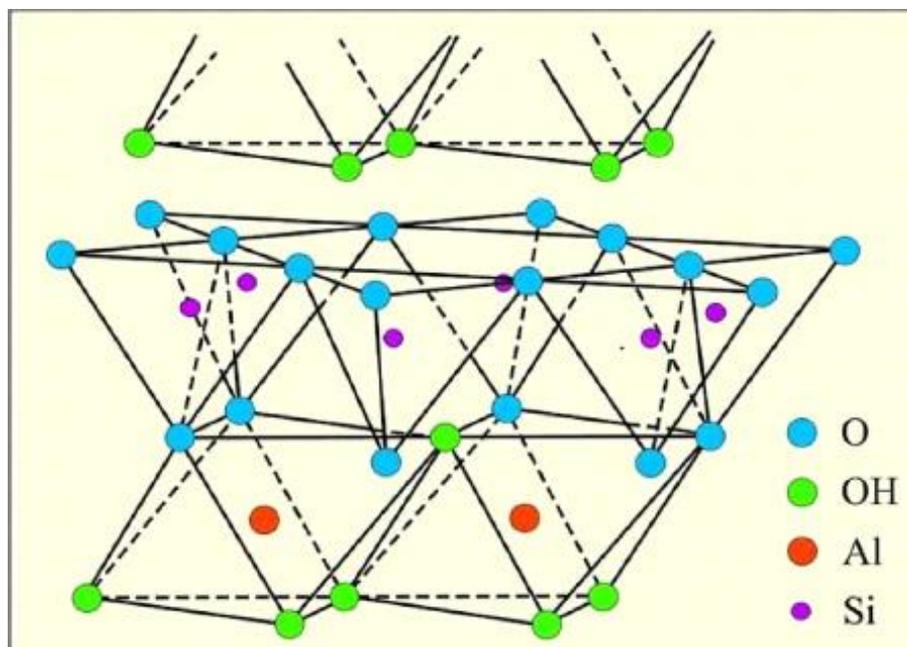


Figure 14 : Structure de la kaolinite (Poppe *et al.*, 2020)

- **Les minéraux argileux** des feuillets de type 2:1 ou T-O-T (couche octaédrique entre deux couches tétraédriques) et de l'équidistance variable de 9,5 à 10 Å pour la famille des illites, de

14 à 15,5Å pour la famille de smectite et de 14 à 15Å pour la famille de vermiculite. Cela est dû au remplissage de l'espace interfoliaire.

L'illite possède des substitutions tétraédriques et octaédriques compensées essentiellement par des ions K^+ dans l'espace interfoliaire (Figure 15). L'équidistance moléculaire est de 10 Å. Sa formule générale se présente comme suit :

$(Si_{4-x} Al_x)(Al,M1,M2)_2 O_{10} (OH)_2 K_x$, avec $x \approx 0,5$ (Lucas, 1962 ; Assifaoui, 2002).

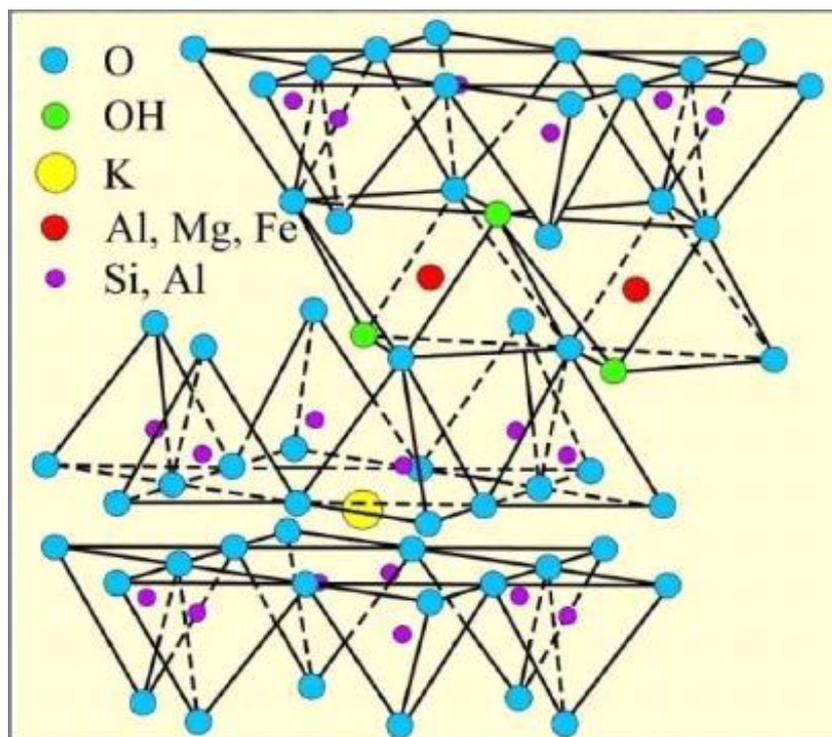


Figure 15 : Représentation de la structure de l'illite (Poppe *et al.*, 2020)

Les **smectites** sont les minéraux argileux de même type que les illites, mais avec une organisation dans l'empilement des feuillets différente, qui provoque un écartement possible des feuillets (Figure 16). Des cations divers, de l'eau et des molécules organiques peuvent se loger dans cet espacement créé. Il résulte donc une grande variété des minéraux de cette famille et une grande aptitude au gonflement. L'équidistance basale pour ces minéraux est aussi très variable (12-17,8 Å). Il est donc difficile de donner une seule formule pour toutes les variétés de smectites (Lucas *et al.*, 1974 ; Lahcen, 2012). La formule générale des smectites dioctaédriques peut donc s'écrire :



Ainsi, les variétés les plus courantes sont les suivantes :



Nontronite $K_y (Fe_{3+2-x} Al_x)O (Si_{4-y} Al_y)T O_{10}(OH)_2, nH_2O$

Saponite $(Mg) Na_y (Mg_3)O (Si_{4-y} Al_y)T O_{10}(OH)_2, nH_2O$

Où x et y représentent le taux de substitution, respectivement dans le tétraèdre **T** et dans l'octaèdre **O**, et X la nature des cations interfoliaires.

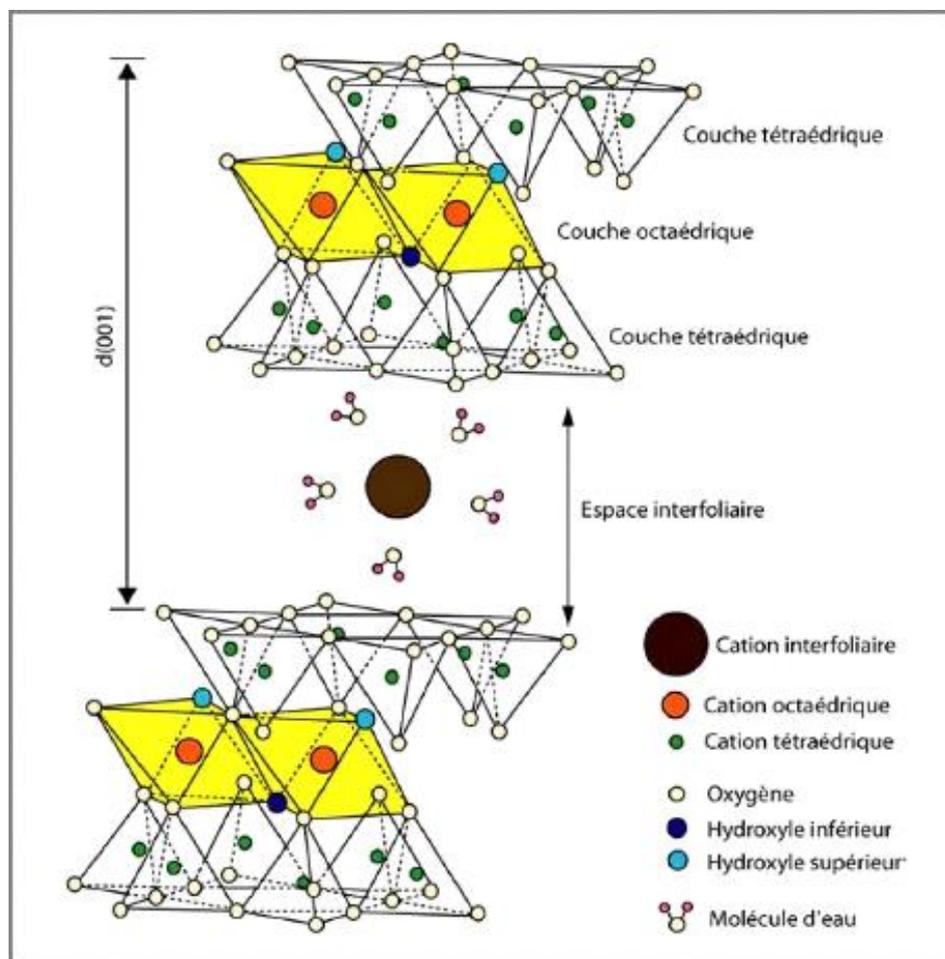


Figure 16 : Représentation de la structure de la smectite (Gautier, 2008)

- **Les minéraux argileux** des feuillettes de type 2:1:1 ou T-O-T-O est similaire au type 2:1, mais l'espace interfoliaire est occupé par une couche d'octaèdre. L'équidistance est égale à environ 14Å. C'est le cas des chlorites. (Lucas *et al.*, 1974 ; Murray, 2006 ; Erwan, 2011).

Cette argile a une structure semblable à celle des illites et des smectites, avec une couche continue octaédrique supplémentaire (couche hydroxylique, appelée aussi couche brucitique) entre deux feuillettes de type 2:1. La présence de cette couche supplémentaire en position interfoliaire, donne une configuration de type 2:1:1 et une équidistance basale très stable de 14 Å aux minéraux argileux de type chloritique. La couche brucitique développe en son sein des substitutions bivalent-trivalent (Al^{3+} / Mg^{2+} ou Fe^{3+} / Mg^{2+} ou bien Fe^{3+} / Fe^{2+}), provoquant des charges positives qui compensent les charges négatives créées par les

substitutions intra cavité des feuillets 2:1 (Figure 17) (Hénin, 1956 ; Lucas, 1962 ; Bonnefont, 1980). La formule structurale de la chlorite est : $Mg_5 (Al, Fe) (OH)_8 (Al, Si)_4 O_{10}$

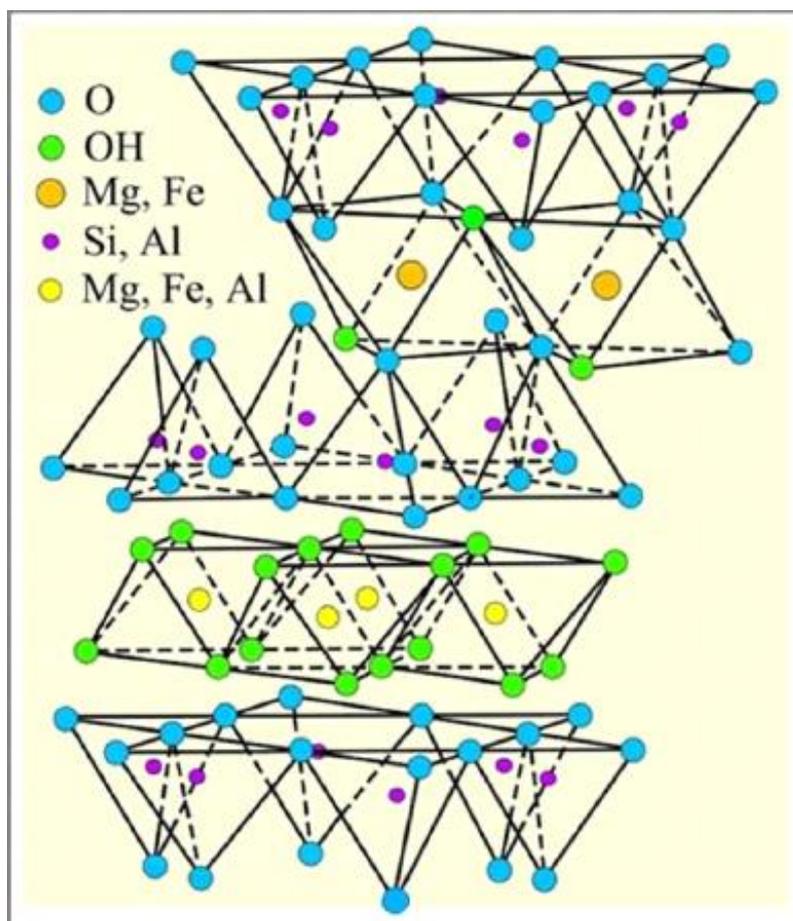


Figure 17 : Représentation de la structure de la chlorite (Poppe *et al.*, 2020)

II.2.2.2 Minéraux interstratifiés

Les minéraux interstratifiés résultent de l'empilement ordonné ou aléatoire des feuillets de nature différente. Les combinaisons possibles entre ces feuillets sont extrêmement nombreuses, mais seulement quelques-unes représentent la majorité des interstratifiés naturels. Les positions de réflexions et les comportements aux différents traitements sont toujours intermédiaires à celles des différents feuillets qui composent les interstratifiés, observés aux diagrammes de DRX. Ces paramètres varient en fonction de la nature des feuillets et de leur abondance. Décrire les minéraux argileux interstratifiés revient à identifier les feuillets constitutifs de l'édifice, leurs proportions et leurs relations.

Selon que l'empilement soit ordonné ou aléatoire, on distingue les minéraux interstratifiés réguliers et les minéraux interstratifiés irréguliers. L'ordre est donc l'un des critères importants suivant lequel les feuillets sont empilés. On définit dans ce cas le terme Reichweite

R, qui représente en fait la probabilité, étant donnée un feuillet de nature A, son voisin soit un feuillet de nature B (Lucas, 1962). Dans le système contenant ces deux feuillets (Figure 18), les proportions de A et B sont liées par la relation de probabilité tel que $P_A + P_B = 1$. Dans le cas où $P_A/B = 1$ et $P_A/A = 0$, l'ordre est régulier et la probabilité de trouver un B suivi d'un A est égale à 1 ; l'ordre est alors appelé R1. On parle de l'ordre R2 ou R3, lorsque les séquences sont respectivement d'un feuillet de nature A se trouve entouré de deux feuillets de nature B (BABAB), ou d'un feuillet de nature A se trouve entouré de trois feuillets de nature B (BABBABABB) (Figure 18). Par contre, pour les interstratifiés irréguliers où l'ordre n'est pas respecté, on parle de type R0 ou désordonnés (ABBABBAAB) (Lucas, 1962). Il existe une variété des interstratifiés réguliers de type ségrégués (AAABBB) (Figure 18).

La régularité de l'empilement des feuillets de ces minéraux interstratifiés fait apparaître les deux feuillets (cas des édifices à deux feuillets de nature différente) ou les trois feuillets (cas des édifices à trois feuillets de nature différente) comme un seul feuillet de même structure. Ces minéraux sont donc facilement identifiables sur les diagrammes DRX et les réflexions pour des valeurs de la distance inter-réticulaire d sont égales à la somme des d_{001} des feuillets qui les composent. Ces structures sont appelées les sur-structures (Abdelhadi, 2013). Pour le cas d'un minéral formé de l'alternance régulière d'un feuillet de nature A et d'un feuillet de nature B, la réflexion d_{AB} (001) est donc égale à la somme de d_A (001) et de d_B (001). C'est l'exemple de la corrensite (chlorite trioctaédrique/smectite) qui représente la distance d_{001} égale à 28Å notamment, la somme de 14Å et de 14Å et qui se déplace à 31Å (14Å+17Å) après traitement à l'éthylène-glycol (Lucas, 1962; Lucas *et al.*, 1974a).

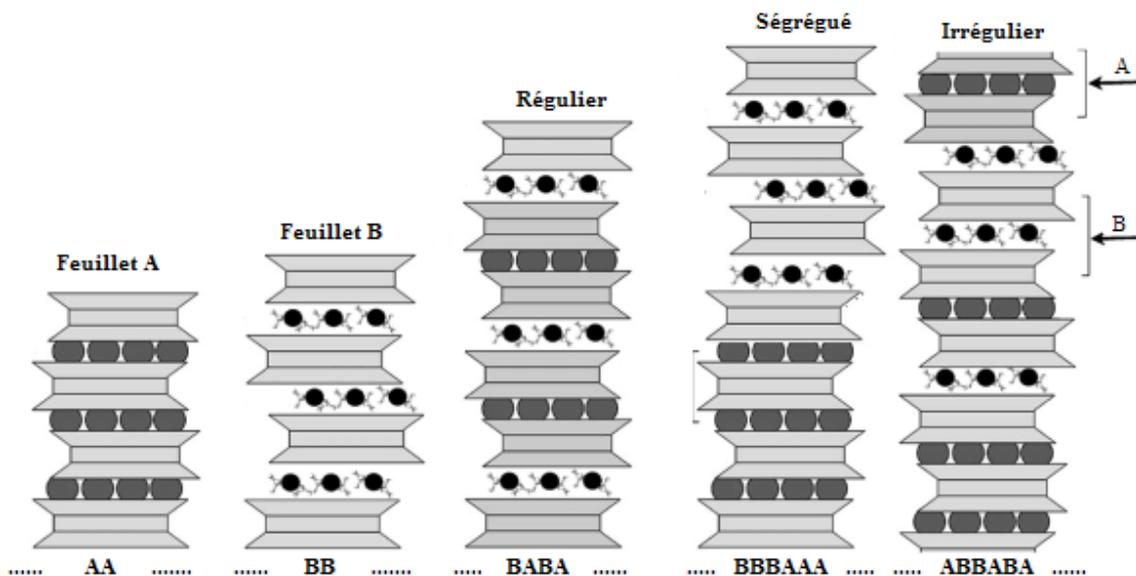


Figure 18 : Représentation des minéraux argileux interstratifiés (Brigatti *et al.*, 2013 modifié)

On note cependant que pour les interstratifiés d'alternance régulière, les feuillets qui alternent ont des espaces interfoliaires de largeurs différentes. Dans le cadre de l'étude des interstratifiés, chaque feuillet est obligé de s'adapter à son voisin qui n'aurait pas exactement les mêmes dimensions que lui. Ce qui induit un motif d'instabilité pour ces types des minéraux et aussi une raison supplémentaire à leur très petite taille (Lucas, 1962). Ces minéraux se présentent donc comme les étapes de transformation d'un minéral argileux à l'autre.

II.2.3. Minéraux gonflants

Les minéraux argileux sont constitués des feuillets élémentaires. Ces feuillets sont aussi composés d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique (Figure 13) qui sont empilés d'une façon caractéristique et qui comportent la présence de certains cations provoquée par des substitutions dans les tétraèdres et aussi dans les octaèdres. À cela s'ajoute l'espace interfoliaire et quelques fois la présence des cations dans cet espace, qui compensent les charges résultant des substitutions octaédriques et tétraédriques. Dans ce cas, ces cations peuvent être échangés par d'autres cations. C'est l'exemple typique des minéraux argileux de la famille de smectites.

Les structures de ces minéraux décrites précédemment, leurs confèrent une grande aptitude à l'insertion, entre les feuillets de molécules d'eau ou d'autres molécules organiques. Il en résulte un gonflement de la structure, dont l'importance dépend de la nature de la molécule, des conditions de température, de pression et de la nature du cation compensateur (German, 2002 ; Audiguier *et al.*, 2007 ; Camille, 2010 ; Lahcen, 2012).

Les minéraux argileux de la famille de l'illite, renferment de faibles quantités d'eau interstitielle et par conséquent, ils ne présentent pas de phénomène de gonflement.

En ce qui concerne le cas de la kaolinite, le rapprochement de ses feuillets empêche toute pénétration de molécules d'eau ou organiques. Il n'existe donc aucune possibilité de gonflement ou de rétraction des feuillets.

Il existe d'autres minéraux accessoires aux argiles sujettes au phénomène de gonflement. C'est le cas de la pyrite (FeS_2) que, sous l'action de l'eau, elle s'oxyde pour donner des sulfates. Cette oxydation en présence de calcium, conduit à la formation de l'anhydrite (CaSO_4), puis par hydratation de celui-ci, conduit à la formation du gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$). Ce qui aboutit au gonflement du matériau (Audiguier *et al.*, 2007).

II.3. Argiles dans la formation, la migration et l'accumulation des hydrocarbures

En prospection pétrolière, les compagnies pétrolières accordent une grande importance à la localisation des bancs argileux (couches argileuses) dans les séries sédimentaires. En effet, ces couches peuvent correspondre à des roches mères pétrolières. Ces dernières sont le fruit des plusieurs processus sédimentaires conduisant au dépôt et transformation de matière organique en conditions anoxiques ou suboxiques (Francez, 1990 ; Tissot et Welte, 1984 ; Hakimi et Abdullah, 2014). La matière organique déposée et enrobée par les sédiments, se transforme d'abord en kérogène (partie non soluble de la matière organique dans les solvants organiques) et puis, progressivement en hydrocarbures liquides et/ou gazeux. Ce processus est favorisé par l'augmentation de la température en fonction de la profondeur appelé gradient géothermique (Ishiwatari *et al.*, 1977 ; Philp, 2003 ; Vandenbroucke, 2003).

L'imperméabilité des roches argileuses fait d'elles des excellents obstacles à la remontée des hydrocarbures après leur formation et expulsion depuis leur roche mère sous-jacente. C'est ce qu'on appelle : roche couverture. L'imperméabilité des roches argileuses s'explique facilement par la compaction qu'elles subissent lors de la diagénèse, qui aligne les feuillets des minéraux argileux, d'où une forte réduction de la porosité de la formation. Ainsi, l'accumulation des hydrocarbures s'effectue lorsqu'ils rencontrent une barrière qui empêche leur migration (Tissot et Welte, 1984 ; Parker et Sellwood, 1994 ; Lallier-Verges *et al.*, 1995 ; Welte *et al.*, 1997 ; Baudin *et al.*, 2007).

Aussi, les minéraux argileux jouent un rôle catalytique lors de la préservation et de la transformation de la matière organique en hydrocarbures (Wu *et al.*, 2012).

II.4. Propriétés des minéraux argileux

Les propriétés des minéraux argileux faisant de l'argile un matériau très convoité dans plusieurs domaines (domaine environnemental, pétrolier, génie civile, ...), sont nombreuses et peuvent être physiques et chimiques. Parmi ces propriétés, la capacité d'échange cationique (CEC) et la surface spécifique donnent aux argiles des spécificités bien définies. Ces propriétés dépendent généralement de la structure et de la composition des minéraux argileux (Murray, 2006).

II.4.1. Capacité d'échange cationique (CEC)

Les argiles ont la propriété de fixer de manière réversible certains cations contenus dans les solutions environnantes. La capacité d'échange de cations (CEC) correspond au nombre de charges négatives susceptibles de fixer les cations de cette manière (Meunier, 2005). Elle est

exprimée en milliéquivalents par 100 g (meq), qui correspond à centimoles par kg (cmolkg^{-1}) dans le système international. Les cations ne peuvent être échangés que s'ils sont faiblement liés aux surfaces externes ou internes (espaces interfoliaires) des cristaux.

La CEC externe dépend du nombre de sites de liaison des cations sur les surfaces externes. Ces sites chargés négativement correspondent aux charges résultant des substitutions tétraédriques ou octaédriques des feuilles formant les faces (001), ou aux défauts apparaissant sur ces faces. Elle est aussi fonction de la taille du cristal : pour un volume ou une masse donnée, plus les surfaces externes sont grandes, plus la taille du cristal est petite. Par conséquent, la mesure de la CEC externe donne des informations sur les tailles moyennes des cristaux.

La CEC interne correspond aux échanges des cations interfoliaires. Ces échanges concernent plus particulièrement les argiles de type 2:1 (smectite, vermiculite, ...). La substitution des cations interfoliaires est d'autant plus facile que les cations ont une charge plus faible et sont de petite taille (Diamond et Kinter, 1965 ; Meunier, 2005). Elle donc reflète le déficit de charge des couches 2:1. Par conséquent, la CEC interne dépend des charges permanentes des espèces interfoliaires des minéraux argileux (Meunier, 2005).

II.4.2. Surface spécifique des minéraux argileux

La surface spécifique d'une argile (SS) appelée aussi « Aire massique » représente la somme des surfaces de tous les sites échangeables accessibles à un ion ou une molécule donnée et exprimée généralement en m^2/g (Fabian, 2008 ; Meunier, 2005). Ces sites s'étendent le long des faces basales et des bords des cristaux dans des proportions qui varient selon le type de minéral et les conditions locales de pH. La valeur maximale de la surface spécifique d'un phyllosilicate est égale à la somme des surfaces de toutes les faces de chaque couche élémentaire (Tableau I). Les faces ont une signification différente selon l'espèce minérale considérée. Ainsi, les surfaces des faces hkl sont négligeables par rapport à celles des faces (001) pour les smectites dont les cristallites ont une épaisseur très réduite, alors qu'elles sont beaucoup plus importantes pour la kaolinite, la chlorite ou l'illite (Macht *et al.*, 2011 ; Meunier, 2005).

Ainsi, les propriétés des argiles sont principalement contrôlées par leur surface interne et externe (Tableau I). La surface totale comprend la surface externe, comprise entre les particules argileuses, et la surface interne, correspondant à l'espace interfoliaire (Figure 19) (Eslinger et Pevear, 1988).

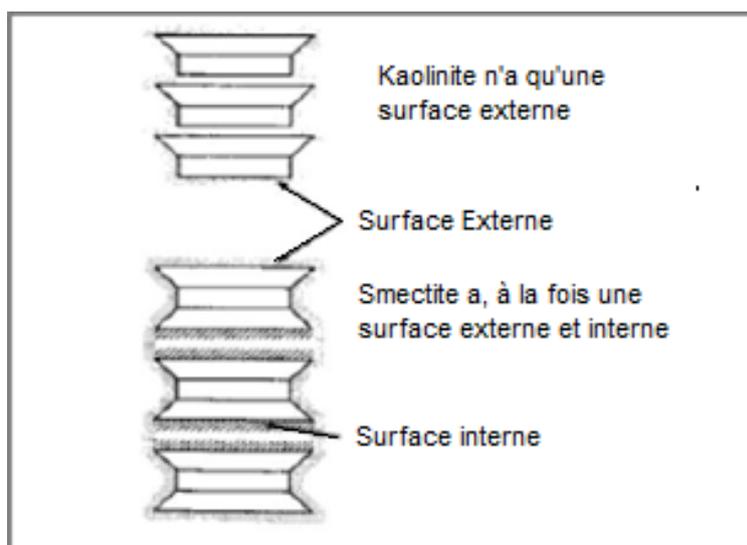


Figure 19 : Surface interne et externe des particules argileuses (Eslinger et Pevear, 1988)

Tableau I : Surface spécifique et C.E.C. de quelques minéraux argileux (Morel, 1996).

Minéral	Surface interne (m ² /g)	Surface externe (m ² /g)	Surface totale (m ² /g)	CEC (meq)
Kaolinite	0	10-30	10-30	5-15
Illite	20-55	80-120	100-175	10-40
Chlorite	--	100-175	100-175	10-40
Smectite	500-700	80	700-800	80-150

Le Tableau I présente les différentes valeurs de la surface spécifique (SS) et de la capacité d'échange cationique (CEC) des minéraux les plus courants. Il est à noter que la smectite possède les valeurs les plus importantes de surface spécifique en comparaison avec tous les autres minéraux.

Conclusion partielle

Ce chapitre traitant des généralités sur les argiles, a permis de passer en revue le processus de formation des roches argileuses et les principaux constituants minéralogiques. Il a mis accent sur la structure, la classification basée sur le type de feuillet et les principales familles des minéraux argileux. Le pouvoir de gonflement de certains minéraux argileux et d'autres types des minéraux dû à leurs structures et aux conditions de température, de pression et du milieu a été évoqué. Enfin, le rôle des argiles dans la formation, migration et accumulation des hydrocarbures ainsi que ses propriétés ont été également abordés dans ce chapitre.

CHAPITRE III : MATIÈRE ORGANIQUE

Ce chapitre propose une synthèse bibliographique sur la matière organique. Un accent sera également mis sur l'intérêt de son étude, son origine ainsi son mode de production, de préservation et sa transformation en hydrocarbures dans les milieux sédimentaires.

III.1. Définition et intérêt de l'étude de la matière organique

La matière organique représente les résidus de la décomposition d'organismes vivants, végétaux et animaux incorporés dans les sédiments. Cette matière organique dans les roches sédimentaires est principalement fournie par les microorganismes tels que le phytoplancton, le zooplancton, les bactéries, les algues et aussi par les végétaux supérieurs. La contribution des animaux à la formation et à l'accumulation de la matière organique dans les roches sédimentaires est faible (Huc, 2008). Dans les roches sédimentaires où elle est abondante, elle représente en moyenne moins de 1 % en poids des sédiments (Buthiau et Biju-Duval, 2002 ; Durand, 1980). Malgré cette faible présence, la matière organique constitue l'essentiel du stock de carbone organique sur la terre par rapport à la biomasse (Durand, 1980).

L'intérêt économique de l'étude de la matière organique sédimentaire découle du fait qu'elle soit à l'origine de la formation des ressources énergétiques, tels que le charbon et le pétrole et le gaz naturel, et représente une importante source de la matière première de l'industrie pétrochimique. Un autre intérêt est que cette matière organique peut servir d'indicateur de l'évolution thermique d'un bassin sédimentaire ainsi que des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales de dépôt (Calvert, 1987 ; Huc, 2008 ; Harouna *et al.*, 2017). Ainsi, l'étude de la matière organique, basée sur la détermination de son origine, sa quantité, son environnement de dépôt et son degré de maturité thermique lors de son évolution, permet d'évaluer le potentiel pétrolier d'un bassin sédimentaire (Riboulleau, 2003 ; Harouna et Philp, 2012). Cependant, son étude a permis progressivement de mettre en évidence d'importants gisements pétroliers qui étaient jugés non rentables ou inexistantes (Durand, 1980 ; Huc, 2008).

III.2. Origine de la matière organique

La matière organique sédimentaire provient de deux sources principales. La source autochtone qui représente la matière organique produite in situ dans la zone de dépôt des sédiments. La deuxième source, allochtone, correspond à la matière organique transportée de la zone de production vers le lieu de sédimentation (Lallier-Verges *et al.*, 1995b).

III.2.1. Apports autochtones

Le phytoplancton est le producteur primaire de la matière organique dans le milieu marin. Il est constitué d'algues photosynthétiques unicellulaires de taille inframillimétrique, telles que les coccolithophoridés, les diatomées et les dinoflagellés. Cette source principale de la matière organique, se développe dans les 200 premiers mètres de la tranche d'eau où la photosynthèse est possible et un apport important en nutriments (Tissot et Welte, 1984 ; Knut, 2010 ; Bjorlykke, 2015). Dans cette tranche d'eau, il existe des organismes hétérotrophes qui se nourrissent du phytoplancton et par conséquent contribuent à la production de la matière organique ; on parle alors de la production secondaire. Parmi ces organismes hétérotrophes, on trouve le zooplancton et les protozoaires, puis tous les maillons de la chaîne alimentaire. Il existe un autre type de producteur de la matière organique sédimentaire dans le milieu marin. C'est le cas des bactéries qui sont présentes en abondance aussi bien dans la colonne d'eau que dans les sédiments (Buthiau et Biju-Duval, 2002). Bien qu'elles soient abondantes, les bactéries ont une contribution faible dans la production de la matière organique autochtone (Sinninghe et Schouten, 1997).

III.2.2. Apports allochtones

La matière organique terrestre consiste principalement en des débris de bois, des spores et des grains de pollen. Les apports allochtones sont aussi constitués de matière organique particulaire et dissoute d'origine variée portée par les fleuves. L'importance de cette contribution allochtone dépend des vents et des courants marins mais tend à diminuer au fur et à mesure que l'on s'éloigne des côtes. La matière organique continentale peut contribuer aussi à la sédimentation organique en milieu marin. Ces modes de transport sont essentiellement fluviaux et éoliens (Riboulleau, 2003).

III.3. Production et accumulation de la matière organique

Pour étudier la matière organique, il est impératif de comprendre les mécanismes de sa production et sa préservation dans les milieux sédimentaires. La production et la préservation de la matière organique sont deux concepts intimement liés, sujets à des controverses entre plusieurs auteurs. Il subsiste donc de nombreuses questions fondamentales, notamment celles concernant les facteurs qui contrôlent l'accumulation de la matière organique, c'est-à-dire, une forte productivité primaire et/ou des conditions de préservation favorisée par des environnements anoxiques.

De façon générale, la synthèse de plusieurs travaux effectués sur la production de la matière organique conduit à deux principales hypothèses : la première privilégie la productivité primaire sur la préservation (Demaison et Moore, 1980 ; Jenkyns, 1980 ; Ryan et Cita, 1977 ; Waples, 1985 ; Calvert, 1987). Cette hypothèse est basée sur une forte productivité primaire de la matière organique, associée à des phénomènes d'upwelling (Figure 20), comme le modèle de fonctionnement actuel de certaines marges océaniques (Mauritanie, Namibie, Pérou) (Huc, 2008 ; Knut, 2010 ; Chloé Le, 2017). La seconde hypothèse admet un fonctionnement des environnements de dépôt suivant un modèle euxinique (Figure 21) tel que celui observé dans la Mer Noire par plusieurs auteurs (Huc, 2008 ; Welte *et al.*, 2011 ; Bjorlykke, 2015). Elle tend ainsi à mettre l'accent sur les conditions de préservation que sur la productivité primaire.

III.3.1. Modèle basé sur une forte productivité primaire

Le modèle de production primaire proposé pour expliquer la richesse en matière organique dans les milieux sédimentaires, se rattache à une forte productivité biologique (Demaison et Moore, 1980 ; Jenkyns, 1980 ; Calvert, 1987). Ce modèle est gouverné essentiellement par la photosynthèse ; processus qui permet, à partir de l'énergie lumineuse, la production de carbohydrates à partir d'eau et de dioxyde de carbone. La photosynthèse s'effectue normalement dans la zone photique, qui s'étend, au maximum, dans les 200 premiers mètres de la colonne d'eau. Toutefois, l'essentiel de la production se concentre dans les 60 à 80 premiers mètres de la tranche d'eau sous contrôle de la lumière (zone euphotique), de la température et de l'apport en éléments nutritifs, principalement la silice, mais surtout les phosphates, les nitrates et le fer. Ces facteurs varient selon le brassage des eaux et l'influence des courants océaniques (Tissot et Welte, 1984). Parmi les facteurs ci-haut cités, la disponibilité des nutriments joue sans nul doute un rôle fondamental dans la productivité primaire. Ainsi, une forte productivité de la matière organique est observée dans les environnements marins peu profonds (plate-forme continentale) où la richesse en nutriments est associée aux phénomènes d'upwelling (Figure 20) et/ou aux apports de matériel continental remanié (Bordenave, 1993). Généralement, la matière organique marine, issue du modèle primaire, est associée à la matière organique provenant des apports continentaux, mais ces deux sources majeures diffèrent dans leur composition chimique.

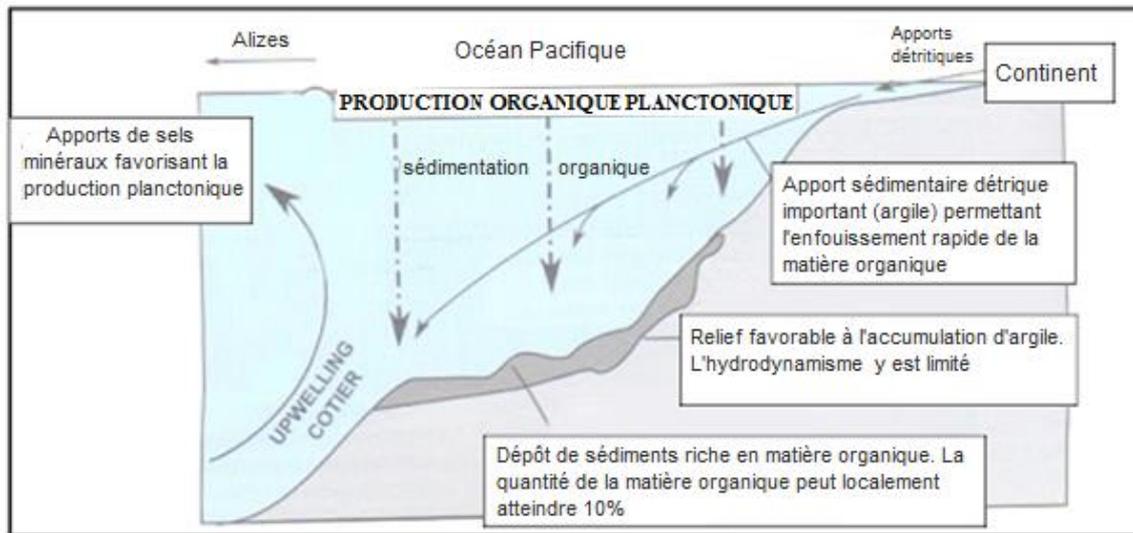


Figure 20 : Modèle upwelling pour la production de la matière organique (David, 2017)

III.3.2. Modèle basé sur la préservation

L'accumulation de la matière organique sédimentaire basée sur le modèle de préservation est régie par le phénomène d'anoxie des eaux de mers (Figure 21). On définit ainsi, « l'anoxie », comme un déficit des eaux de mer en oxygène équivalent à une concentration de moins de 0,5 ml d'oxygène par litre d'eau de mer (0,5ml/l d'O₂) (Demaison et Moore, 1980). Ce déficit en oxygène favorise la production de la matière organique par les animaux fousseurs en l'occurrence, les animaux benthiques qui ne peuvent plus survivre en dessous de cette condition. Ce modèle euxinique est inspiré des conditions hydrologiques de la Mer Noire où la contraste de salinité provoque une stratification de l'eau (Demaison et Moore, 1980). C'est ainsi qu'une couche d'eau sous-jacente, plus dense et stagnante, et par conséquent anoxique, se superpose à une couche d'eau supérieure moins dense et oxique. L'euxinisme se traduit notamment par la présence de H₂S dans la colonne d'eau anoxique qui résulte de La sulfato-réduction bactérienne (Tribovillard et Baudin, 2018). Le mode de transit de la matière organique pour se déposer, la taille des particules sédimentaires, les taux de sédimentation sont les arguments en faveur de ce modèle (Demaison et Moore, 1980b ; Ryan et Cita, 1977 ; Waples, 1983, 2013).

III.3.3. Conditions de préservation de la matière organique

Pour comprendre l'accumulation de la matière organique, il est important aussi d'étudier le mécanisme de sa préservation dans les milieux sédimentaires. La quantité de la matière organique incorporée aux sédiments est principalement liée à la résultante entre la productivité et la destruction de la matière organique.

Ainsi, la matière organique est en général détruite à la surface de la terre et seules des quantités infimes sont préservées. Dans ces milieux sédimentaires, le taux de production de la matière organique et le potentiel de conservation sont les deux principaux facteurs qui favorisent la sédimentation de la matière organique (Selley et Sonnenberg, 2014).

En domaine marin, l'essentiel de la matière organique (90% environ) est à la fois soumis au recyclage aérobie dans la tranche d'eau oxique et à une dégradation microbienne, avant d'être éventuellement déposé dans les sédiments (Huc, 2008).

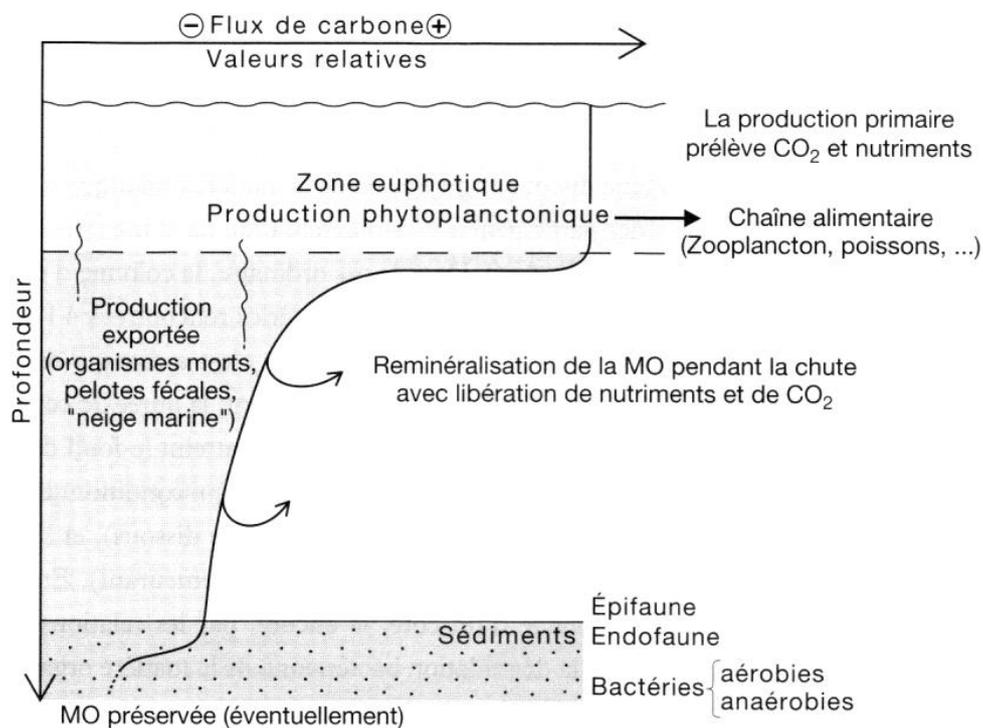


Figure 21 : Mécanismes d'accumulation et de préservation de matière organique (David, 2017)

III.4. Mécanismes de préservation de la matière organique

En raison de l'efficacité des processus de recyclage de la matière organique sédimentaire, sa préservation dans le milieu sédimentaire (milieu marin ou continental) nécessite à priori plusieurs processus. L'étude de ces principaux processus porte généralement sur les complexes organo-minéraux, l'adsorption de la matière organique et la portée protectrice du mécanisme d'agrégation (Johns, 2003 ; Drouin, 2007 ; Kenfack *et al.*, 2012 ; Mahamat *et al.*, 2017).

III.4.1. Dégradation-recondensation de la matière organique

La préservation de la matière organique par le mécanisme de dégradation-recondensation était considérée comme le principal processus. Ainsi la matière organique doit être soumise d'abord à un processus de dégradation et de recondensation, comme expliqué par Tissot et Welte, (1984) pour la formation du kérogène (Figure 22). Ce mécanisme est basé sur la dépolymérisation et la recombinaison respectivement des biomacromolécules (protéines et polysaccharides) et des monomères libérés par les réactions de condensation de type Maillard (1912). À l'exception des piègés par les macromolécules, ce processus n'a aucun effet sur les lipides (Larter et Douglas, 1980).

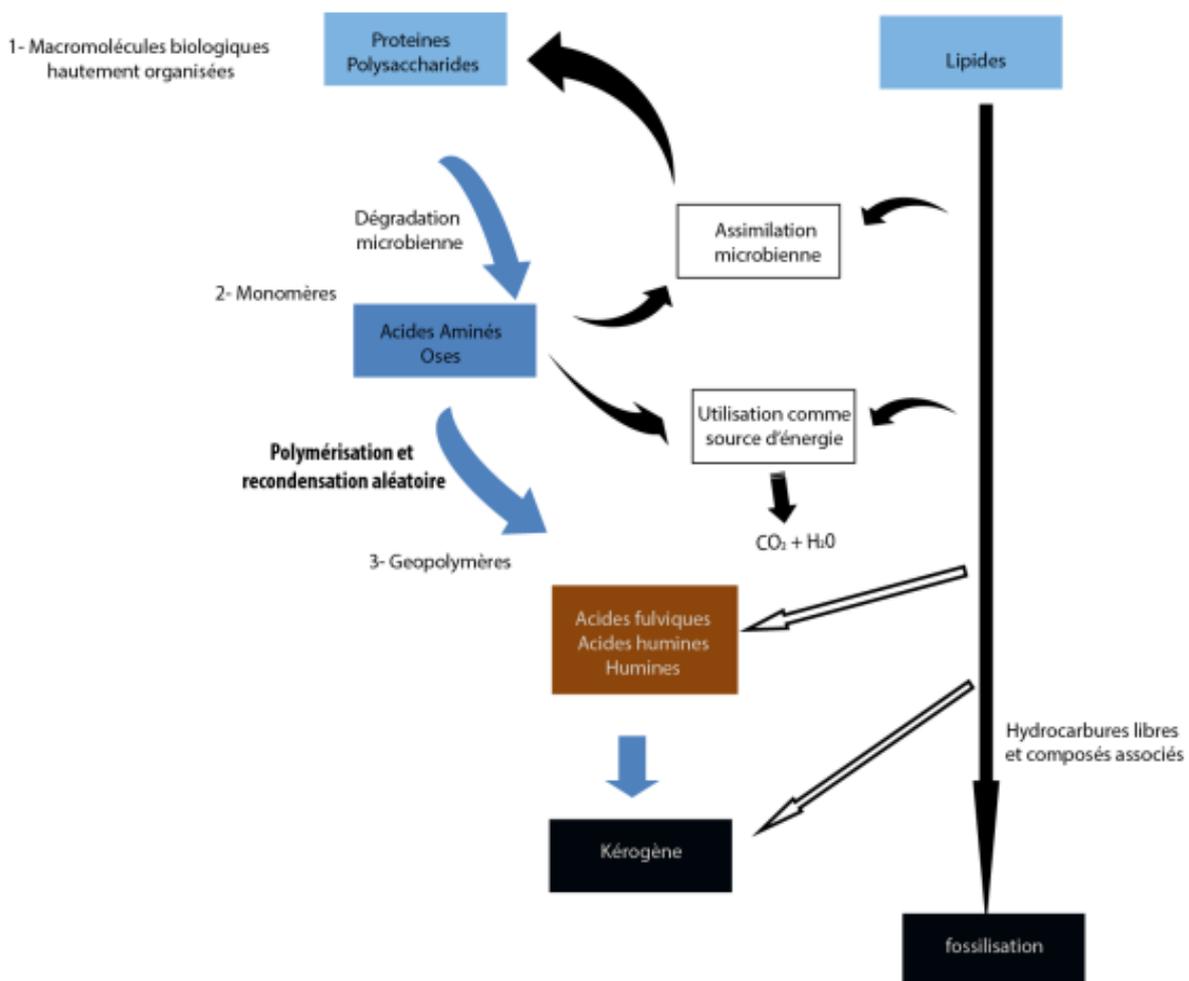


Figure 22 : Représentation conceptuelle de la voie de préservation par polymérisation-condensation (Tissot et Welte, 1984)

III.4.2. Préservation sélective de la matière organique

Ce mécanisme était mis en évidence suite à la découverte des microalgues coloniales (*Bonvococcus braumi*) dans des roches riches en matière organique comme les torbanites (Largeau *et al.*, 1984, 1986). La préservation est favorisée par la présence des biomacromolécules hautement résistantes aux dégradations physicochimiques et microbiennes (Figure 23) dans des parois de certains organismes (Tegelaar *et al.*, 1989). Cela est confirmé par des études menées sur certaines microalgues actuelles telles que le *B. Braunn*, *Scenedesmus quadricauda* et le *Chorelia fusai*, montrant ainsi que leurs parois externes sont constituées par des biopolymères aliphatiques extrêmement résistants à l'hydrolyse (Melesio, 2012). Outre ces composés organique biorésistants, d'autres composés non moins résistants tels que les spores, les pollens, les cuticules et la chitine sont sélectivement préservés au cours des processus de dépôt de sédiments et totalement fossilisés (Tegelaar *et al.*, 1989 ; Drouin, 2007). Boussafir et Lallier-Vergès (1997) ont mis en évidence la matière organique dite diffuse qui est issue de la réorganisation des biomacromolécules préservées de façon sélective.

Contrairement au matériel organique cellulosique facilement biodégradable, tous ces composés sont sélectivement bien préservés dans les sédiments avec un meilleur rendement que la dégradation-recondensation (Largeau *et al.*, 1986 ; Derenne *et al.*, 1992).

III.4.3. Sulfuration naturelle de la matière organique

La teneur en soufre relativement importante, présente dans les sédiments riches en matière organique (rapport S_{org}/C environ 0,1), révèle l'existence d'une possibilité de préservation de la matière organique. Ce type de préservation résulte soit de l'incorporation du soufre dans la structure interne pour former des molécules cycliques soufrés (thiophènes, thiolanes) entre les molécules du matériel lipidique pour aboutir à la formation des macromolécules (Volkman, 2006). Le mécanisme responsable de cette préservation est la sulfuration naturelle due aux processus sulfato-réductions (Figure 21) bactériens en milieu anoxique (Boussafir *et al.*, 1994; Mongenot *et al.*, 1997 ; Tribovillard et Baudin, 2018).

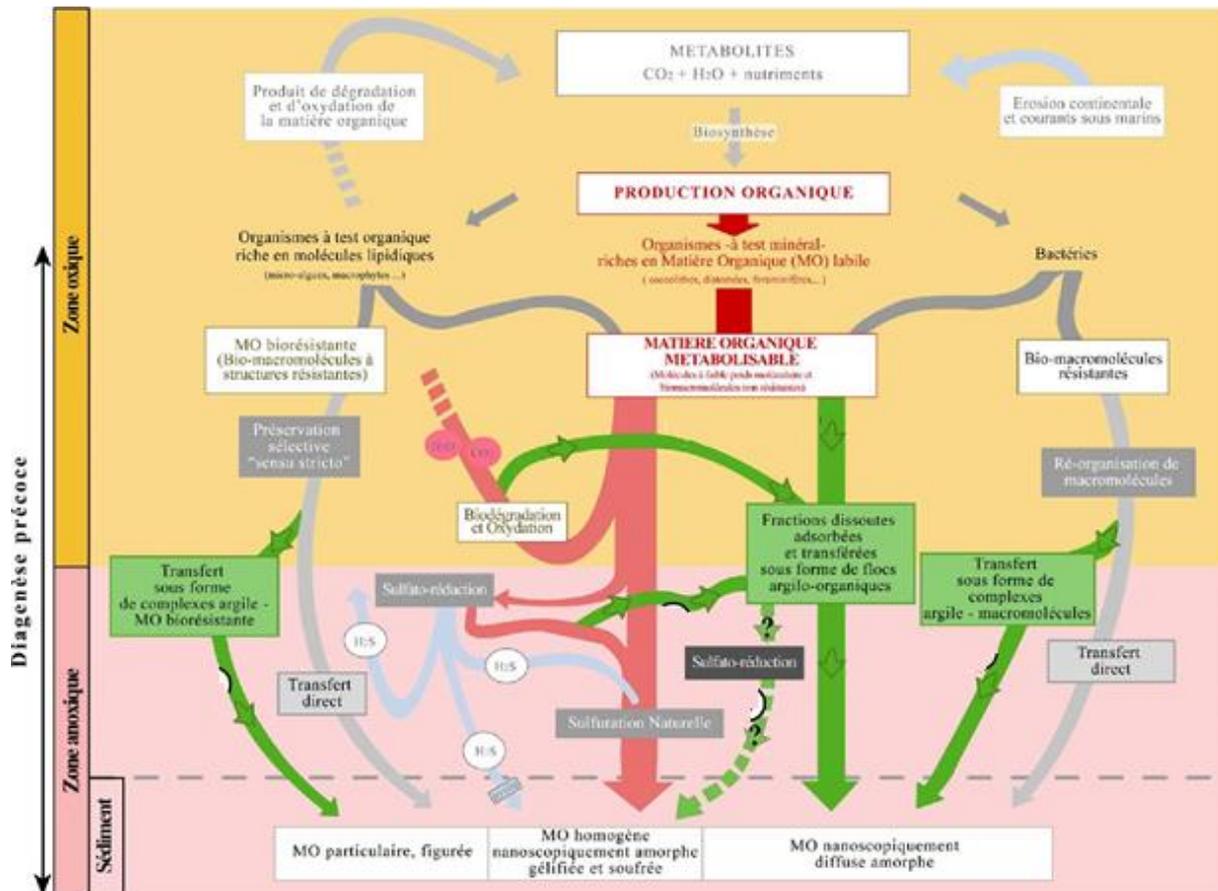


Figure 23 : Modèle global de fossilisation des matières organiques (Boussafir et Lallier-Vergès 1997)

III.4.4. Adsorption et protection (minéraux argileux)

L'interaction entre les matières organiques et les sédiments de taille fine a été établie par plusieurs auteurs (Premuzic *et al.*, 1982 ; Romankevich, 1984 ; Collins *et al.*, 1995). Les particules fines, souvent argileuses agissent indirectement en faveur de la préservation de matériel organique, en réduisant les risques de recyclage et de broutage par les microorganismes (zooplancton et les bactéries) dans les colonnes d'eau (Wakeham *et al.*, 1984, 1997). Dans les milieux sédimentaires, ces particules agissent pour réduire la perméabilité et aboutissent à limiter les risques de circulation des eaux oxygénées (Drouin, 2007). Par ailleurs, le mécanisme de la préservation de matière organique par les argiles le plus connu est la protection par adsorption à la surface des minéraux argileux (Keil *et al.*, 1994 ; Mayer, 1994). Malgré la réversibilité du phénomène d'adsorption, environ 90% de la matière organique ne peut être physiquement séparée de la matrice minérale (Keil *et al.*, 1994 ; Mayer, 1994). Cela résulte à la fois à la nature de la matière organique (Zullig et Morse, 1988) et au type des minéraux argileux (Kobayashi et Aomine, 1967). En plus de la surface de

ces matériaux, la granulométrie joue aussi un rôle très important, mais le niveau de sa participation dans ce processus anime le grand débat scientifique (Ransom *et al.*, 1997 ; Ransom, 1997). Une preuve aussi évidente de la préservation de la matière organique par l'adsorption et protection par la phase minérale argileuse, est que l'essentiel des roches mères pétrolières sont des argiles (Tissot et Welte, 1984).

III.5. Facteurs influençant les interactions organo-minérales

Le principe de l'adsorption et protection responsable de la préservation de la matière organique par les minéraux argileux est fondé sur le mécanisme d'interaction organo-minérale. Ce mécanisme est diversement abordé (Henrichs, 1995 ; Mayer, 1994a, 1994b ; Ransom *et al.*, 1998 ; Satterberg *et al.*, 2003 ; Thimsen et Keil, 1998) pour définir les conditions favorisant la formation du complexe argilo-organique ainsi que les facteurs responsables de l'interaction. Il résulte de ces études que la formation du complexe argilo-organique dépend des propriétés intrinsèques des minéraux argileux, de la matière organique et aussi des conditions du milieu aquatique.

Cependant, les minéraux argileux n'ont pas la même aptitude à l'adsorption de la matière organique. Cette aptitude est fonction, d'une part de la surface spécifique (SS), et d'autre part de la capacité d'échange cationique (CEC) des minéraux (Satterberg *et al.*, 2003). Les minéraux argileux qui possèdent les CEC et les SS les plus élevées présentent une plus grande aptitude à l'adsorption. C'est le cas des minéraux argileux 2:1 de type smectitique, capable d'adsorber plus de composés organiques, contrairement aux minéraux argileux 1:1 de type kaolinite (Satterberg *et al.*, 2003). Par ailleurs, les poids moléculaires plus élevés, confèrent un potentiel d'interaction plus grand aux composés organiques, ce qui facilite leurs fixations de façon préférentielle sur les surfaces des minéraux argileux. Ce facteur est dû à l'hydrophobicité (attitude à ne pas se laisser mouiller par l'eau) et à l'énergie libre d'adsorption plus négative pour ces types des composés (Davis et Gloor, 1981 ; Ochs *et al.*, 1994 ; Gu *et al.*, 1995 ; Arnarson et Keil, 2000).

Les conditions du milieu facilitant la formation du complexe argilo-organique incluent la composition chimique et la condition environnementale. Cette dernière est relative à la température du milieu aqueux. En effet, l'augmentation de la température du milieu aqueux affecte le degré de solubilité des composés organiques, et directement les pouvoirs hydrophobes de ces composés décroissent. En conséquence, l'augmentation des températures est inversement proportionnelle aux rendements des réactions d'adsorption qui sont

exothermiques dans des milieux marins (Arnarson et Keil, 2000 ; Bond, 1987 ; Gu *et al.*, 1995).

Pour la composition chimique du milieu, trois paramètres interviennent principalement pour favoriser les réactions d'adsorption de la matière organique par les minéraux argileux qui sont : l'acidité du milieu, la nature des cations dans le milieu et les forces ioniques des éléments chimiques présents dans la solution. L'augmentation des valences des cations dans le milieu ou des forces ioniques des éléments chimiques présents dans la solution accroît la fixation de la matière organique sur les minéraux argileux (Arnarson et Keil, 2000 ; Theng, 1982 ; Zhou *et al.*, 1994). Au contraire, l'augmentation du pH agit en défaveur de l'interaction organo-minérale (Zhou *et al.*, 1994 ; Arnarson et Keil, 2000).

Les réactions de l'adsorption de la matière organique sur les minéraux argileux étant réversibles (Thimsen et Keil, 1998), les facteurs qui contrôlent ces réactions ne conduisent pas nécessairement à la préservation à moins que le taux de dégradation soit très faible et constant et que l'aptitude des minéraux (SS et CEC) à fixer les composés organiques soit suffisamment grande (Henrichs, 1995).

III.6. Transformation de la matière organique

Pour trouver du pétrole brut accumulé dans le bassin sédimentaire, il est nécessaire de comprendre comment il s'est formé ? La première théorie sur l'origine du pétrole brut était inorganique (origine minérale). Selon cette théorie suppose que le pétrole brut est issu d'un processus réactionnel entre le monoxyde de carbone et l'hydrogène (réaction de Fisher-Tropsch) pour former des hydrocarbures (Porfir'ev, 1975 ; Hsu et Robinson, 2006 ; Walters, 2006 ; Glasby, 2006). Bien que la réaction est chimiquement possible, la grande quantité du pétrole brut dans le sous-sol, la variabilité des molécules et leurs structures observées (notamment les biomarqueurs) dans le pétrole brut, remettent en cause cette origine (Glasby, 2006). Ainsi, la théorie biogénique (origine organique) vient expliquer la complexité des structures et la gamme de poids moléculaires, la stabilité du carbone du pétrole et la présence des structures organiques préservées dans certains composés pétroliers (Eglinton, 1969 ; Speers et Whitehead, 1969 ; Eglinton et Murphy, 2013). C'est ainsi qu'il est admis et accepté de tous que le pétrole brut vient naturellement de la transformation de la matière organique.

La transformation physico-chimique de la matière organique en vue d'obtenir du pétrole brut (hydrocarbures liquides et gazeux) ne peut être considérée comme un processus à part entière. Elle est le fruit d'un lent processus de transformation de la matière organique sous l'action

d'abord de l'activité biologique à un stade précoce et principalement de la température et de la pression (Tissot et Welte, 1984). Au cours de cette transformation, la matière organique est associée à une fraction minérale particulièrement importante pour former les roches mères. Ces dernières, sont des dépôts sédimentaires fins de nature argileuse (Klemme et Ulmishek, 1991) parfois carbonatées. Ce sont ces roches riches en matière organique au sein desquelles se produit la genèse des hydrocarbures qui formeront par la suite des accumulations de pétrole et de gaz dans les bassins sédimentaires.

Conclusion partielle

La synthèse sur de la matière organique réalisée dans ce chapitre a révélé l'origine autochtone et allochtone de celle-ci ainsi que les modèles de sa production et d'accumulation.

Cette synthèse montre que la préservation de la matière organique dans les sédiments est favorisée par la forte productivité organique, la vitesse de sédimentation optimale, et par des conditions anoxiques. Ces conditions peuvent se produire dans des environnements divers, allant de lacs aux océans. Indépendamment des régimes de minéralisation, il faut noter que la préservation de la matière organique en vue de sa transformation en hydrocarbures, nécessite au préalable une production organique primaire soutenue.

Le rôle majeur des interactions argilo-organiques est basé surtout sur le principe de l'adsorption et la préservation de la matière organique par les minéraux argileux. Après la préservation de la matière organique, l'étape suivante consiste en sa transformation en hydrocarbures.

CHAPITRE IV : NOTION DE ROCHE MÈRE

Ce chapitre traite de la définition et concept de la roche mère ainsi que la notion sur le kérogène. Un accent sera également mis sur l'évolution du kérogène en de sa transformation en hydrocarbures liquides, gazeux ou solides.

IV.1. Définition et concept de la roche mère

Les roches mères de pétrole sont des roches sédimentaires riches en matière organique, qui sont susceptibles de générer des quantités suffisantes d'hydrocarbures (liquides et gazeux). Ces hydrocarbures sont générés à un stade de maturité thermique approprié pour saturer le réseau de pores de l'unité rocheuse et permettre l'expulsion du pétrole. Il en résulte donc le développement d'une accumulation d'hydrocarbures. Ainsi, il est évident que la capacité d'une roche mère à générer et à expulser des hydrocarbures dépend de la quantité de matière organique présente. Cette quantité doit être en moyenne environ 1,4% en poids de carbone organique pour les roches argileuses (Ronov, 1958). Pour les carbonates, Hunt (1967) a estimé que environ 0,3% en poids du carbone organique est suffisant pour qu'ils soient des roches mères. Selon Katz (1995), les roches mères potentielles et/ou efficaces contiennent un minimum de 1,0 % en poids de carbone organique, indépendamment de la lithologie.

Cependant, comme les différents types de matières organiques ont la capacité de produire différentes quantités et différents types d'hydrocarbures, la richesse d'une roche mère en carbone organique n'est pas le seul moyen d'établir qu'une roche mère potentielle (Tissot et Espitalié, 1975). Un moyen plus efficace d'évaluer le potentiel d'une roche mère en hydrocarbures consiste à mesurer directement la capacité d'une roche à générer des hydrocarbures par une simulation du processus de maturation. Cette capacité est généralement évaluée par des paramètres de la pyrolyse Rock-Éval. Cette dernière est une méthode mise au point par l'Institut Français du Pétrole (IFP) pour l'évaluation du potentiel pétrolier de roche mère (Espitalie *et al.*, 1985a, 1985b ; Espitalié *et al.*, 1977a, 1977b). Cette approche de la pyrolyse prend en compte non seulement la richesse en carbone organique, le niveau de maturité thermique, mais aussi les différents types de kérogènes (l'origine et la qualité de la matière organique) ainsi que les effets de la matrice minérale, y compris la catalyse et la rétention (Katz, 1983). Dans le processus naturel de formation du pétrole brut, l'évolution géologique de roches mères peut être résumée en transformation des matières organiques et une séparation en deux fractions : une fraction soluble (bitume) ou une fraction insoluble (kérogène) comme le montre la Figure 24. Le kérogène formé, poursuit la transformation et aboutit à la production des hydrocarbures liquides et/ou gazeux.

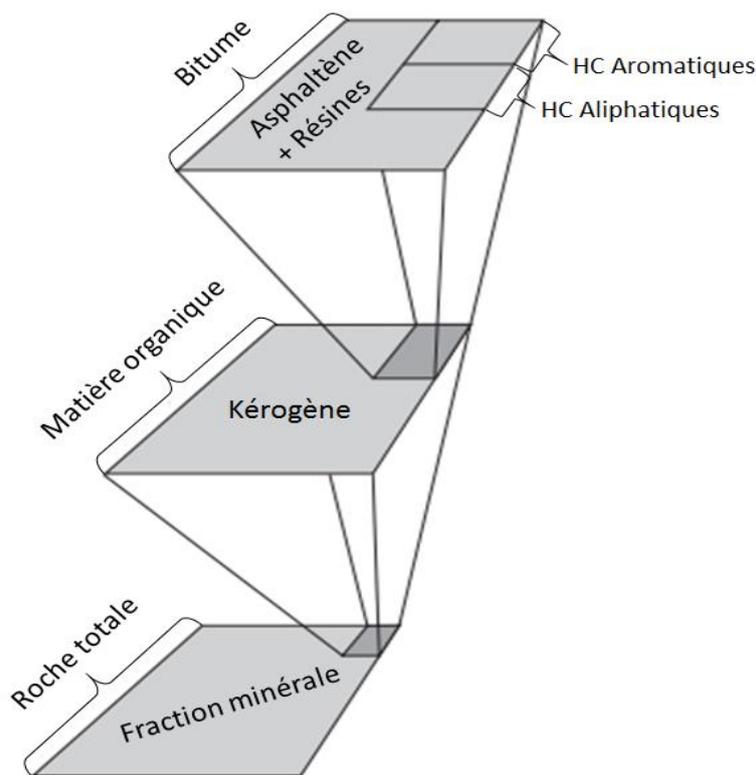


Figure 24 : Composition de la matière organique dans les sédiments (modifié d'après Killops et Killops, 2004)

IV.2. Notion de kérogène

La matière organique qui se retrouve initialement dans les sédiments, peut avoir subi une certaine altération en fonction des conditions de la colonne d'eau et de l'interface eau-sédiments. Mais une fois qu'elle est incorporée dans le sédiment, commence une transformation majeure de la matière organique biologique en matière organique géologique. Des processus chimiques tels que l'hydrolyse, la réduction et l'oxydation ainsi que l'activité microbienne interviennent pour décomposer les grosses molécules et les biopolymères en composés organiques plus petits (Figure 25).

Le kérogène, sous l'effet de l'enfouissement croissant subi des transformations au cours desquelles il libère des composés plus légers par craquage thermique. Ce kérogène initial donnera d'une part (réduction, déshydratation et décarboxylation) des composés généralement solubles dans les solvants organiques (bitumes) et d'autre part (condensation diagénétique et polymérisation) un kérogène résiduel insoluble dans les solvants organiques (Figure 25). (Tissot et Welte, 1984 ; Tegelaar *et al.*, 1989). Le bitume est autochtone à la roche dans laquelle il se trouve formé au début du processus diagénétique et contient souvent des

composés qui indiquent les organismes qui ont contribué à la production de la matière organique sédimentaire. En revanche, le kérogène est un matériau de composition variable qui peut être converti en pétrole et en gaz dans des conditions appropriées du sous-sol (Figure 26).

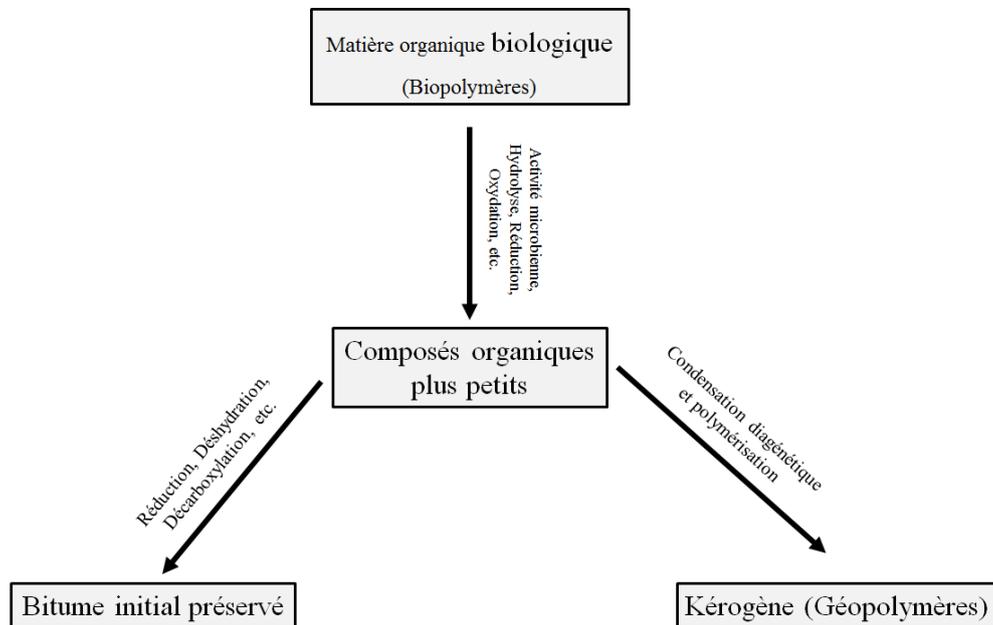


Figure 25 : Schéma de la transformation diagénétique de la matière organique biologique en matière organique géologique dans les sédiments (Dembicki, 2017, modifié)

La variabilité de la composition et de la structure du kérogène est contrôlée par le type d'organismes qui ont contribué à la sédimentation et par la manière dont la matière organique a été préservée (Vandenbroucke et Largeau, 2006). Par conséquent, les kérogènes diffèrent par leurs capacités à générer du pétrole, du gaz ou, dans certains cas, le kérogène inerte (Figure 26). C'est la teneur en hydrogène et le type de structures (fragments chimiques) à l'origine de la matière organique qui déterminent si un kérogène sera susceptible de produire du pétrole ou du gaz (Durand, 1980 ; Tissot et Espitalié, 1975). Pour être susceptible de produire du pétrole, le kérogène doit être riche en hydrogène et contenir les structures qui peuvent donner naissance aux grandes molécules complexes observées dans le pétrole brut, tandis que, le kérogène susceptible de produire du gaz doit être moins riche en hydrogène et ne doit contenir qu'une petite structure simple pour produire les molécules constitutives du gaz naturel.

Étant donné que la nature du kérogène est contrôlée à la fois par le type d'organismes qui ont produit la matière organique aux sédiments et par la manière dont elle a été préservée, la matière organique biologique riche en hydrogène comprend les acides gras, les cires et les

lipides. Selon Hunt (1995), cette matière organique riche en hydrogène est généralement le résultat de la contribution aux sédiments des algues, des bactéries, des cuticules, des spores et du pollen (Figure 26, a). La matière organique pauvre en hydrogène provient de matériaux comme la cellulose et la lignine (Figure 26, b) qui constituent les tissus ligneux issus de plantes vasculaires (Hunt, 1995). La teneur en hydrogène de la matière organique est fonction des conditions de conservation. Si la matière organique est déposée dans des conditions anoxiques, la teneur en hydrogène de cette matière organique sera préservée dans les sédiments. Au contraire, si la matière organique riche en hydrogène est déposée dans des conditions d'oxydation, la teneur en hydrogène sera réduite (Moore, 1980). Cela peut avoir pour conséquence que des matières organiques qui auraient pu générer du pétrole deviennent génératrice de gaz ou même avoir un potentiel quasi nul (Figure 26, a). De même, la matière organique pauvre en hydrogène qui aurait pu devenir un kérogène gazeux peut être dégradée par une mauvaise conservation dans des conditions d'oxydation, ce qui entraîne une réduction de la capacité de production de gaz ou un kérogène inerte (Figure 26,b).

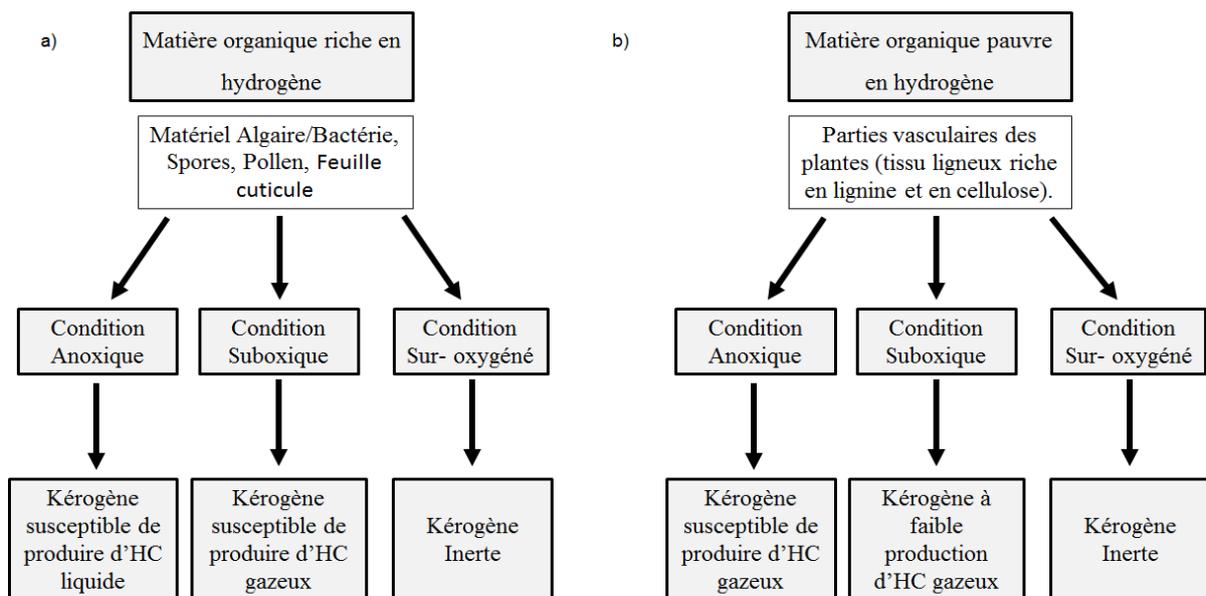


Figure 26 : Schéma de relation entre le type de matière organique incorporée dans les sédiments et les conditions de conservation qui déterminent le potentiel de production d'hydrocarbures (Dembicki, 2017, modifié).

À partir de ces observations, une première classification des kérogènes semble aboutir à trois types : les kérogènes susceptibles de produire du pétrole, les kérogènes susceptibles de produire du gaz et les kérogènes inertes. Toutefois, il a été reconnu que les kérogènes susceptibles de produire du pétrole peuvent être subdivisés en kérogènes qui génèrent de

l'huile paraffiniques et en kérogènes qui génèrent des huiles naphthéniques (Tissot et Welte, 1984). Cela a permis d'aboutir au système de classification chimique des kérogènes utilisé aujourd'hui en fonction de l'abondance des éléments carbone (C), hydrogène (H) et oxygène (O). Les plus courants sont les rapports H/C et O/C utilisés à l'origine dans les classifications des macéraux du charbon par Van Krevelen (1993), qui a abouti à la définition de trois principaux types de kérogènes d'après Peters *et al.* (2005) et Tissot et Espitalié (1975) (Figure 27).

En effet, le kérogène de type I a un rapport atomique H/C initial élevé et un rapport O/C initial faible. Il est principalement dérivé de la matière algaire déposée principalement en milieux lacustres. Cependant, il est également admis selon Revill *et al.* (1994) que ce kérogène se forme dans les eaux saumâtres et les milieux lagunaires. Le kérogène de type I produit principalement de l'huile paraffinique. Le kérogène de type II a un rapport atomique H/C initial modérément élevé et un rapport O/C modéré dans son état initial. Il est dérivé de la matière organique autochtone déposée dans des milieux marins réducteurs, mais peut également contenir un composant végétal allochtone supérieur (cuticule, spores, pollen). Contrairement au kérogène de type I, le type II produit principalement de l'huile naphthénique. Le kérogène de type III a un rapport atomique H/C initial faible et un rapport O/C initial élevé. Il est dérivé de débris végétaux supérieurs terrestres et/ou de matières organiques aquatiques déposés dans un environnement oxydant qui produit principalement du gaz (Hunt, 1995 ; Katz, 1995 ; Tissot et Welte, 1984).

IV.3. Évolution du kérogène

Comme susmentionné, le processus naturel de formation du pétrole brut, peut être résumée en transformation des matières organiques en matières organiques sédimentaires solubles (bitume) ou insolubles (kérogène), l'évolution de cette matière organique se résume en trois étapes qui suivent (Katz, 1995 ; Buthiau et Biju-Duval, 2002 ; Dembicki, 2017) :

- La diagenèse ou phase de dégradation biochimique à l'interface eau-sédiments où la matière organique subit principalement une action biologique. C'est durant cette phase que se forme notamment le méthane biogénique lié à l'action des bactéries méthanogènes (Figure 27).

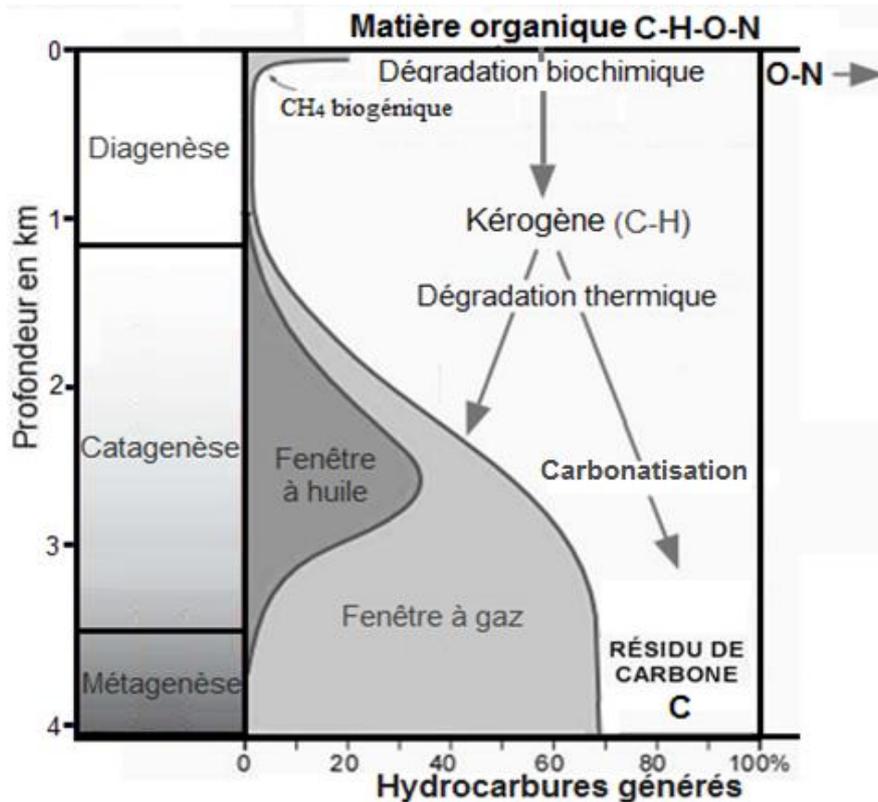


Figure 27 : Évolution de la matière organique pour la génération d'hydrocarbures (David, 2017, modifié)

- La catagenèse : c'est la phase de formation des hydrocarbures, d'abord du pétrole, puis du gaz humide. La phase principale de formation d'huile est qualifiée de la fenêtre à huile, tandis que celle de formation du gaz est qualifiée de la fenêtre à gaz (Figure 27).
- La métagenèse correspond à la phase de formation du gaz sec (méthane), thermogénique, par craquage des hydrocarbures précédemment formés et du kérogène résiduel (Figure 27).

Conclusion partielle

La synthèse sur la roche mère réalisée dans ce chapitre nous a permis de savoir que le moyen plus efficace d'évaluer le potentiel d'une roche mère consiste à mesurer directement sa capacité à générer des hydrocarbures par une simulation du processus de maturation. Elle nous a aussi permis de comprendre le processus d'évolution de roche mère qui consiste en la transformation de la matière organique contenue dans cette dernière en kérogène. Ce dernier va générer d'une part, des bitumes (hydrocarbures solides) et d'autre part des hydrocarbures liquides ou gazeux ou même du kérogène inerte au cours de son évolution, en fonction du type de la matière organique et les conditions du milieu de dépôt. L'évolution du kérogène se résume en trois étapes qui sont : Diagenèse, catagenèse et métagenèse.

DEUXIÈME PARTIE :
MATÉRIEL ET MÉTHODES

CHAPITRE V : MATÉRIEL

Ce chapitre présentera le matériel utilisé dans notre étude. Ce matériel comprend les échantillons de déblai du forage pétrolier et le matériel d'analyses minéralogique et géochimique pour l'acquisition des données.

V.1. Présentation de puits échantillonnés

Les déblais de forage de formations de Donga et Yogou qui constituent l'ensemble des échantillons qui font l'objet de cette étude, ont été échantillonnés dans les Koulélé -1, Hélit -1, Fana -1 Mélik -1 et Ounissoui -1. Ces puits ont été choisis à cause de leur emplacement sur le bassin de Termit mais aussi parce qu'ils sont les seuls puits qui traversent les formations de Donga et Yogou parmi les puits qui ont été présentés pour l'échantillonnage (Figure 28). Un total de 91 échantillons des roches argileuses (Tableau II) a été prélevés au Centre de Documentation et d'Archives Pétrolières du Niger (CDP) sur cinq (5) puits pétroliers. Il s'agit des déblais de forage des formations de Yogou et de Donga (Tableau II).

Tableau II : Puits et nombre d'échantillon prélevés par formation

Formations	Puits et nombre d'échantillon par formation				
	Koulélé-1D	Ounissoui-E1	Fana-1	Helit-1	Melek-1
Donga	19	3	8	6	10
Yogou	14	2	10	14	5
Total	33	5	18	20	15

Les déblais de forage de formations de Yogou et de Donga constituent l'ensemble des échantillons qui font l'objet de cette étude.

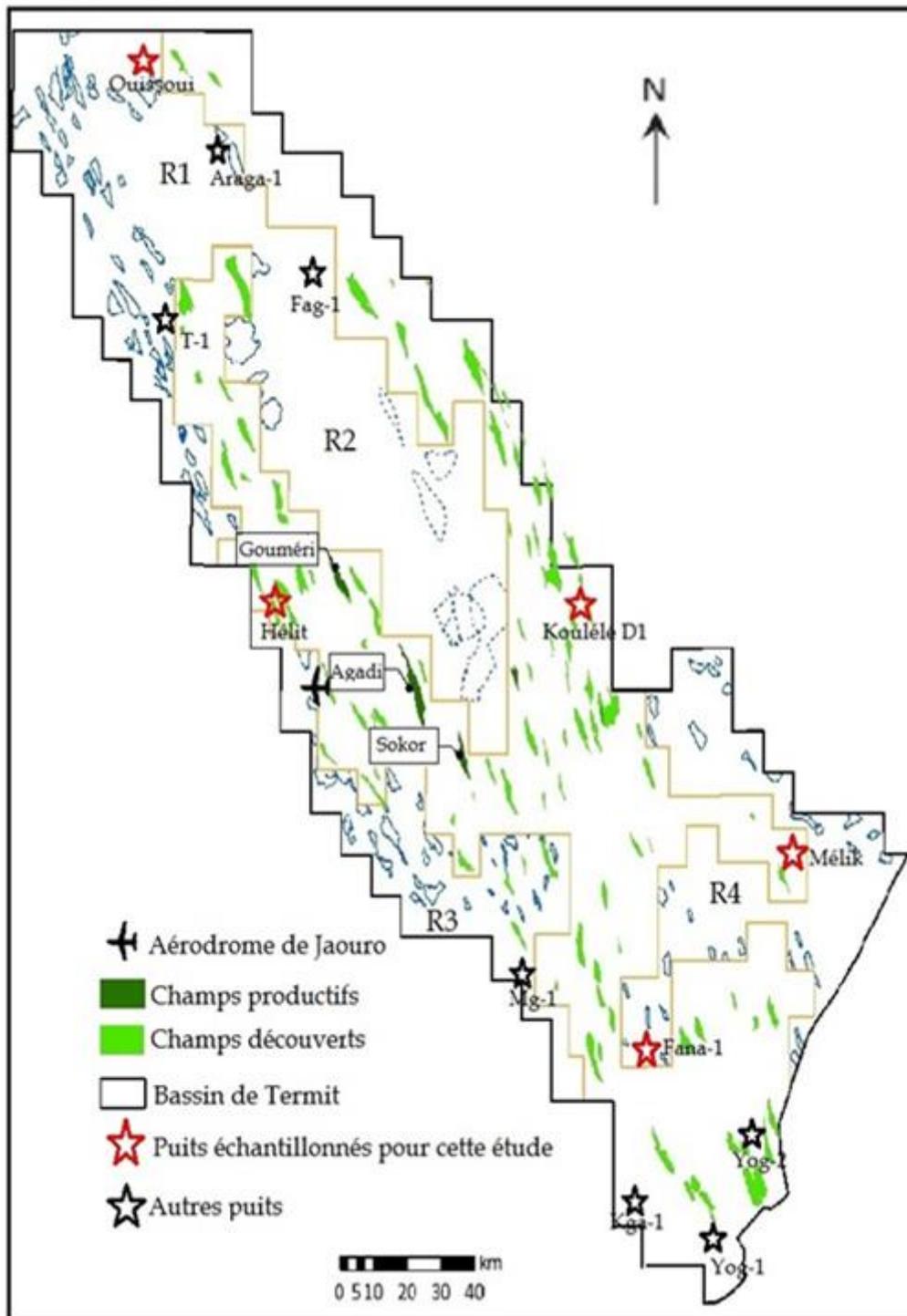


Figure 28 : Puits échantillonnés et des blocs pétroliers du bassin de Termit (Justin, 2017)

V.2. Matériel d'analyse

V.2.1. Matériel d'analyse au diffractomètre aux rayons X

L'appareil utilisé pour l'analyse de diffraction de rayons X est un diffractomètre aux rayons X (DRX) de marque Bruker type D8 ADVANCE (**Figure 29**). Cet appareil nous a servi pour l'analyse DRX des roches des formations de Donga et Yogou et des fractions argileuses.



Figure 29 : Équipement d'analyse DRX (Diffractomètre Bruker type D8 ADVANCE).

Cet appareil fonctionne en mode $\theta - 2\theta$, ce qui signifie que l'échantillon reste à l'horizontal. Il a la possibilité de réaliser des mesures de DRX sous atmosphère oxydante ou faiblement réductrice dans une gamme de températures allant de l'ambiante à 1000°C.

V.2. 2. Matériel d'analyse au Spectromètre à fluorescence X de type Niton XL3t

Le Niton XL3t est un spectromètre FRX portable permettant les mesures des éléments chimiques sur sites rapides et précises. Cet appareil a été utilisé pour l'analyse minéralogique des éléments majeurs et des éléments traces.



Figure 30 : Équipement d'analyse FRX : a) Spectrométrie de fluorescence X et b) Cordon

V.2.3. Matériel d'analyse au Microscope Électronique à Balayage (MEB)

L'outil utilisé dans ce travail est le MEB/EDS à Pression Variable de la D.C.A.R. (MEB FEG Supra 40 VP Zeiss). Ce MEB est équipé d'un détecteur de rayons-X (OXFORD Instruments X-Max 20) relié à une plateforme de microanalyseur EDS (Inca Dry Cool, sans Azote liquide).

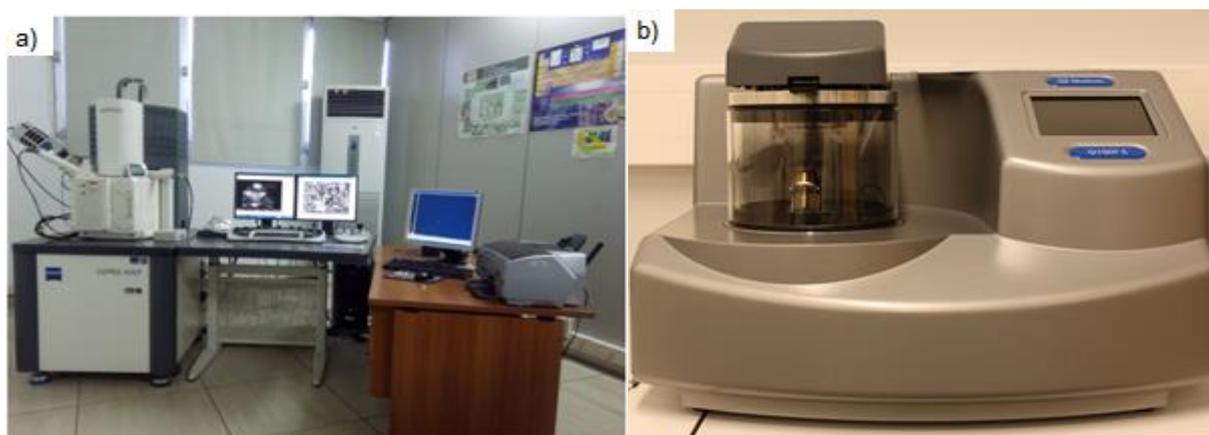


Figure 31 : Équipement d'analyse MEB-EDS : a) microscope électronique à balayage couplée à un spectromètre à dispersion d'énergie et des ordinateurs munis des logiciels d'affichage (MEB-EDS) et b) métalliseur.

V.2.4. Matériel d'analyse au Pyrolyseur Rock-Éval 6

Le Rock-Éval 6 (Figure 32) est un appareil qui réalise automatiquement la pyrolyse et l'oxydation des roches. Avec le pyrolyseur Rock-Éval 6, le chauffage programmé aussi bien du four de pyrolyse que celui d'oxydation est réalisé à partir de 100 ° C (au lieu de 180 ° C dans les versions précédentes) jusqu'à 850 ° C (au lieu de 600 ° C dans les versions précédentes).

Une pyrolyse à des températures jusqu'à 850 ° C est nécessaire pour une dégradation thermique complète du type terrestre III matière organique (Lafargue *et al.*, 1998). Selon cet auteur, le craquage thermique de la matière organique terrestre n'est pas toujours complet à 600 ° C et donc le pic S₂ correspondant peut être sous-estimé (Figure 32).

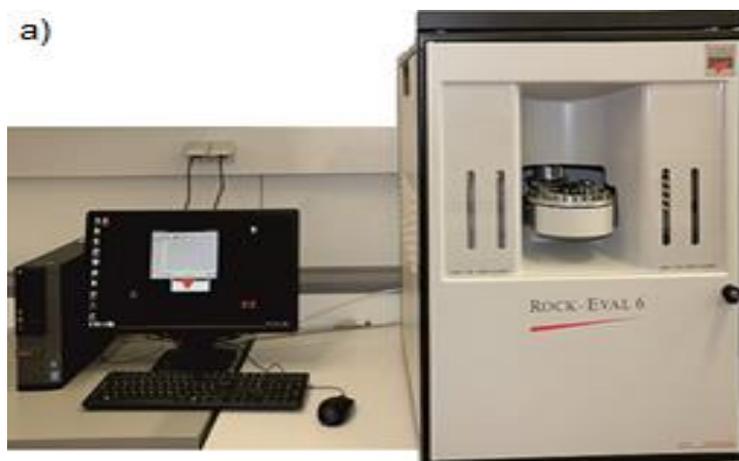


Figure 32 : Équipement d'analyse Rock-Éval : a) Rock-Éval 6 muni d'un ordinateur avec des logiciels d'analyse et d'interprétation.

V.2.5. Matériel d'analyse au TruSpec Micro

Il permet l'analyse élémentaire du carbone, de l'hydrogène, de l'azote, du soufre et de l'oxygène. Le TruSpec Micro, de la compagnie LECO, est un instrument qui détermine le pourcentage de carbone, d'hydrogène, d'azote, de soufre et d'oxygène contenu dans les matériaux organiques homogènes (Figure 33).

La précision pour une quantité de 2mg :

1. Carbone : < 1% RSD ou ± 0.001 %
2. Hydrogène : < 1% RSD ou ± 0.01 %,
3. Azote : < 1% RSD ou ± 0.01 %
4. Soufre : < 1% RSD ou ± 0.02 %
5. Oxygène : < 1% RSD ou ± 0.02 %

RSD signifie déviation standard relative



Figure 33 : Équipement d'analyse élémentaire : a) analyseur élémentaire CHNS-O (Leco TruSpec Micro) et b) son accessoire

On choisit la précision la plus grande, soit la valeur de la RSD ou la valeur mentionnée pour chaque élément.

Un module complémentaire nous permet de faire l'analyse de l'oxygène de façon indépendante. Le temps d'analyse est de deux minutes par échantillon. Le principe de fonctionnement est un procédé de pyrolyse dans un four à une température de 1300 °C combiné avec le TruSpec pour utiliser les cellules infrarouges pour la quantification. La plage de quantification est de 0.04 % jusqu'à 100 % avec une précision de <1%RSD ou ± 0.02 %.

Conclusion partielle

Le matériel utilisé dans cette étude correspond aux échantillons de roches et les équipements de laboratoires. Les échantillons de roches sont essentiellement les déblais de forage des formations de Yogou et de Donga de cinq (5) puits pétroliers. Les équipements de laboratoire présentés dans ce chapitre ont permis d'analyser ces échantillons de déblais. Ces analyses ont été faites en suivant une méthodologie qui sera élaborée dans le chapitre V.

CHAPITRE VI : MÉTHODES

Les échantillons de déblais issus de forage ont été prélevés au Centre de Documentation et d'Archives Pétrolières du Niger (CDP). Ces échantillons ont été préalablement lavés pour les débarrasser de la boue de forage. Ce chapitre décrit donc les méthodologies employées en vue de la caractérisation minéralogique et géochimique.

VI.1 Échantillonnage

L'acquisition des échantillons a été faite au Centre de Documentation et d'Archives Pétrolières du Niger (CDP). Les échantillons sont conservés dans des boîtiers contenant cinquante (50) flacons. Chaque flacon représente un échantillon pris à un pas d'un mètre (m). Le principe d'acquisition consistait à prélever quelques grammes des roches des flacons par intervalle de dix flacons. Cependant, dans d'autres boîtiers, il y avait eu déjà des opérations d'échantillonnage, ce qui m'a empêché de considérer une quantité fixe d'échantillon dans chaque flacon et aussi de respecter l'intervalle de dix flacons. Un total de 91 échantillons prélevés, ont fait l'objet des analyses dans cette étude (Tableau III).

Tableau III : Échantillons analysés

Analyses	Nombres d'échantillons / formation	
	Donga	Yogou
DRX sur roche brute	3	3
DRX sur fraction argileuse	3	3
RFX sur roche brute	8	7
IR sur roche brute	3	2
BET sur roche brute	2	2
MEB sur roche brute	5	5
EDS sur roche brute	2	2
Analyse élémentaire CHONS sur roche brute	11	12
Rock-éval sur roche brute	9	9
Total échantillons	46	45

VI.2. Description lithofaciès

Cette méthode consiste à décrire les différents faciès lithologiques définis comme des ensembles de formations individualisées. La description consiste à déterminer les caractéristiques texturales tels que la granulométrie, l'induration, la nature du liant, la couleur et les sédiments clastiques mixtes. Les logs lithofaciès des puits ont été établis par la suite avec le logiciel Logplot.

VI.3. Analyse minéralogique

Cinq types d'analyses ont pu être réalisés sur les échantillons, notamment : La diffraction de rayon X (DRX), la spectroscopie de fluorescence aux rayons X (FRX), la spectrométrie infrarouge (IR), la méthode Brunauer, Emmett et Teller (BET) et la microscopie électronique à balayage couplée à la spectrométrie à dispersion d'énergie (MEB/EDS).

VI.3.1. Diffraction aux rayons X (DRX)

La diffraction aux rayons X consiste à bombarder l'échantillon avec des rayons X, et à regarder l'intensité de rayons X qui est diffusée selon l'orientation dans l'espace. Les rayons X diffusés interfèrent entre eux, l'intensité présente donc des maximums dans certaines directions ; on parle de phénomène de « diffraction ». On enregistre l'intensité détectée en fonction de l'angle de déviation 2θ ("deux-thêta") du faisceau. La courbe ainsi obtenue s'appelle le « diffractogramme ». Sur les diffractogrammes (naturel, saturé et surchauffé), chaque minéral est identifié en fonction de l'angle de déviation deux thêtas (2θ). En pratique, ces angles sont convertis en d_{001} (en angström) qui sont les distances basales spécifiques aux minéraux (Tableau IV). Ainsi, on détermine les distances basales d_{001} par application de la **loi de Bragg** :

$$\text{Équation 1 : Loi de Bragg } n \cdot \lambda = 2 \cdot d_{hkl} \cdot \sin \theta \quad \textcircled{1}$$

λ : est la longueur d'onde du faisceau de rayons X incident ;

d_{hkl} : est la distance inter-réticulaire des plans cristallins d'indice de Miller h, k et l. Elle représente la distance entre deux plans cristallographiques ;

θ : est le demi-angle de déviation (moitié de l'angle entre le faisceau incident et le faisceau diffracté) ;

n : est l'ordre de réflexion (nombre entier). Comme les plans cristallographiques peuvent être repérés par les indices de Miller (hkl), on peut indexer les pics de diffraction selon ces indices.

La diffraction permet de déduire deux types d'informations importantes qui sont : *la nature du corps étudié et sa structure*. L'analyse des échantillons des roches réalisée sur poudre désorientée et des fractions argileuses réalisée sur poudre orientée.

Dans cette étude, une quantité de 2g des échantillons de roches totales broyés, ont servi pour la caractérisation par diffraction des rayons X (DRX). Ces échantillons ont été décarbonatés et décarbonisés respectivement avec de l'acide chlorhydrique dilué à 10% (HCl à 10%) et de l'eau oxygénée diluée à 10% (H₂O₂ à 10%) et puis lavés et rincés par centrifugation pendant respectivement 10 minutes à 2000 trs/min et 40 minutes à 3000 trs/min. Des lames orientées des fractions argileuses < 2µm ainsi obtenues ont été confectionnées et préalablement analysées (diffractogramme naturel) afin d'être saturées à l'éthylène-glycol et chauffées à 550°C (Médard *et al.*, 2013). Les diffractogrammes sont obtenus à l'aide d'un diffractomètre de marque D8 ADVANCE de Bruker en mode $\theta/2\theta$ (Balayage de 2 à 35, par pas de 0,02° d'une durée de 1s, anticathode Cu, 40 kV - 30 mA). Le pourcentage relatif de chaque phase argileuse a été déterminé à l'aide du logiciel FITYK du traitement des diffractogrammes et du facteur de correction des intensités (Biscaye, 1965 ; Thorez, 1976).

Tableau IV : Minéraux argileux, leurs structures et leurs distances d_{001} (Å) selon différents traitements (Lucas, 1962)

Noms des minéraux	Structure des minéraux	d (Å)		
		Naturel	Éthylène-Glycol	Chauffage (550°C)
Kaolinite	T - O	7	7	0
Illite	T - O - T	10	10	10
Vermiculite	T - O - T	14	14	10
Smectite	T - O - T	14	18	10
Chlorite	T - O - T	14	14	14

VI.3.2. Spectroscopie à fluorescence aux rayons X (FRX)

La spectroscopie de fluorescence aux rayons X (FRX) a été effectuée pour caractériser la composition minéralogique élémentaire des échantillons.

Les mesures en mode All-Géo, ont été effectuées sur un accessoire équipé d'une puce RFID (*Radio Frequency Identification*) permettant à l'analyseur de le détecter automatiquement et le convertir en analyseur de paillasse. Un stand de mesure (cordon de sécurité) est utilisé par soucis de sécurité pour éviter les rayons X émis par le FRX.

Le Niton XL3t introduit une nouvelle génération d'un lecteur FRX portables, combinant une électronique de pointe avec le puissant tube rayon X. Avec son logiciel (NDF) embarqué, cet analyseur assure le transfert de données directement sur l'ordinateur ou un périphérique de stockage en réseau. Il permet aussi d'effectuer des mesures sur sites, rapides et précises. Les résultats obtenus par DRX et FRX sont complétés par la spectrométrie infrarouge.

VI.3.3. Spectroscopie infrarouge

La spectroscopie infrarouge permet d'identifier les différentes fonctions chimiques présentes dans les échantillons de roche totale. Cette méthode est basée sur le principe de l'absorption des ondes électromagnétiques par les liaisons chimiques. L'absorption des rayons infrarouges par les molécules conduit à la vibration des liaisons. Chaque liaison (Al-OH, Si-O, H-O-H...) est caractérisée par l'absorption de longueurs d'ondes spécifiques, liées à la nature de la liaison ainsi qu'à son environnement. Deux types de vibrations sont observés : les vibrations de valence et les vibrations de déformation.

Pour cette méthode, les échantillons des roches totales ont été analysées au moyen d'un spectromètre Bruker FT-IR. Les échantillons ont été pastillés dans le KBr. La pastille de KBr a été conservée à l'intérieur du porte-échantillon et scannée à une résolution de 2 cm^{-1} , ce qui est couramment utilisé dans les analyses standards aux laboratoires car elle couvre presque toutes les fréquences vibratoires dans la gamme $4000 - 400 \text{ cm}^{-1}$.

VI.3.4. Méthode Brunauer, Emmett et Teller

La méthode Brunauer, Emmett et Teller (BET) a été utilisée selon le protocole de Escard, (1949) pour estimer les surfaces spécifiques des échantillons des roches totales. Le modèle de Brunauer, Emmett et Teller est fondé sur les hypothèses suivantes :

1. Il s'agit d'une adsorption physique donc régie par les forces de van der Waals.

2. Le nombre de couches adsorbées tend vers l'infini quand la pression d'équilibre tend vers la pression de vapeur saturante.
3. La première couche est adsorbée selon le modèle de Langmuir. Il s'agit donc de sites énergétiquement identiques et sans interactions latérales entre molécules adsorbées.
4. Les molécules adsorbées formant une couche donnée constituent des sites d'adsorption pour les molécules de la couche suivante.
5. L'énergie d'adsorption des couches au-delà de la première est supposée égale à l'énergie de liquéfaction du gaz.

À partir des relations exprimant les équilibres condensation-évaporation dans chacune des couches on obtient la relation BET :

$$\text{Équation 2 : } \frac{P/P_0}{V(1-\frac{P}{P_0})} = \frac{C-1}{V_m C} \cdot \frac{P}{P_0} + \frac{1}{V_m C} = A \frac{P}{P_0} + B \quad (2)$$

V : Volume adsorbé à la pression d'équilibre P

V_m : Volume adsorbé au complètement de la monocouche

P₀ : pression de vapeur saturante du gaz à la température de l'expérience

$$\text{Équation 3 : } C = \exp\left(\frac{E_1 - E_L}{RT}\right) \quad (3)$$

où E₁ et E_L sont respectivement l'énergie d'adsorption de la première couche et l'énergie de condensation de l'adsorbat. Le premier terme de l'équation est donc une fonction linéaire de P/P₀. La détermination du volume adsorbé au complètement de la monocouche est déduite à partir de la droite correspondante appelée transformée BET. Cette courbe n'est dans la plupart des cas linéaire que dans un domaine de pressions relatives restreint (0.05 ≤ P/P₀ ≤ 0.3).

VI.3.5. Microscopie électronique à balayage (MEB)

La microscopie électronique à balayage (MEB) permet d'obtenir des images de la surface de la plupart des matériaux solides, à des échelles allant de celle de la loupe (x10) à celle du microscope électronique en transmission (500.000). Ces images frappent en premier par le rendu du relief et la grande profondeur de champ. Elle permet aussi d'analyser la composition chimique de l'échantillon car chaque élément chimique émet des photons X à une énergie caractéristique.

Pour identifier la structure et la composition chimique des différents échantillons ainsi que l'aspect diagénétique des minéraux argileux, une quantité de 2g de chaque échantillon de la roche totale a été métallisé d'une fine couche d'or adhésif. Cela a permis de rendre la surface des échantillons conductrice des électrons pour être analysés. L'appareil a été maintenu sous une tension d'accélération de 20,10 keV, un courant de faisceau de 0,6 Na et un temps d'acquisition pour l'analyse de 50 s. C'est la technique principale utilisée pour identifier la forme, le type ainsi et la disposition des feuillettes des particules d'argiles (Fea *et al.*, 2018).

VI.3.6. Détecteur à Dispersion d'Énergie

Ce MEB est équipé d'un détecteur des rayons X « OXFORD Instruments X-Max 20 » relié à une plateforme de microanalyseur, le détecteur à dispersion d'énergie (EDS) « Inca Dry Cool », sans azote liquide et équipé d'un système d'imagerie numérique et qui transmet les rayons X. Les rayons-X émis dépendent de la nature de l'échantillon. Pour identifier la composition chimique des éléments l'appareil effectue une mesure de l'énergie de transition des électrons au niveau des nuages électroniques des séries K ; L et M des atomes de l'échantillon. C'est la méthode de la Spectrométrie à Diffusion d'Énergies (EDS).

VI.4. Méthodes d'analyses géochimiques

Il s'agit de la pyrolyse Rock-Éval et l'analyse élémentaire CHONS.

VI.4.1. Pyrolyse Rock-Éval

L'opération de l'analyse commence par le broyage des échantillons afin de les homogénéiser. Il permet de minimiser les effets de matrice minérale qui peuvent survenir pendant l'analyse.

La pyrolyse Rock-Éval est une méthode de caractérisation globale des échantillons de roche et de la matière organique. Elle a été mise au point à l'Institut Français du Pétrole (Espitalie *et al.*, 1985a, 1985b). Elle consiste à soumettre des échantillons de roches broyées à une pyrolyse (température allant de 100 à 850°C), sous un courant d'hélium puis d'oxygène, selon un programme de température croissante (25° C/mn) et à oxyder le carbone résiduel. Cette pyrolyse permet de caractériser le potentiel pétrolier et la teneur en matière organique des échantillons de roches (Lafargue *et al.*, 1998).

Cette analyse permet d'obtenir quatre paramètres principaux à savoir :

Cette méthode permet d'évaluer le contenu en matière organique de la roche notamment le carbone organique total (COT en % pondéral de la roche totale), l'Index d'Hydrogène de la

matière organique (IH en mg HC/g COT), le degré d'oxydation de la matière organique (Index d'Oxygène en mg CO₂/g COT) ainsi que sa maturité thermique via la température maximale au sommet du pic de pyrolyse T_{max} thermique de matière organique. L'Index d'Hydrogène et d'Oxygène sont considérés comme représentatifs des rapports atomiques H/C et O/C respectivement (Espitalie *et al.*, 1985a, 1985b). La matière organique peut ainsi être rapidement caractérisée en remplaçant les échantillons dans un diagramme de van Krevelen modifié.

- **S₁** qui représente la quantité d'hydrocarbures présente à l'état libre dans la roche. Ce paramètre se mesure en milligramme d'hydrocarbures par gramme de roche (mg HC/g roche).
- **S₂** est aussi mesuré en milligramme d'hydrocarbures par gramme de roche. C'est la quantité de composés hydrocarbonés obtenus par le craquage du kérogène au cours de la pyrolyse.
- **S₃** représente la quantité de gaz carbonique par gramme de roche qui est généré lors de la pyrolyse du kérogène (mg CO₂/g COT) (Peters et Moldowan, 1993).
- **T_{max}** : température à laquelle le kérogène libère le maximum d'hydrocarbures au cours de la pyrolyse ; c'est donc la température au sommet du pic S₂.

À ces paramètres s'ajoutent cinq autres paramètres obtenus :

- La valeur T_{max} croît avec la maturation de la matière organique et sert donc d'indicateur de maturation thermique. L'intervalle correspondant à la fenêtre à huile se situe à des valeurs de T_{max} comprises entre 430 et 470 °C (Hunt, 1995). L'intervalle correspondant à condensat se situe entre 470 et 535 °C, alors que le stade à gaz sec correspond à des valeurs supérieures à 535 °C (Tableau VI). Le paramètre T_{max} n'est crédible que si S₂ est supérieur à 0,2 mg HC/g roche (Peters, 1986).
- **Le carbone organique total (COT)** est la somme du carbone organique obtenu au cours de pyrolyse et en oxydation (Hunt, 1995). Selon Bertrand and Héroux (2011), les teneurs moyennes en COT dans les argiles et dans les calcaires sont respectivement de 1,14% et de 0,24%. Hunt (1995) classe les valeurs de COT entre 0,50 et 1,00% pour le potentiel à gaz et des valeurs supérieures à 100% pour le potentiel à huile. Il suppose qu'il n'existe aucun potentiel pour les valeurs en dessous de 0,50% (Tableau V). Ces valeurs de COT peuvent être diminuées lors de l'évolution diagénétique de la matière organique, car il y a du carbone qui a servi à la formation d'hydrocarbures pour les roches mères matures et

celles ayant le stade post-mature. Le S_2 est plus réaliste pour l'estimation du potentiel pétrolier car le TOC inclut les carbones inertes qui sont incapables de générer des hydrocarbures.

Les paramètres S_1 , et S_2 permettent de déterminer le potentiel pétrolier (Tableau V).

Tableau V : Potentiel pétrolier en fonction des paramètres COT, S_1 et S_2 (Espitalié *et al.*, 1985a ; Hunt, 1995)

Potentiel pétrolier		COT (%)	S_1 (mg HC/g roche)	S_2 (mg HC/g roche)
Mauvais	Gaz	< 0,5	< 0,5	< 2,5
Assez bon		0,5 - 1,0	0,5 - 1,0	2,5 - 5,0
Bon	Huile	1,0 - 2,0	1,0 - 2,0	5,0 - 10
Très bon		2,0 - 4,0	2,0 - 4,0	10 - 20
Excellent		> 4,0	> 4,0	> 20

Les paramètres S_1 , S_2 et S_3 servent aussi à calculer l'Index d'Hydrogène (IH) et l'Index d'Oxygène (IO) (Espitalié *et al.*, 1977 ; Hunt, 1995).

- **L'Index d'Hydrogène** se calcule par l'équation : $(S_2/COT)*100$ estimé en mg HC/g COT (Tableau VI). Lorsqu'une roche présente des valeurs entre 100 et 400 mg HC/g COT, elle est considérée comme une bonne roche mère (Hunt, 1995). Des valeurs faibles pour l'indice d'hydrogène sont d'environ 70 mgHC/g COT, alors que des valeurs élevées peuvent atteindre 900 mg HC/g COT (Espitalié *et al.*, 1977a).

Tableau VI : Type de kérogène en fonction de l'Index d'Hydrogène et le rapport S_2/S_3 (Hunt, 1995 ; Peters et Cassa, 1994)

Type du kérogène	IH (mg HC/g COT)	S_2/S_3	Produits expulsés
I	> 600	> 15	Huile
II	600-300	10 - 15	
II - III	300 - 200	5 - 10	Huile - Gaz
III	200 - 50	1 - 5	Gaz
IV	< 50	< 1	Rien

- **L'Indice d'Oxygène** se calcule par l'équation : $S_3/(COT)*100$ et son unité de mesure est en mgCO₂/g COT. Des valeurs faibles pour l'indice d'oxygène sont évaluées à 30 mg CO₂/g COT, alors que des valeurs élevées sont de 150 mg CO₂/g COT (Espitalié *et al.*, 1977a).

Les Indices d'Hydrogène et d'Oxygène sont proportionnels aux rapports atomiques H/C et O/C du diagramme Van Krevelen et servent à déterminer le type de matière organique grâce à un diagramme Van Krevelen modifié (Peters et Moldowan, 1993).

D'autres paramètres peuvent aussi être déterminés à l'aide de la pyrolyse Rock Éval. Ce sont le Potentiel Génétique (PG) et l'Index de Production (IP).

- **L'Index de Production (IP)** se calcule lui aussi par la formule : $S_1/(S_1 + S_2)$, S₁ et S₂ étant là aussi les paramètres décrits ci-dessus (Espitalié *et al.*, 1977a). Il contribue à l'évaluation du niveau de maturité thermique de roche mère (Tableau VII).

La validité de l'IP repose sur un certain nombre de critères (Peters et Cassa, 1994) :

1. si Tmax est comprise entre 390° et 435° C alors IP ≤ 0,1 ;
2. si Tmax est comprise entre 436° et 445° C alors IP ≤ 0,3 ;
3. si Tmax est comprise entre 445° et 460° C alors IP ≤ 0,4.

Si ces critères ne sont pas respectés alors, il s'agit dans ce cas d'une contamination due à la boue de forage ou à la migration d'hydrocarbure (Peters et Cassa, 1994).

Tableau VII : Types de maturité thermique en fonction de Tmax, IP et description des stades d'évolution du kérogène (Hunt, 1995 ; Peters et Cassa, 1994)

Maturité thermique		Tmax (°C)	Indice de production (IP)	Stade
Immature		< 435	< 0,10	---
Maturité	Précoce	435 - 445	0,10 - 0,25	Stade à huile
	Culminée	445 - 450	0,25 - 0,40	
	Avancée	450 - 470	> 0,40	
Post - maturité		470 - 535	---	Stade à condensat
		>535		Stade à gaz sec

Un dernier paramètre est à retenir. Il s'agit du Potentiel Génétique exprimé en mg HC/ g de roche (**PG**). Il représente la quantité totale d'hydrocarbures qu'une roche peut produire. Il se calcule par la formule suivante : $PG = S_1 + S_2$, S_1 et S_2 étant des paramètres décrits ci-dessus (Espitalié *et al.*, 1977a). Des valeurs du potentiel génétique inférieures à 2 mg HC/g de roche indiquent une roche mère pauvre, alors que des valeurs supérieures à 10 mg HC/g de roche indiquent une très bonne roche mère. Des valeurs entre 2 et 5 mg HC/g de roche indiquent une roche mère passable, tandis que des valeurs entre 5 et 10 mg HC/g de roche indiquent une bonne roche mère (Hunt, 1995).

VI.4.2. Analyse élémentaire en C, H, N, O et S

L'analyse élémentaire en C, H, N, O et S, des échantillons permet une caractérisation globale du kérogène. Pour la détermination de ces éléments, l'échantillon est introduit dans un four à 1100 °C rempli d'oxygène pour une combustion très rapide et complète. La détection du carbone, de l'hydrogène et du soufre se fait par cellules infrarouges et par conductivité thermique pour l'azote. La plage de quantification pour le carbone se situe entre 0,02 % jusqu'à 100 %, pour l'hydrogène de 0,02 % jusqu'à 50 %, pour l'azote de 0,02 % jusqu'à 50 % et pour le soufre de 0,04% jusqu'à 65 % pour un échantillon de 2 mg. Cette plage de quantification peut être modifiée en variant le poids de l'échantillon.

En partant des teneurs en pourcentage (%) en poids des éléments organiques, les rapports atomiques sont obtenus en multipliant le rapport pondéral de H/C par 12, et le rapport pondéral de O/C par 0,75 (soit 12/16). Si d'autres rapports atomiques sont nécessaires, le même type de calcul est effectué, en multipliant le rapport atomique par l'inverse du rapport pondéral des éléments considérés. C'est le cas aussi de rapport atomique N/C avec son rapport pondéral qui est de 12/14 et de rapport atomique S/C avec son rapport pondéral qui est de 12/32.

Le calcul des rapports atomiques H/C et O/C permet de caractériser le type du kérogène, ainsi que son degré de maturité, en le remplaçant dans le diagramme de Van Krevelen.

Ce diagramme permet d'identifier l'origine des kérogènes en considérant leur composition chimique élémentaire dans toutes les étapes de l'évolution diagénétique et de maturation des roches mères. Ainsi :

- **Le kérogène de type I** : Il est caractérisé par un rapport H /C environ égale à 1,5 ou plus et un faible rapport O/C inférieur à 1 ($O/C < 1$). Il s'agit d'un kérogène dérivé de la matière

algairé déposée principalement dans les milieux lacustres (Peters *et al.*, 2005 ; Tissot et Espitalié 1975).

- **Le kérogène de type II** : Il est fréquent dans les sédiments marins de milieux confinés. Il se caractérise par un H/C assez fort et un rapport O/C assez bas. Il est riche en chaînes aliphatiques et en cycle naphthénique et aromatique avec quelque fois du soufre. Le type II est prolifique en huile et en gaz. Il s'agit d'un kérogène liptinique.

- **Le kérogène de type III** : Il provient principalement des constituants des végétaux supérieurs continentaux contenant en majorité des grands groupes de composés poly-aromatiques, condensés et oxygénés avec peu de chaînes aliphatiques. Le H/C est faible et rapport O/C élevé. Le potentiel pétrolier de ce type de kérogène est de faible rendement environ 5 fois moins productif que celui du type II. Le kérogène de type III ne donne que des roches mères médiocres à vocation essentiellement gazière, il s'agit du kérogène ligno-humique.

- **Le kérogène de type IV** : c'est une matière organique altérée, détritique, résiduelle ou remaniée. Cette matière organique est caractérisée par un Index d'oxygène variable et possède un potentiel pétrolier négligeable.

VI.5 Analyses statistiques des éléments majeurs et traces

Les analyses statistiques des éléments chimiques ont été réalisées avec le logiciel R. Ces analyses concernent les corrélations multiples et l'Analyse en Composantes Principales (ACP).

VI.5.1 Corrélation multiples

Elles permettront de comprendre les différentes relations positives ou négatives existantes entre des variables quantitatives qui sont ici les éléments chimiques majeurs et traces présents dans les échantillons étudiés. Pour établir ces relations, la corrélation de Person sera appliquée. La mesure est normalisée et est définie entre $-1 \leq r \leq +1$. Plus la corrélation est proche de 1 ou -1, mieux est forte la liaison et plus elle se rapproche de 0, elle devient alors faible ou nulle.

Comme la valeur de r n'a pas de signification intrinsèque pour l'interprétation de la relation, alors son carré, appelé coefficient de détermination, sera utilisé. Il s'interprète comme la proportion de variance d'une variable linéairement expliquée par l'autre variable et

inversement. Nous ne retiendrons que les proportions ayant au moins 50% ; ce qui équivaut à $r > 0,7$.

VI.5.2. Analyse en Composantes Principales (ACP)

Cette analyse fait revenir les variables à un espace de dimension réduite en déformant le moins possible la réalité. C'est une méthode d'analyse de données multivariées qui permet de résumer et de visualiser l'information contenue dans un tableau à variables quantitatives afin d'établir les affinités entre ces variables.

Conclusion partielle

Les méthodologies présentées permettront de connaître les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des échantillons issus des formations sédimentaires. La combinaison de l'ensemble des données obtenues nous permettra de déterminer le potentiel pétrolier des roches mères et leurs environnements de dépôts. Les traitements statistiques établiront les relations existantes entre les éléments chimiques présents dans les échantillons.

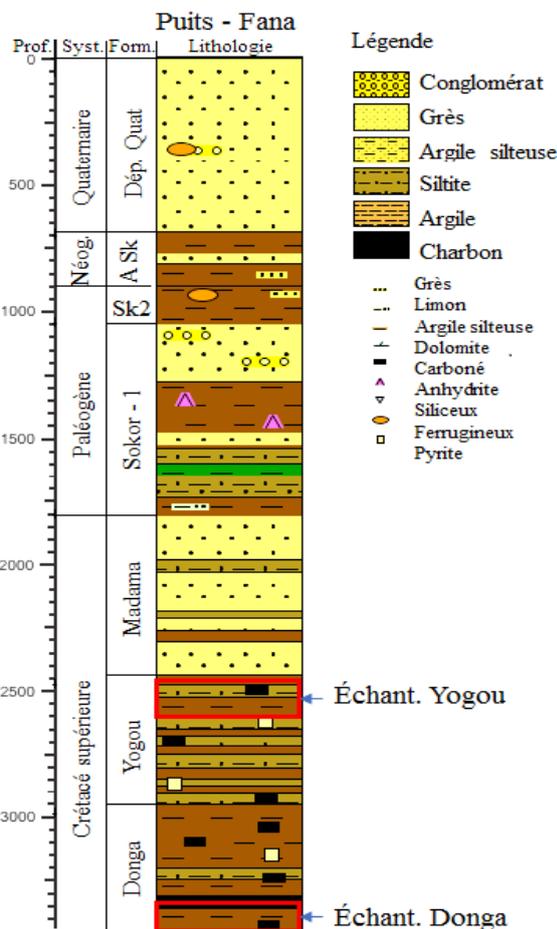
TROISIÈME PARTIE :
RÉSULTATS,
INTERPRÉTATIONS ET
DISCUSSIONS

CHAPITRE VII : LITHOSTRATIGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES FORMATIONS DE DONGA ET DE YOGOU

Ce chapitre porte sur la description lithostratigraphique et la caractérisation minéralogique des formations argileuses riches en matières organiques de Donga et de Yogoou du bassin sédimentaire de Termit. Il présente lithostratigraphie et les logs lithofaciés des formations de Donga et Yogoou pour cinq (5) puits, la composition minéralogique de ces formations et la composition minéralogique de leurs fractions argileuses. Les constituants en éléments majeurs et traces de ces roches sont aussi déterminés.

VII.1. Description lithostratigraphique des formations de Donga et Yogoou

VII.1.1. Puits Fana - 1



Description :

Formation de Donga : Elle renferme plusieurs lithofaciés tel que :

Argile sableuse : de couleur variable, gris verdâtre, gris olive, jaune à gris verdâtre, rarement tachetée de jaune moutarde et de brun rouge, massive, non calcaire, trace de pyrite.

Argile : gris clair à gris verdâtre, parfois sombre à jaune ocre, tendre, légèrement collant, moins limoneux, non calcaire.

Lignite : de faible qualité, de brun très foncé à noir, de tendre à ferme, friable et floconneux en partie, communément laminé, modérément dur, semi-brillant, parfois pyritique.

Figure 34 : Log lithofaciés de puits Fana - 1 avec localisation des points d'échantillonnage

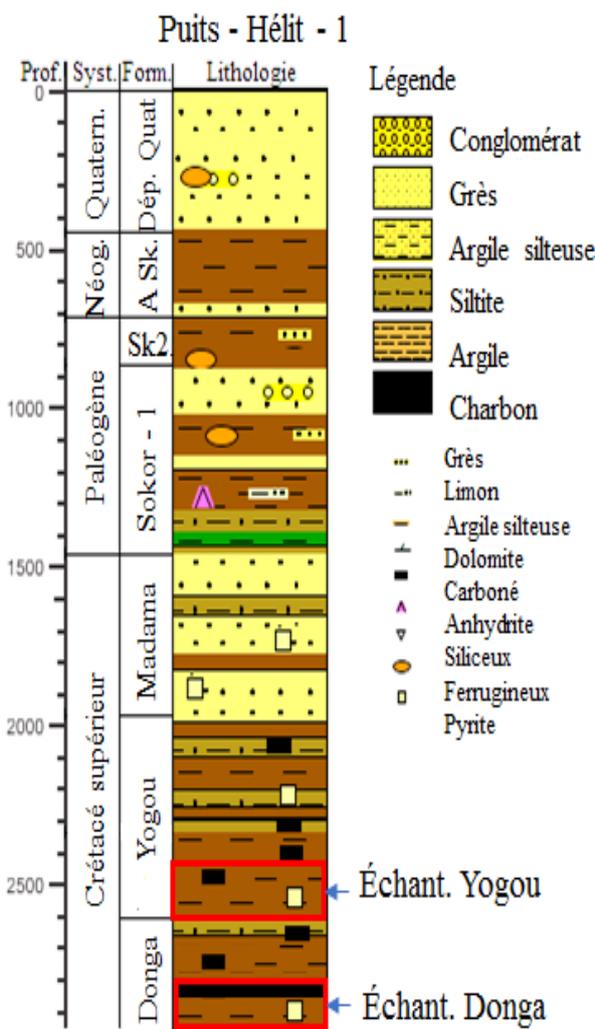
Formation de Yogoou : Elle renferme les lithofaciés tel que :

Argile : gris clair à gris moyen, gris verdâtre clair, de petites quantités de gris pâle à blanc et de brun rougeâtre foncé, où le gris verdâtre présente des taches ferrugineuses de couleur jaune foncé/ocre, une texture homogène et lisse, la plupart du temps sans limon, non calcaire, trace d'anhydrite.

Grès : quartz clair, incolore, translucide, laiteux, blanc, jaune pâle et orange, rare fumée, en vrac, fin à très grossier, conglomérat occasionnel, principalement moyen à grossier, anguleux à subanguleux, quartz cassé et facetté très anguleux, faiblement associé à de limon et à de matériau argileux gris pâle dans la matrice, mal trié en partie, occasionnellement gris foncé à noir, fragments de lignite friables.

Siltite : couleur variable, principalement gris moyen, également gris vert, gris olive, gris jaune, mauve, modérément dure, veinage ferrugineux jaunâtre foncé, non calcaire, pas de limon.

VII.1.2. Puits Hélit - 1



Description :

Formation de Donga : Elle renferme plusieurs lithofaciès tel que :

Argile sableuse : de couleur variable, gris verdâtre, gris olive, jaune gris verdâtre, rarement tachetée de jaune moutarde et de brun rouge, massive, non calcaire, parfois pyritique.

Siltite : gris moyen, uniforme, avec une quantité mineure de gris verdâtre pâle, tendre à ferme, homogène, généralement sans limon, rares traces d'anhydrite cristalline.

Lignite : noir, mou, friable à pulvérulent, carboné, localement micropyritique.

Figure 35 : Log lithofaciès de puits Héliot - 1 avec localisation des points d'échantillonnage

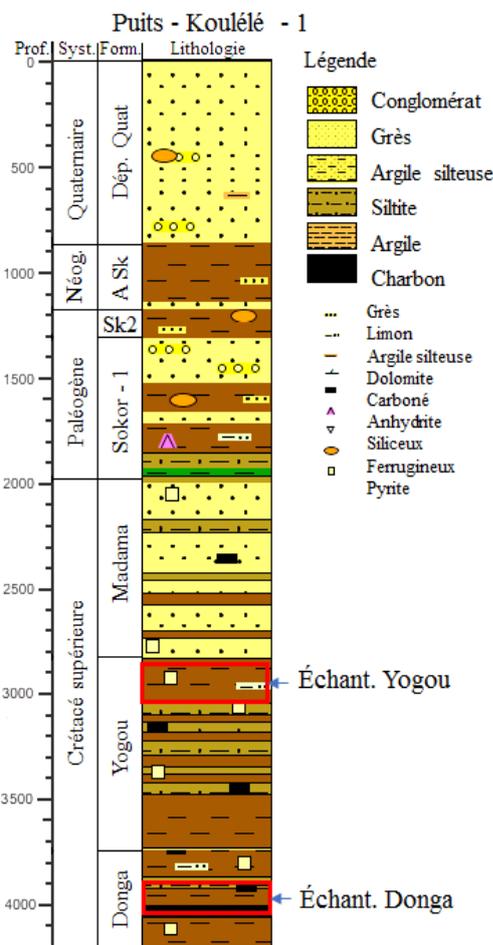
Formation de Yogou : Elle renferme plusieurs lithofaciès tel que :

Argile : Gris très pâle à blanc par endroits, jaune pâle à ocre, tachetée, ferrugineuse, parfois légèrement gris verdâtre pâle, brun rouge, rouge brique, éclat cireux, généralement non calcaire, non gonflante, parfois aréneuse avec du sable et du limon très fins.

Grès : quartz clair, incolore de faible quantité, jaune pâle à jaune, très fin à moyen, subanguleux à subarrondi, en partie trace gris pâle à blanc cassé ou jaunâtre, matrice argileuse, devenant modérément argileuse.

Lignite : trace seulement, noir, mou, friable à poudreux, pyritique, carboné.

VII.1.3. Puits Koulélé -1



Description :

Formation de Donga : Elle renferme plusieurs lithofaciès tel que :

Argile : gris verdâtre clair, ocre communément tacheté et brun rougeâtre modéré, très tendre à tendre, plastique, collant, limoneux à sable très fin, sable argileux par endroits et non calcaire, trace de pyrite.

Siltite : gris moyen, uniforme, avec une quantité mineure de gris verdâtre pâle, tendre à ferme, homogène, généralement limoneux, rares traces d'anhydrite cristalline.

Lignite : de brun très foncé à noir, de tendre à ferme, friable et floconneux en partie, communément laminé, modérément dur, semi-brillant, trace de pyrite.

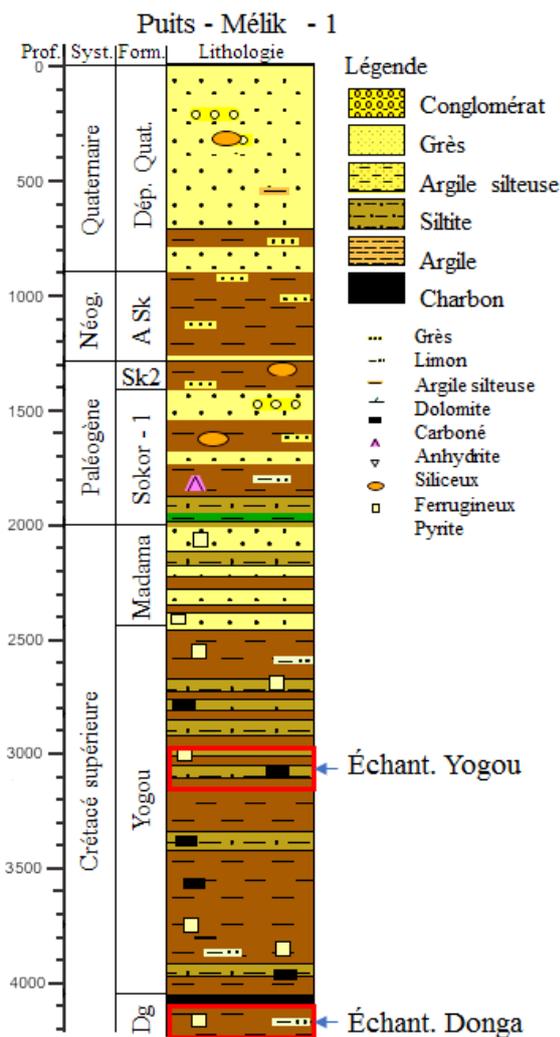
Figure 36 : Log lithofaciès de puits Koulélé - 1 avec localisation des points d'échantillonnage

Formation de Yogou : Elle renferme plusieurs lithofaciès tel que :

Argile : gris clair à gris moyen, gris verdâtre clair, de petites quantités de gris pâle et de brun rougeâtre foncé, où le gris verdâtre présente des taches ferrugineuses de couleur jaune foncé/ocre, une texture homogène et lisse, la plupart du temps sans limon, non calcaire, grès bitumineux, trace de charbon et d’anhydrite.

Siltite : couleur variable, principalement gris moyen, également gris vert, gris olive, gris jaune, modérément dure, veinage ferrugineux jaunâtre foncé, non calcaire.

VII.1.4. Puits Mélik - 1



Description :

Formation de Donga : Elle renferme plusieurs lithofaciès tel que :

Argile : gris verdâtre clair, ocre communément tacheté et brun rougeâtre modéré, très tendre à tendre, plastique, collant, limoneux à sable très fin, sable argileux par endroits et non calcaire.

Argile sableuse : de couleur variable, gris verdâtre, gris olive, jaune gris verdâtre, rarement tachetée de jaune moutarde et de brun rouge, massive, non calcaire, trace de pyrite.

Lignite : de faible qualité, de brun très foncé à noir, de tendre à ferme, friable et floconneux en partie, laminé, modérément dur, semi-brillant, parfois pyritique.

Figure 37 : Log lithofaciès de puits Mélik - 1 avec localisation des points d’échantillonnage

Siltite : brun grisâtre clair à moyen, moucheté d’abondants débris micro-carbonés, occasionnellement des micro-laminées/carbonées, occasionnellement de gros flocons de mica, parfois argileux.

Formation de Yogou : Elle renferme les lithofaciès tel que :

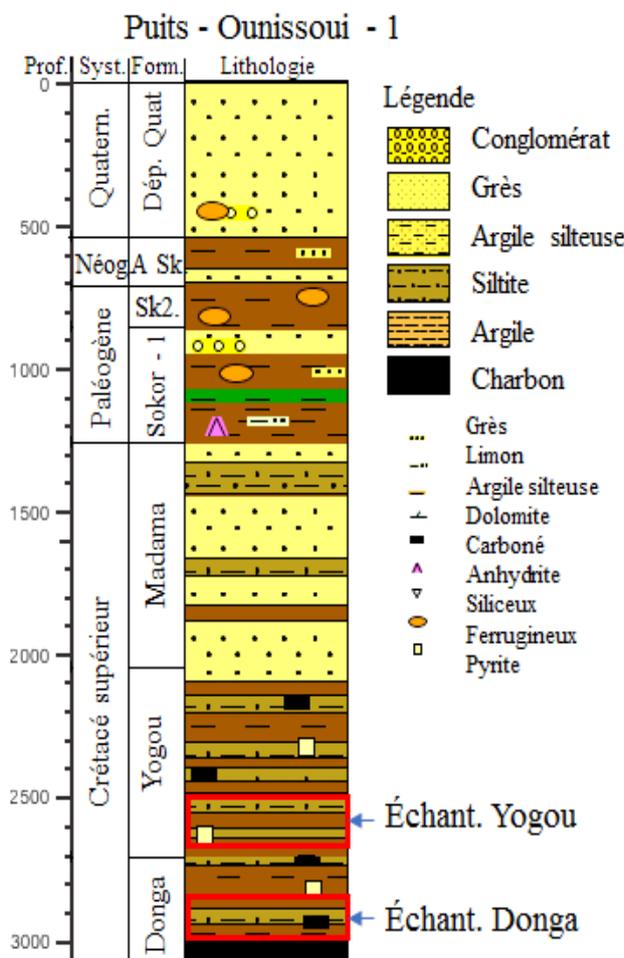
Argile : varié, gris verdâtre pâle, brun jaunâtre modéré, ocre, brun rouge modéré, rouge foncé, rose orangé modéré, très tendre à mou, plastique à friable, généralement très limoneux à sable, intercalation de grès fin à très fin, non calcaire.

Grès : quartz clair, incolore de faible quantité, jaune pâle à jaune, très fin à moyen, subanguleux à sous-arrondi, en partie trace gris pâle à blanc cassé ou jaunâtre, modérément bien cimenté, matrice argileuse, devenant modérément argileuse.

Lignite : faible quantité, noir, mou, friable à poudreux, pyritique, carboné.

Siltite : couleur variable, principalement gris moyen, également gris vert, gris olive, gris jaune, mauve, blanc cassé, modérément dure, veinage ferrugineux jaunâtre foncé, non calcaire, limoneux.

VII.1.5. Puit Ounissoui - 1



Description :

Formation de Donga : Elle renferme des lithofaciès tels que :

Argile : sombre grès noduleux quartzeux, carbonates, ferrugineux, siltites argilo-sableuses, sables silto-argileux, shales et grès bitumineux, argile sableuse par endroit, trace pyrite.

Siltite : gris moyen, uniforme, avec une quantité mineure de gris verdâtre pâle, tendre, homogène, légèrement limoneux, rares traces d'anhydrite cristalline.

Lignite : de faible qualité, de brun très foncé à noir, de tendre à ferme, friable, laminé, modérément dur, parfois pyritique.

Siltite : brun grisâtre clair à moyen, moucheté d'abondants débris micro-carbonés, occasionnellement des micro-laminés, mica par endroit, parfois argileux.

Figure 38 : Log lithofaciès de puits Ounissoui - 1 avec localisation des points d'échantillonnage

Formation de Yogou : Elle renferme plusieurs lithofaciès tel que :

Argile : gris très pâle à blanc par endroits, jaune pâle à ocre, tachetée, ferrugineuse, parfois légèrement gris verdâtre pâle, brun rouge, rouge brique, éclat cireux, généralement non calcaire, non gonflante, parfois aréneuse avec légèrement du sable et du limon très fins.

Argile : gris clair à gris verdâtre, parfois sombre à jaune ocre, tendre, légèrement collant, moins limoneux, non calcaire.

Grès : quartz clair, incolore, translucide, laiteux, blanc, jaune pâle et orange, rare fumée, en vrac, fin à très grossier, conglomérat occasionnel, principalement moyen à grossier, anguleux à subanguleux, quartz cassé et facetté très anguleux, cimentation faiblement visible, faiblement associé à de limon et à de matériau argileux gris pâle dans la matrice, mal trié en partie, occasionnellement gris foncé à noir, fragments de lignite friables.

Lignite : trace seulement, noir, mou, friable à poudreux, pyritique, carboné.

Siltite : couleur variable, principalement gris moyen, également gris vert, gris olive, gris jaune, mauve, modérément dure, veinage ferrugineux jaunâtre foncé, non calcaire, abondance de limon et d'argile friable, siltstone argileux légèrement.

VII.2. Composition minéralogique

Cette partie présente les résultats de l'analyse DRX réalisée sur les roches argileuses et sur les fractions argileuses.

VII.2.1. Composition minéralogique des roches des formations de Donga et Yogou

La composition minéralogique des roches des formations de Donga et de Yogou a été réalisée sur des poudres désorientées par DRX.

VII.2.1.1 Composition minéralogique de la formation de Donga

La composition minéralogique de la formation de Donga est présentée dans le Tableau VIII. En moyenne, les échantillons de roches sont constitués par ordre d'abondance d'argiles, du quartz, de la pyrite, de la muscovite, de la sidérite, de l'anatase, de la goethite et du grenat. Les quatre derniers minéraux sont rares dans la formation Donga avec des proportions moyennes n'excédant pas 3%. La sidérite, la goethite et le grenat sont plus concentrés dans l'échantillon PK.E20.Dg et l'anatase dans l'échantillon PM.E6.Dg.

Tableau VIII : Proportion des différents minéraux dans la formation de Donga

Échantillons	Argiles	Quartz	Pyrite	Muscovite	Sidérite	Anatase	Goethite	Grenat
PH.E7.Dg	52,80%	22,21%	12,84%	5,13%	3,23%	0,04%	2,00%	1,10%
PK.E20.Dg	45,40%	23,07%	12,10%	6,83%	4,00%	3,27%	3,00%	1,90%
PM.E6.Dg	44,90%	27,20%	9,59%	8,90%	0,80%	4,61%	2,79%	1,00%
Moyenne	47,70%	24,16%	11,51%	6,95%	2,68%	2,64%	2,60%	1,33%

La muscovite et la pyrite y sont peu abondantes avec des proportions moyennes respectivement de 11,51% et 6,95%. Leurs plus grandes valeurs sont observées respectivement dans les échantillons PH.E7.Dg et PM.E6.Dg. Le quartz est abondant avec une proportion moyenne de 24,16% dont sa plus forte concentration est de 27,2% dans l'échantillon PM.E6.Dg. Quant aux argiles, elles représentent la fraction la plus abondante dans la formation de Donga (47,7%).

La Figure 39 présente le diagramme des proportions des différents minéraux dans la formation de Donga. Elle montre la prédominance des argiles dans cette formation. L'échantillon PK.E20.Dg, possède plus de 50% de la proportion totale des minéraux présents dans cette formation.

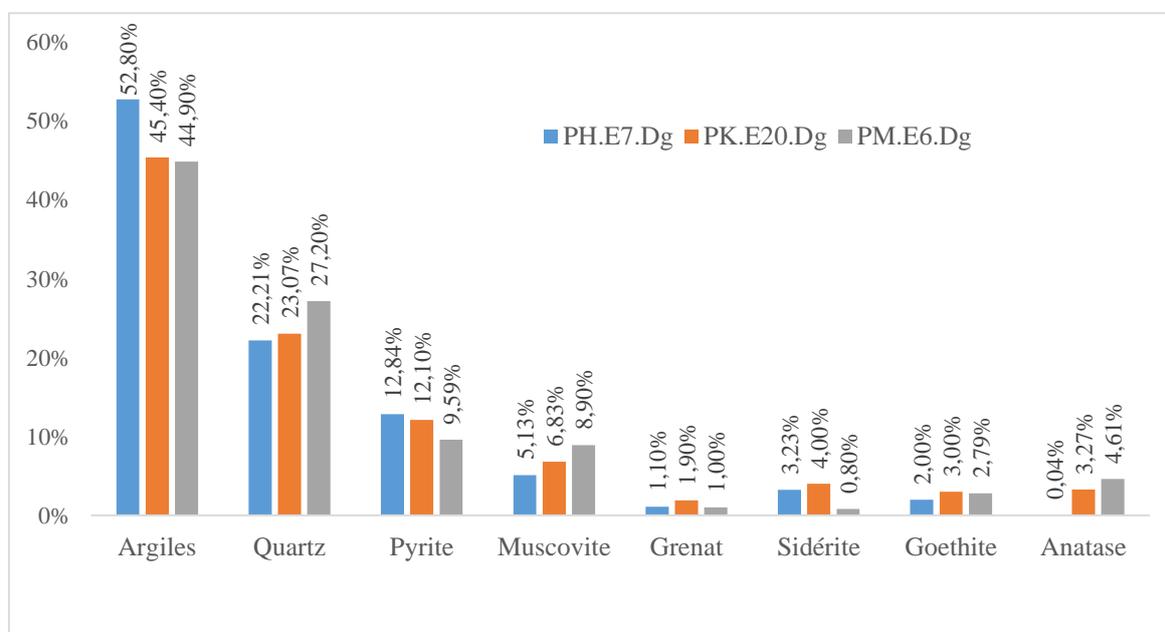


Figure 39 : Proportions des différents minéraux dans la formation de Donga

Les diffractogrammes des échantillons de roche brute de la formation de Donga sont présentés à la Figure 40. Ils permettent d'observer du quartz (Q) et de l'argile représentée par la kaolinite (K) et l'illite (I).

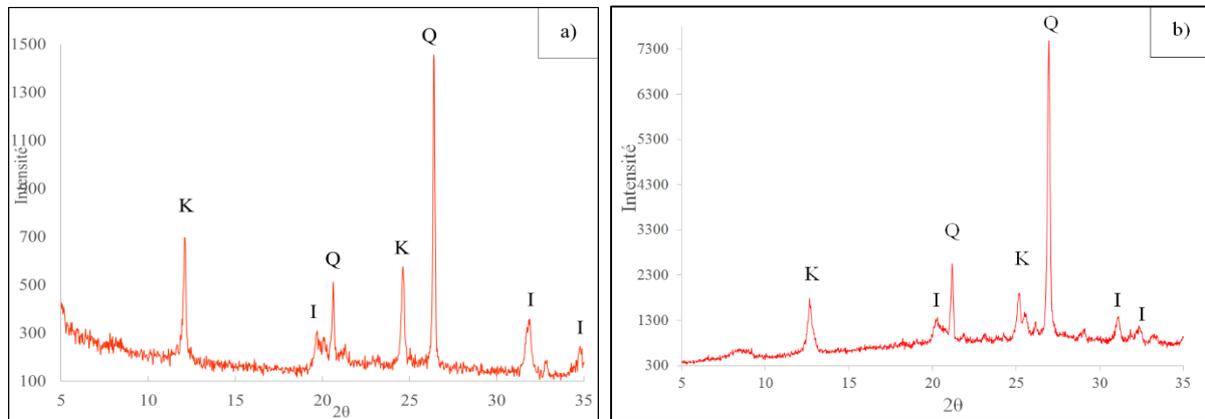


Figure 40 : Diffractogrammes aux rayons X des échantillons : a) formation de Donga PK.E20.Dg et b) formation de Donga PH.E7.Dg ; K : kaolinite ; I : Illite ; Q : Quartz.

VII.2.1.2 Composition minéralogique de la formation de Yogou

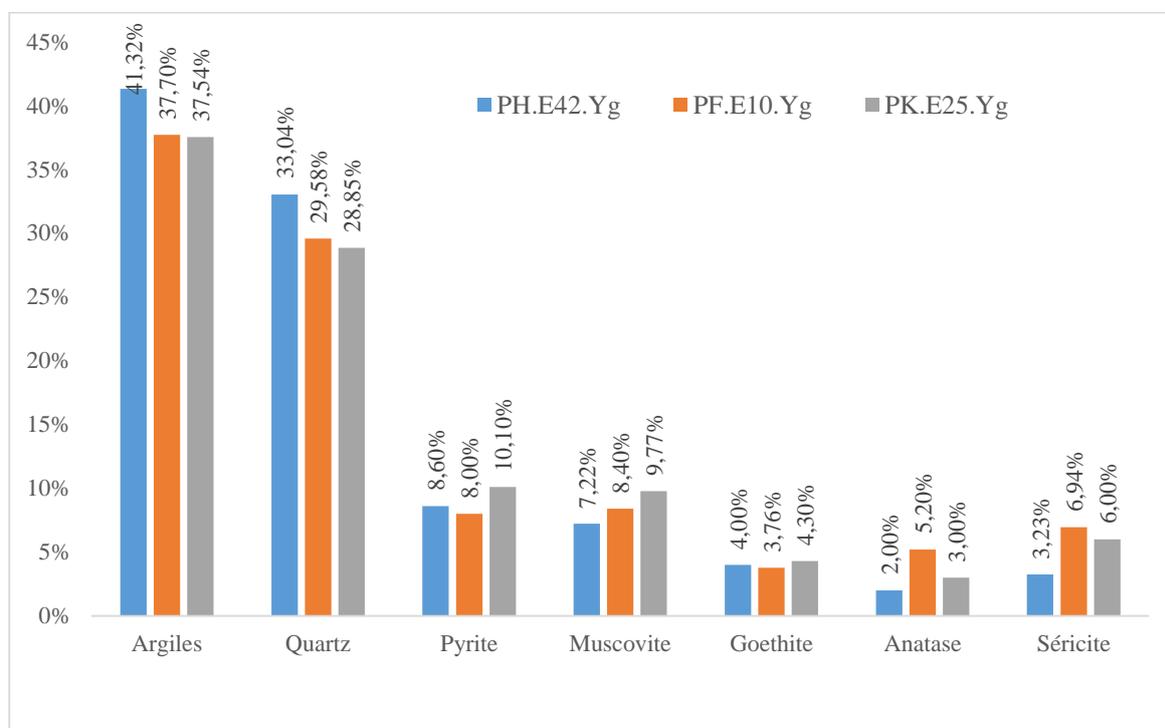
La composition minéralogique de la formation de Yogou est présentée dans le Tableau IX. Par ordre d'abondance, les minéraux sont composés en moyenne des argiles, du quartz, de la pyrite, de la muscovite, de la séricite, de la goethite et de l'anatase. La goethite et l'anatase sont moins abondantes dans la formation de Yogou avec des proportions moyennes n'excédant pas 5%. Ces minéraux sont plus concentrés dans les échantillons PH.E42.Yg et PK.E25.Yg pour la goethite et l'échantillon PF.E10.Yg pour l'anatase. Quant à la séricite, elle est plus concentrée dans les échantillons PF.E10.Yg et PK.E25.Yg avec des proportions respectives de 6,94% et 6,00%.

Tableau IX : Proportion des différents minéraux dans la formation de Yogou

Échantillons	Argiles	Quartz	Pyrite	Muscovite	Goethite	Anatase	Séricite
PH.E42.Yg	41,32%	33,04%	8,60%	7,22%	4,00%	2,00%	3,23%
PF.E10.Yg	37,70%	29,58%	8,00%	8,40%	3,76%	5,20%	6,94%
PK.E25.Yg	37,54%	28,85%	10,10%	9,77%	4,30%	3,00%	6,00%
Moyenne	38,85%	30,49%	8,90%	8,46%	4,02%	3,40%	5,39%

Les argiles représentent la fraction la plus abondante dans la formation de Yogou (38,85% en moyenne). Le quartz a une proportion moyenne de 30,49% dont la plus forte concentration est de 33,04% dans l'échantillon PH.E42.Yg. La muscovite et la pyrite y sont peu abondantes avec des proportions moyennes respectivement 8,46% et 8,90%. Leurs plus grandes valeurs se retrouvent dans l'échantillon PK.E25.Yg.

La Figure 41 présente l'histogramme des proportions des différents minéraux dans la formation de Yogou. Elle montre aussi la dominance des argiles dans cette formation. L'échantillon PH.E42.Yg contient plus de 41% de la proportion totale des minéraux argileux présents dans cette formation.

**Figure 41** : Composition minéralogique de roche brute de la formation de Yogou

La Figure 42 présente les diffractogrammes DRX des échantillons des roches de la formation Yogou. On observe sur cette figure, la présence du quartz (Q) et de la kaolinite (K) et l'illite (I) qui représentent les argiles dans les roches de Yogou.

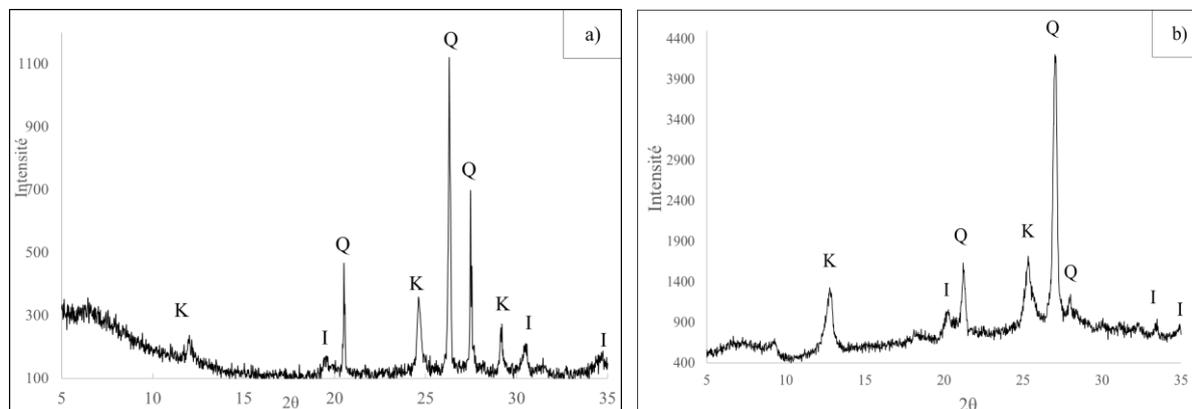


Figure 42 : Diffractogrammes aux rayons X des échantillons : a) formation de Yogou PH.E42.Yg et b) formation de Yogou PF.E10.Yg ; K : kaolinite ; I : Illite ; Q : Quartz

VII.2.2. Composition minéralogique des fractions argileuses

La minéralogie des fractions argileuses déterminée à l'aide de la DRX est présentée dans les

Tableau X et **Tableau XI**. Elle présente deux types de minéraux argileux. Un minéral simple qui est de la kaolinite en proportion très importante dans tous les échantillons de deux formations (Donga et Yogou) et des minéraux interstratifiés composés de deux et de trois feuillets différents, aussi constitués de l'édifice régulier R1 et de l'édifice irrégulier R0.

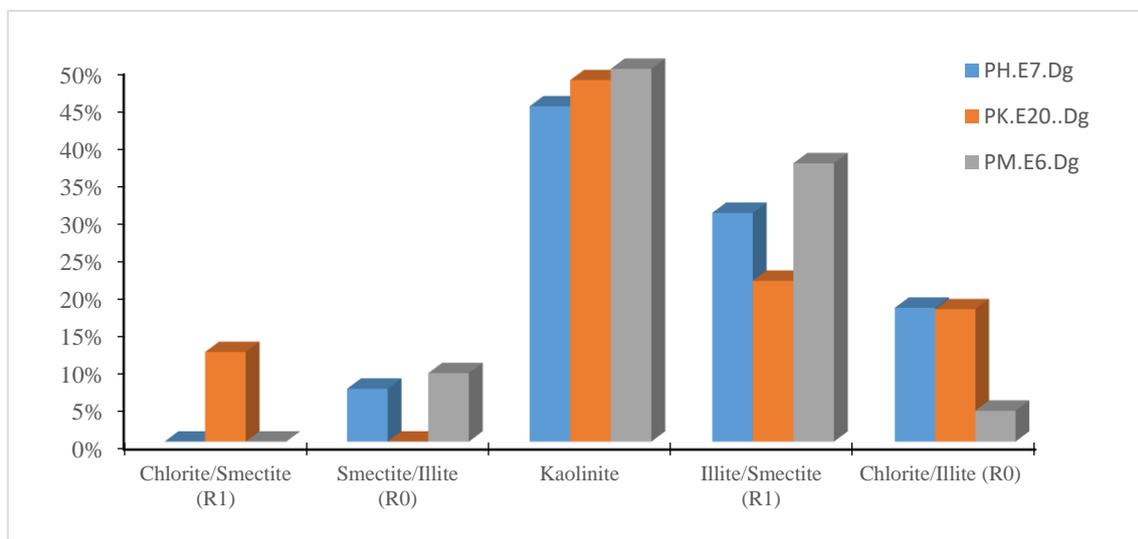
VII.2.2.1 Minéralogie des fractions argileuse de la formation de Donga

La proportion des minéraux argileux contenus dans la fraction argileuse des roches de formation de Donga est présentée dans le **Tableau X**. Il ressort que la kaolinite est le minéral argileux le plus abondant avec une proportion moyenne de 47,53%. Elle est plus concentrée dans l'échantillon PM.E6.Dg (Figure 43). Elle est suivie par l'interstratifié illite/smectite. La moyenne des proportions de cet interstratifié est de 29,65% dont la valeur la plus élevée est 37,09% et cela dans l'échantillon PM.E6.Dg.

Tableau X : Composition minéralogique de la fraction argileuse de la formation de Donga

Minéraux	Échantillons		
	PH.E7.Dg	PK.E20..Dg	PM.E6.Dg
Chlorite/Smectite R1 (régulier)	0%	11,91%	0%
Smectite/Illite R0 (irrégulier)	7,03%	0%	9,10%
Kaolinite	44,70%	48,19%	49,70%
Illite/Smectite R1 (régulier)	30,47%	21,40%	37,09%
Chlorite/Illite R0 (irrégulier)	17,80%	17,60%	4,11%

Les interstratifiés irréguliers R0 à savoir chlorite/illite et smectite/illite ont respectivement des proportions moyennes de 13,17% et 5,38%. Pendant que l'interstratifié chlorite/illite est concentré dans les échantillons PH.E7.Dg (17,8%) et PK.E20.Dg (17,60%), l'interstratifié smectite/illite l'est dans l'échantillon PM.E6.Dg (9,1%). Ce dernier est absent dans l'échantillon PK.E20.Dg. Enfin, l'interstratifié régulier R1 chlorite/smectite n'est présent que dans l'échantillon PK.E20.Dg avec une proportion de 11,91%. Il donne en moyen un pourcentage de 3,97% (Tableau X). La Figure 43 représente l'histogramme des proportions de la fraction argileuse de la formation de Donga.

**Figure 43** : Proportions des minéraux argileux dans la fraction argileuse de la formation de Donga

Les diffractogrammes des échantillons des fractions argileuses de la formation Donga sont présentés aux Figure 44, Figure 45 et Figure 46. L'on observe la présence de la kaolinite (K) et des minéraux interstratifiés à deux édifices différents chlorite/smectite, chlorite/illite et illite/smectite.

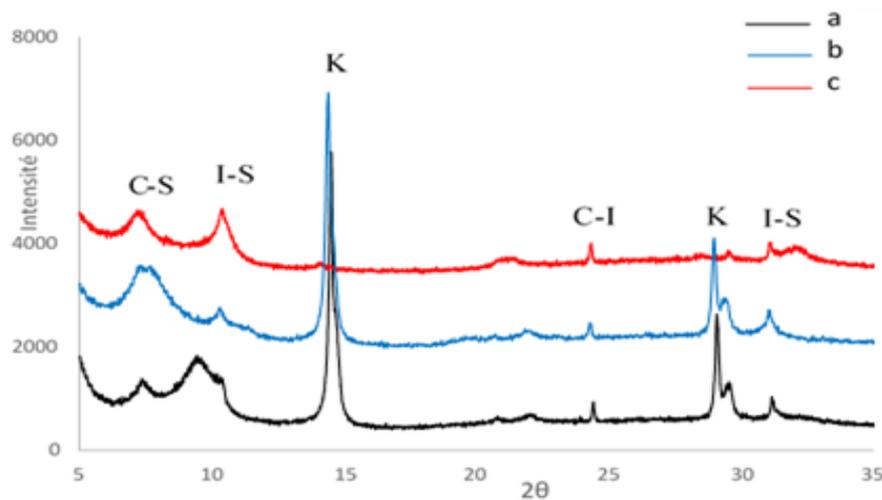


Figure 44 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PK.E20.Dg ; a : naturel ; b : éthyl-glycol ; c : chauffé à 550 °C ; K : kaolinite ; C-I : Chlorite/Illite ; I-S : Illite/Smectite.

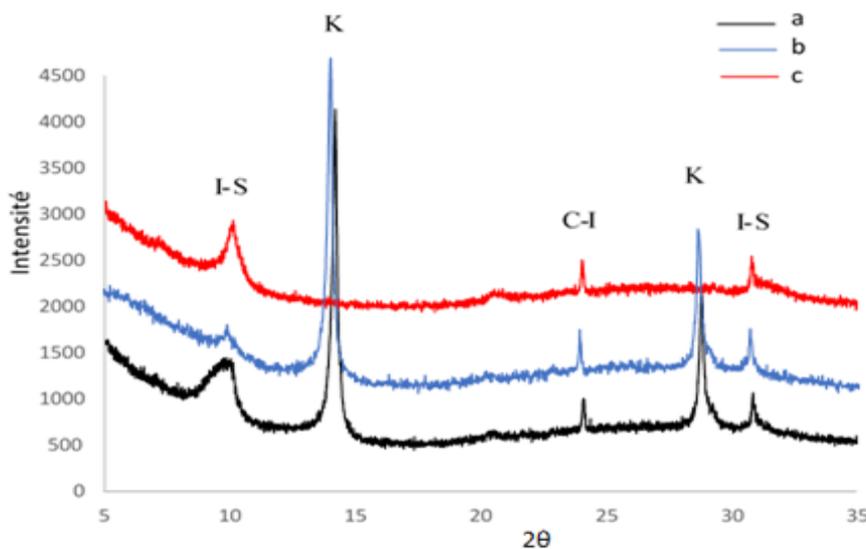


Figure 45 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PH.E7.Dg ; a : naturel ; b : éthyl-glycol ; c : chauffé à 550 °C ; K : kaolinite ; C-I : Chlorite/Illite ; I-S : Illite/Smectite.

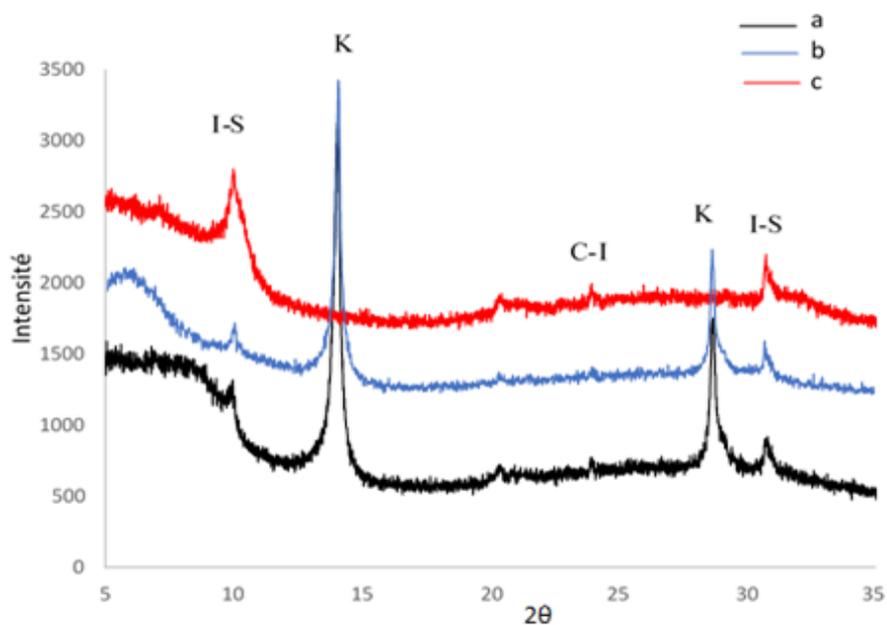


Figure 46 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PM.E6.Dg ; a : naturel ; b : éthyl-glycol ; c : chauffé à 550 °C ; K : kaolinite ; C-I : Chlorite/Illite ; I-S : Illite/Smectite.

La présence des minéraux argileux interstratifiés et de la kaolinite confirme les résultats de l'analyse DRX sur la poudre désorientée des roches de ces formations.

VII.2.2.2 Minéralogie des fractions argileuse de la formation de Yogou

La proportion des minéraux argileux contenus dans la fraction argileuse de la formation de Yogou est présentée dans le Tableau XI.

Tableau XI : Composition minéralogique de la fraction argileuse de la formation de Yogou

Minéraux argileux	Échantillons		
	PF.E10.Yg	PH.E42.Yg	PK.E25.Yg
Illite/Smectite/Chlorite	22,10%	20,00%	21,40%
Kaolinite	59,67%	60,30%	61,05%
Smectite/Illite/Chlorite	18,23%	19,70%	17,55%

Il ressort que la composition minéralogique de la fraction argileuse de cette formation est aussi dominée par la kaolinite dont la proportion moyenne vaut 60,34%. Cette dernière est plus concentrée dans l'échantillon PK.E25.Yg comme l'on observe sur la Figure 47 ci-dessous. Elle est suivie par l'interstratifié illite/smectite/chlorite. La moyenne des proportions de cet interstratifié est de 21,17% dont la valeur la plus élevée est de 22,10% et cela dans l'échantillon PF.E10.Yg. L'interstratifié smectite/illite/chlorite a une proportion moyenne de 18,49%. Il est plus concentré dans l'échantillon PH.E42.Yg (19,70%). La Figure 47 représente l'historgramme des différentes proportions des minéraux argileux dans la fraction argileuse de la formation de Yogou.

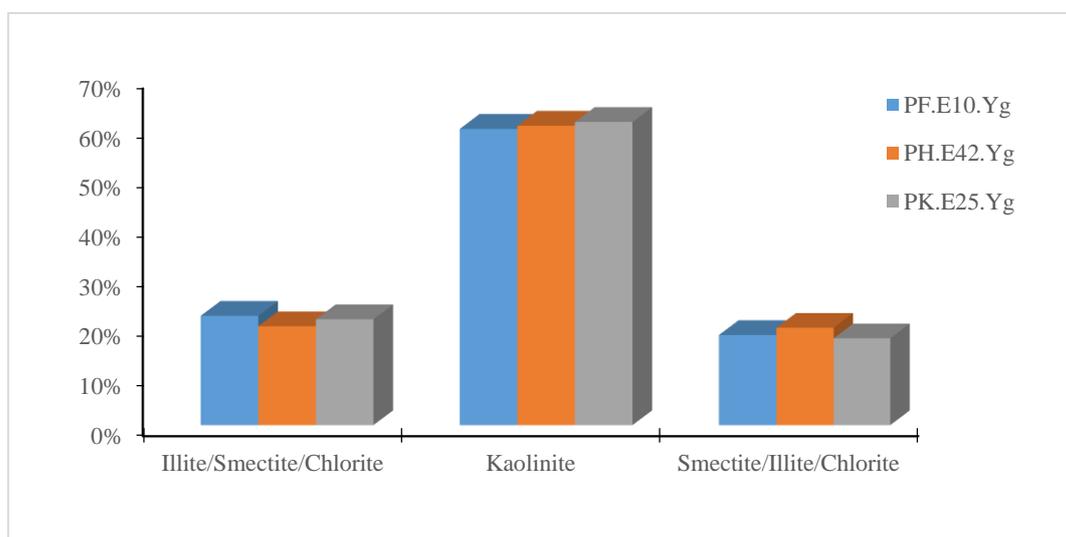


Figure 47 : Proportions des minéraux argileux dans la fraction argileuse de la formation de brute Yogou.

Les diffractogrammes des échantillons de la formation de Yogou sont présentés aux Figure 48 et Figure 49. Ils présentent des pics caractéristiques de la kaolinite (K) et des minéraux interstratifiés à trois édifices différents illite/smectite/chlorite.

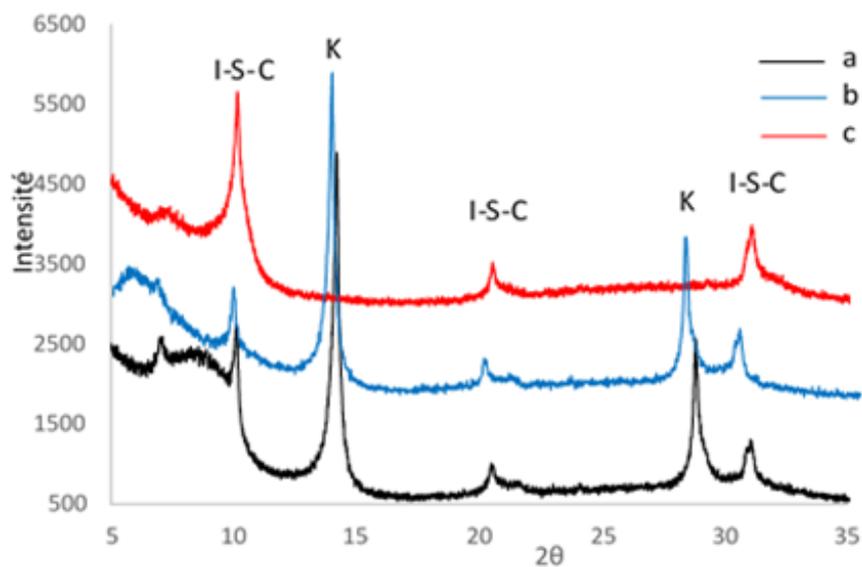


Figure 48 : Diffractogrammes aux rayons X de l'échantillon PF.E10.Yg ; a : naturel ; b : éthyl-glycol ; c : chauffé à 550 °C ; K : kaolinite ; I-S-C : Illite/Smectite/Chlorite.

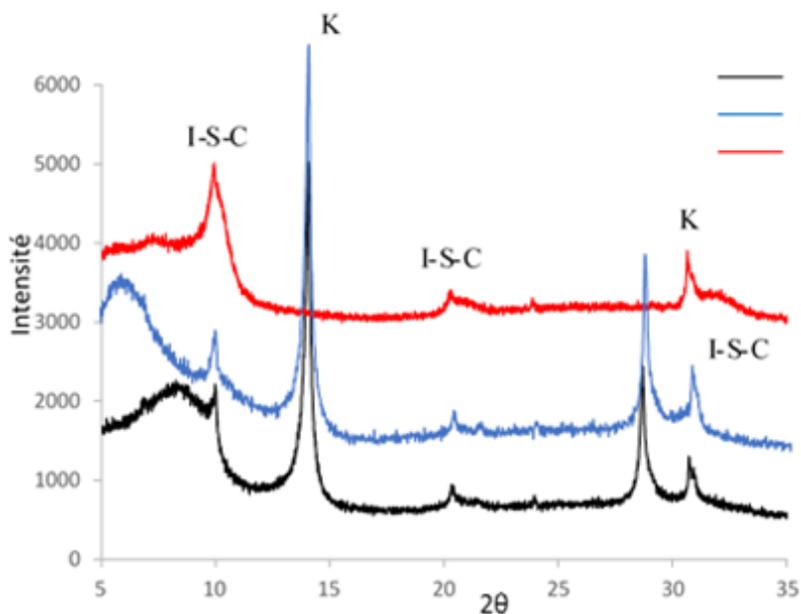


Figure 49 : Diffractogrammes DRX de l'échantillon PH.E42.Yg ; a : naturel ; b : éthyl-glycol ; c : chauffé à 550 °C ; K : kaolinite ; I-S-C : Illite/Smectite/Chlorite.

La kaolinite et les minéraux argileux interstratifiés (Illite/Smectite/Chlorite) observés sur ces diffractogrammes, confirment les résultats de l'analyse au DRX sur la poudre désorientée de la formation de Yogou, qui ont révélé la présence de la kaolinite et de l'illite.

VII.3. Composition élémentaire en éléments majeurs

Les compositions élémentaires des formations de Donga et Yogou déterminées par la fluorescence aux rayons X sont présentées dans les Tableau XII, Tableau XIII et Tableau XIV.

VII.3.1. Éléments majeurs provenant de la formation de Donga

Les éléments majeurs de cette formation sont présentés dans le Tableau XII. Ils comprennent le silicium (Si), l'aluminium (Al), le fer (Fe), le calcium (Ca), le potassium (K), le soufre (S), le titane (Ti), le Magnésium (Mg), le Manganèse (Mn) et le Baryum (Ba).

Tableau XII : Composition élémentaire des éléments majeurs de la formation de Donga

Échantillons.	Si	Al	Fe	Ca	K	S	Ti	Mg	Mn	Ba	Si/Al
PM.E6.Dg	47,85	17,96	18,7	4,28	3,7	4,92	1,34	0	0,37	0,21	2,66
PH.E7.Dg	51,88	18,06	17,53	1,57	6,03	2	2,21	0,18	0,12	0,28	2,87
PK.E22.Dg	56,77	15,12	12,26	7,9	3,74	2,27	0,77	0,17	0,54	0,08	3,76
PF.E20.Dg	47,55	17,69	20,09	4,31	3,85	2,26	3,48	0,1	0,27	0,23	2,69
PK.E20.Dg	47,96	19,81	19,85	2,18	3,88	2,99	2,37	0,4	0,32	0,15	2,42
PF.E21.Dg	47,7	22,03	18,05	3,55	3,35	2,1	2,57	0,22	0,25	0,08	2,16
PO.E2.Dg	46,72	13,87	15,65	13,82	3,36	2	1,72	1,81	0,3	0,11	3,37
Moyenne Dg	49,49	17,79	17,45	5,37	3,99	2,65	2,07	0,41	0,31	0,16	2,85

Les éléments Mg, Mn et Ba ont des proportions très faibles, n'excédant pas en moyennes 0,5% (Tableau XII). Les éléments K, S et Ti ont quant à eux des proportions moyennes faibles respectivement de 3,99%, de 2,65% et de 2,07% en moyennes. L'élément Ca a une valeur moyenne relativement faible de 5,37% dont la plus élevée est dans l'échantillon PO.E2.Dg (13,82%).

La Figure 50 représente l'histogramme des différentes proportions des éléments majeurs dans la formation de Donga.

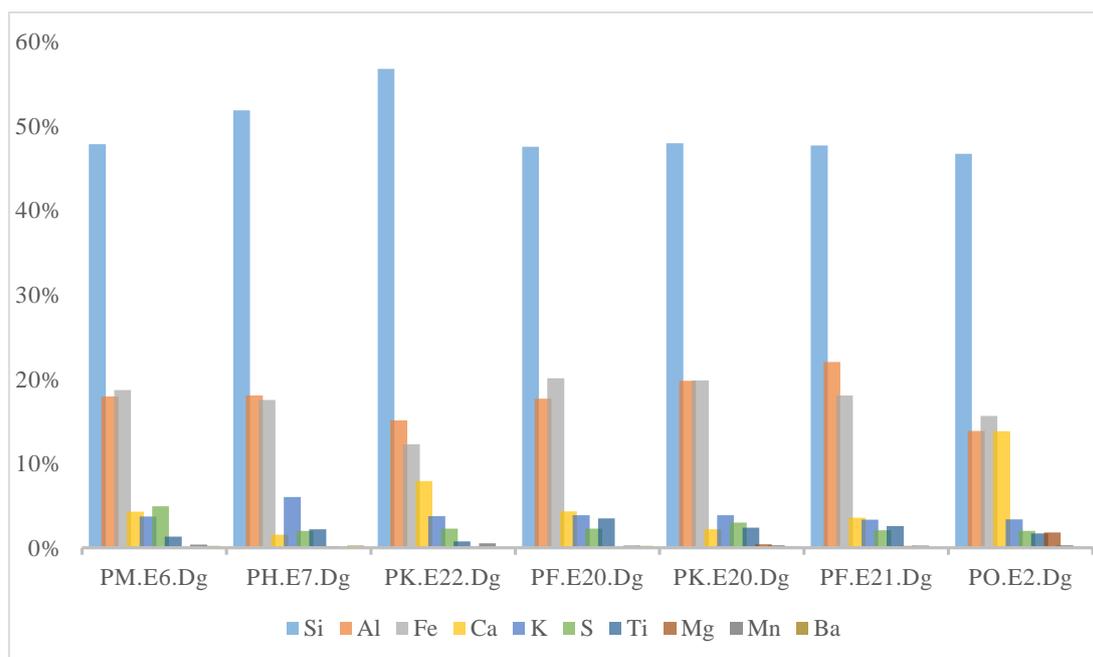


Figure 50 : Proportions des éléments majeurs dans les roches de la formation de Donga

Il ressort que la formation de Donga est relativement riche en silicium, en aluminium, et en fer (Figure 50) avec respectivement des proportions moyennes 49,49%, 17,79% et 17,45%. Les proportions les plus élevées de ces éléments sont respectivement dans les échantillons PK.E22.Dg (56,77%), PF.E21.Dg (22,03%) et PF.E20.Dg (20,09%).

La proportion importante de l'élément Fe dans la formation de Donga est soit due à la présence de la pyrite et de la goethite, soit à des substitutions dans les structures octaédriques et tétraédriques respectivement de Al^{3+} par Fe^{2+} et de Si^{4+} par Al^{3+} ou Fe^{3+} dans le matériau argileux. Ainsi, les teneurs relativement importantes des éléments K et Ca sont dus probablement à ces substitutions, entraînent ainsi un léger déficit de charge dans la structure, compensée par ces cations interfoliaires dans les sites tétraédriques et octaédriques.

VII.3.2. Composition élémentaire en éléments majeurs provenant de la formation de Yogou

Les éléments majeurs présents dans la formation de Yogou sont consignés dans le Tableau XIII. Ils sont composés de silicium (Si), d'aluminium (Al), du fer (Fe), de calcium (Ca), de potassium (K), de soufre (S), de titane (Ti), de Magnésium (Mg), de Manganèse (Mn) et de Baryum (Ba).

Tableau XIII : Composition élémentaire des éléments majeurs de la formation de Yogou

Échantillons	Si	Al	Fe	Ca	K	S	Ti	Mg	Mn	Ba	Si/Al
PK.E25.Yg	53,66	16,27	18,08	2,3	2,85	2,96	1,96	1,31	0,32	0,04	3,3
PH.E42.Yg	61,61	15,27	13,3	1,31	5,02	0,91	1,89	0,5	0,09	0,19	4,03
PM.E1.Yg	55,77	16,8	16,26	1,98	3,34	1,73	3,14	0,44	0,12	0,02	3,32
PF.E11.Yg	62,49	15,28	12,04	1,15	3,31	1,08	2,6	1,33	0,05	0,13	4,09
PM.E2.Yg	54,81	15,49	18,32	2,16	3,63	1,65	2,91	0,29	0,14	0,16	3,54
PF.E10.Yg	63,29	16,32	11,69	1,41	2,97	1,09	2,31	0,22	0,11	0,19	3,88
PK.E26.Yg	52,73	17,52	19,29	2,46	3,84	3,22	2,11	0,33	0,39	0,22	3,01
Moyenne Yg	57,77	16,14	15,57	1,82	3,57	1,81	2,42	0,63	0,17	0,14	3,60

Les éléments Si, Al et Fe (Tableau XVI) sont les plus abondants dans la formation de Donga. Leurs proportions sont respectivement 57,77%, 16,17% et 15,57% en moyennes. Les proportions les plus élevées de ces éléments sont respectivement dans les échantillons PF.E11.Yg (63,29%), PK.E26.Yg (17,52%) et PK.E26.Yg (19,29%).

Les éléments Ca, K, S et Ti ont quant à eux des proportions faibles, respectivement 1,82%, de 3,57%, 1,81% et de 2,42% en moyennes. L'élément K a la valeur la plus élevée dans l'échantillon PH.E42.Yg (5,02%). Les trois autres éléments, à savoir Mg, Mn et Ba sont en proportions très faibles, n'excédant pas en moyennes 0,7% (Tableau XIII).

La Figure 51 représente l'histogramme des différentes proportions des éléments majeurs dans la formation de Yogou.

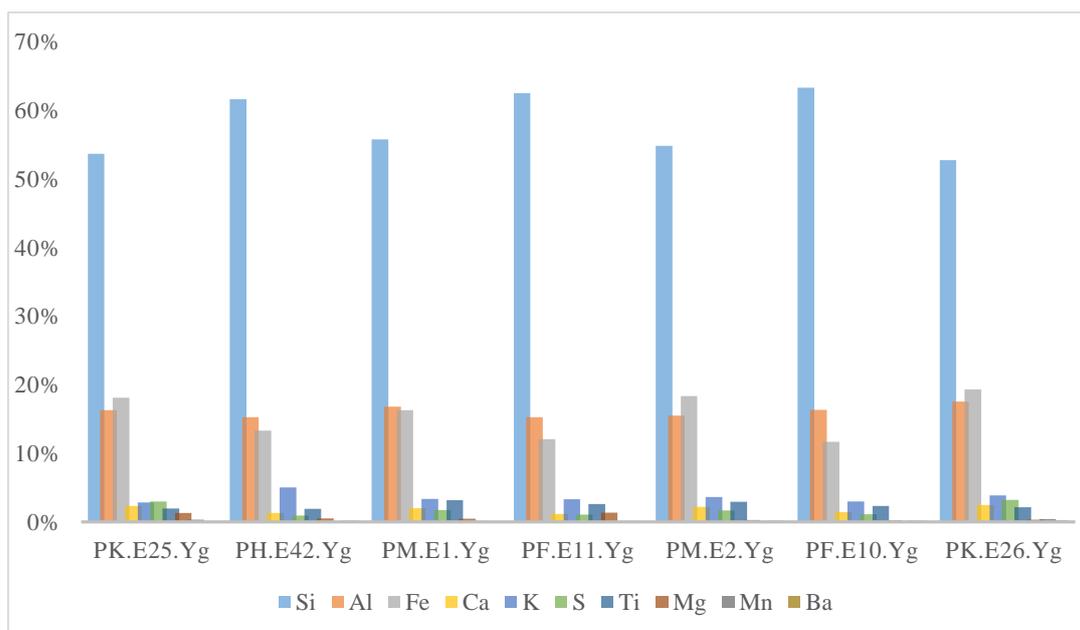


Figure 51 : Proportions des éléments majeurs dans les roches de la formation de Yogou

On remarque sur la Figure 51 que le silicium est l'élément le plus abondant dans la formation de Yogou.

La présence de l'élément Fe en proportion importante dans la formation de Yogou est soit due à la présence de la pyrite et la goethite soit due à des substitutions dans les structures octaédriques et tétraédriques respectivement de Al^{3+} par Fe^{2+} et de Si^{4+} par Al^{3+} ou Fe^{3+} , dans le matériau argileux. Ainsi, les teneurs relativement importantes des éléments K et Ca sont dues probablement à ces substitutions, entraînant ainsi un léger déficit de charge dans la structure, compensée par ces cations interfoliaires dans les sites tétraédriques et octaédriques.

VII.3.3. Rapports atomiques des éléments majeurs des roches des formations de Donga et Yogou

Les rapports Si/Al présentés dans les Tableau XII et Tableau XIII, varient de 2,16 à 3,76 avec une moyenne de 2,80 pour les échantillons de Donga et de 3,01 et 4,09 avec une moyenne de 3,60 pour les échantillons de Yogou (Figure 52).

La **Figure 52** représente l'histogramme des rapports atomiques Si/Al des éléments majeurs de la formation de Donga en couleur verte et de la formation de Yogou en couleur orange.

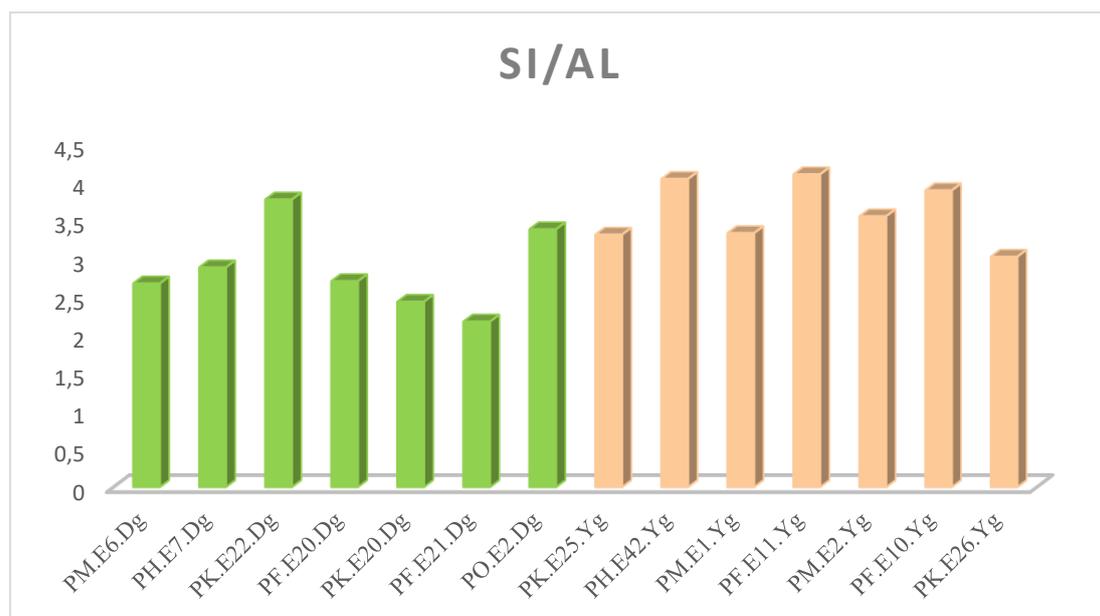


Figure 52 : Rapports atomiques (Si/Al) des éléments majeurs dans les roches des formations de Donga (verte) et de Yogou (orange)

Ces rapports appartiennent à la gamme des valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des argiles de types 2:1 (2 à 4). Ils sont nettement supérieurs à celui de la kaolinite standard (1,73 à 1,8). Cela peut être dû à la présence des minéraux siliceux, en particulier celle du quartz dans les roches des formations de Donga et Yogou.

L'abondance de silicium et d'aluminium d'une part et les rapports Si/Al relativement élevés d'autre part, fournis par la spectrométrie de fluorescence de rayon X, confirment la richesse en argile, en quartz et en muscovite des roches de ces formations. La teneur en fer importante confirme aussi la présence de la pyrite dans les échantillons des formations de Donga et Yogou. Ensuite, les teneurs relativement importantes des éléments S, Ti, Mg, Mn, et aussi Fe, Ca, et K confirment la présence des minéraux accessoires tels que le grenat, la sidérite, la goethite et l'anatase (Figure 39) dans la formation de Donga et la séricite, l'anatase et la goethite (Figure 41) dans la formation de Yogou. Elles confirment aussi la présence de la pyrite et de la muscovite dans ces deux formations.

En plus, les rapports Si/Al élevés, les teneurs en éléments K et Ca qui sont dues probablement à des substitutions dans les structures octaédriques et tétraédriques respectivement de Al^{3+} par Fe^{2+} et de Si^{4+} par Al^{3+} ou Fe^{3+} , nous renseignant sur la présence probable des minéraux argileux de type 2:1 (illite, smectite et chlorite), sont aussi en accord avec les résultats de

l'analyse minéralogique des fractions argileuses des formations de Donga et de Yogou qui révèlent la présence des minéraux argileux interstratifiés des types illite, smectite et chlorite.

Les compositions des éléments majeurs des échantillons analysés sont contrôlées principalement par les minéraux argileux plutôt que par les phases silicates non argileuses. Cette tendance est illustrée par les valeurs des rapports Si/Al, bien que la phase silicatée ne soit pas moins importante.

VII.3.4. Composition élémentaire en éléments traces des formations de Donga et de Yogou

Le Tableau XIV présente les proportions des éléments traces des roches brutes de Donga et de Yogou. Les éléments de ces roches sont constitués de zirconium (Zr), de chlore (Cl), de strontium (Sr), de chrome (Cr), de rubidium (Rb), de nickel (Ni), de phosphore (P), de cuivre (Cu), de zinc (Zn), de plomb (Pb), de vanadium (V) et de molybdène (Mo).

Tableau XIV : Composition élémentaire en éléments traces des roches brutes provenant des formations de Donga et de Yogou

Échant.	P	Cl	Mo	Zr	Sr	Rb	Pb	Zn	Cu	Ni	Cr	V	Co
PM.E6.Dg	0,12	0,18	0,003	0,033	0,028	0,012	0,004	0,022	0,028	0,028	0,016	0,053	0,0039
PH.E7.Dg	0,08	0,19	0,002	0,065	0,027	0,015	0,002	0,007	0,008	0,030	0,017	0,050	0,006
PK.E22.Dg	0,09	0,14	0,003	0,018	0,032	0,009	0,003	0,02	0,017	0,013	0,014	0,034	0,0022
PF.E20.Dg	0,15	0,06	0,000	0,067	0,027	0,006	0,003	0,011	0,011	0,025	0,008	0,052	0,0047
PK.E20.Dg	0,11	0,09	0,001	0,061	0,037	0,009	0,004	0,014	0,015	0,014	0,019	0,044	0,0031
PF.E21.Dg	0,07	0,06	0,000	0,064	0,023	0,006	0,000	0,007	0,007	0,018	0,016	0,040	0,0029
PK.E21.Dg	0,11	0,10	0,001	0,059	0,035	0,009	0,004	0,006	0,017	0,021	0,011	0,048	0,0041
PO.E2.Dg	0,18	0,21	0,002	0,043	0,046	0,008	0,003	0,005	0,008	0,019	0,016	0,043	0,0025
PK.E25.Yg	0,09	0,03	0,000	0,049	0,029	0,008	0,005	0,008	0,009	0,012	0,020	0,041	0,0023
PH.E42.Yg	0,20	0,13	0,002	0,083	0,022	0,012	0,005	0,006	0,007	0,011	0,019	0,039	0,0054
PM.E1.Yg	0,14	0,17	0,002	0,094	0,022	0,009	0,004	0,004	0,005	0,027	0,019	0,070	0,0023
PF.E10.Yg	0,10	0,11	0,000	0,109	0,014	0,008	0,005	0,008	0,009	0,017	0,016	0,046	0,0033
PM.E2.Yg	0,16	0,21	0,002	0,084	0,020	0,008	0,002	0,003	0,006	0,015	0,009	0,052	0,002
PF.E11.Yg	0,18	0,13	0,001	0,098	0,014	0,007	0,000	0,016	0,005	0,012	0,010	0,045	0,0023
PK.E26.Yg	0,12	0,03	0,001	0,051	0,031	0,009	0,002	0,012	0,011	0,017	0,013	0,053	0,004

Ces résultats (Tableau XIV) montrent que les éléments en traces des échantillons des formations de Donga et de Yogou ont des concentrations inférieures à 5000 ppm.

VII.4. Identification des fonctions chimiques caractéristiques des minéraux présents dans les roches

Les résultats de la Spectroscopie Infrarouge présentant les fonctions caractéristiques des principaux minéraux dans les roches des formations de Donga et Yogou ont varié en fonction des secteurs d'étude.

VII.4.1. Identification des fonctions chimiques caractéristiques des minéraux présents dans la formation de Donga

Les spectres infrarouges des échantillons de formation de Donga sont présentés sur la Figure 53. Ils représentent l'absorbance (unité arbitraire) en fonction du nombre d'ondes (cm^{-1}).

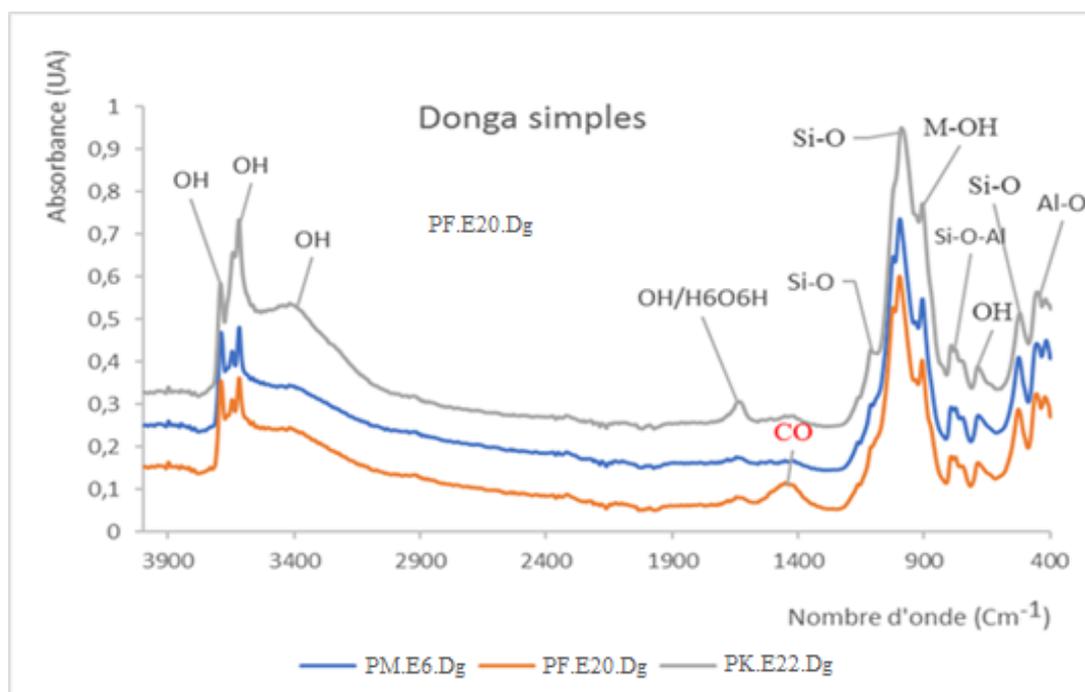


Figure 53 : Spectres infrarouges des échantillons des roches de la formation de Donga

Ces spectres présentent des allures semblables. Les différences observées dans la forme et la position des raies et des bandes d'absorption peuvent être liées à l'agencement des diverses couches de minéraux en feuillets (minéraux argileux).

Dans la formation de Donga, ces spectres présentent une forte et large bande centrée en $1004,34 \text{ cm}^{-1}$ correspondant au mode d'élongation de vibration Si-O de la kaolinite. Des raies

moyennement intenses à 459,3 et à 526,7 cm^{-1} caractérisent respectivement les vibrations d'élongation de Al-O propres à l'illite et de déformation de Si-O des smectites. À cela s'ajoutent les bandes situées à 694,1 cm^{-1} qui caractérisent la vibration de déformation des hydroxyles (OH) dans les minéraux argileux trioctaédriques en général. Cependant, les raies fines et peu intenses au nombre d'onde 790 cm^{-1} sont dues à la présence du quartz dans les échantillons. De même, les épaulements vers 914,5 cm^{-1} observés pour chaque échantillon, résultent du mode de vibration de déflexion de Al-Al-OH / Al-Mg-OH (M-OH sur les spectres) peu prononcé, caractéristiques des montmorillonites Al, Fe et Mg. La bande centrée à 1465,69 cm^{-1} moyennement épaisse de vibration d'élongation de C-O correspond à la présence du carbonate de calcium CaCO_3 . Les bandes de vibrations d'élongation H-O et de déformation H-O-H dans les molécules d'eau absorbées ou présentes dans les cavités de la structure des matériaux argileux sont observables à 1624,92 cm^{-1} . Des larges bandes peu intenses et centrées à 3417,2 cm^{-1} sont dues aux modes des vibrations d'élongations symétriques et asymétriques des OH de l'eau adsorbée sur la surface ou intercalée dans l'espace interfoliaire. Les raies moins intenses à 3621,36 cm^{-1} puis, à 3692,8 cm^{-1} correspondent à la région des modes d'élongation des OH structuraux dans la couche octaédrique caractéristique de la kaolinite.

VII.4.2. Identification des fonctions chimiques caractéristiques des minéraux de la formation de Yogou

La Figure 54 présente des spectres infrarouges à allure comparable des échantillons des roches de la formation Yogou.

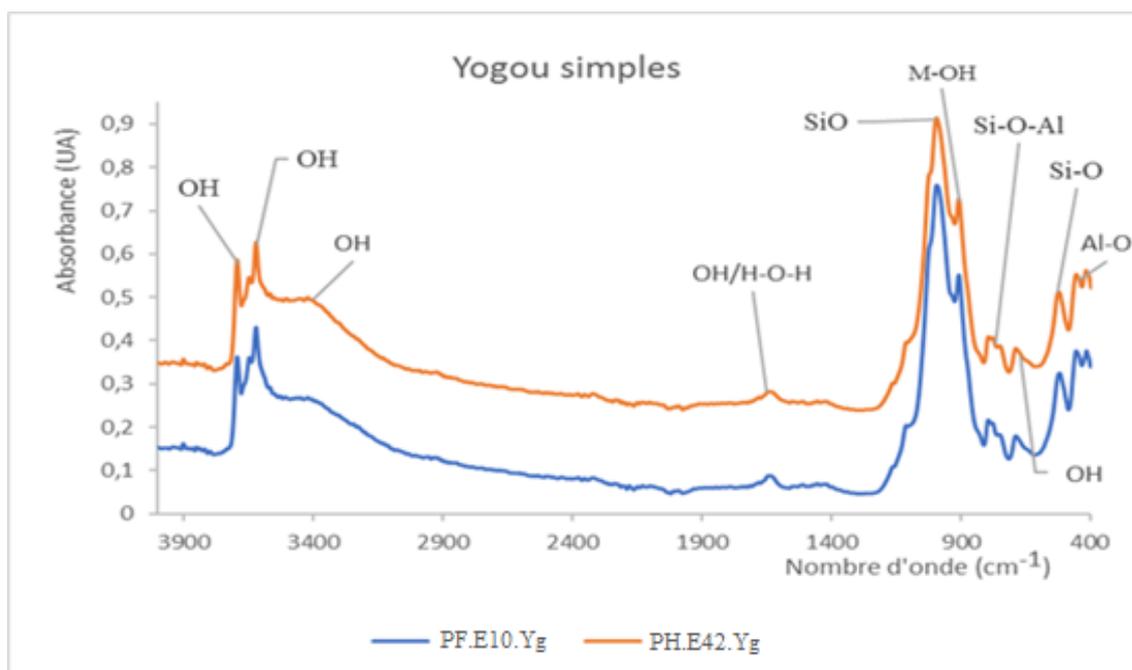


Figure 54 : Spectres infrarouges des échantillons des roches de la formation de Yogou

On observe que les différentes fonctions caractéristiques des minéraux présents, présentent différents modes des vibrations à différentes fréquences dans la région infrarouge du spectre électromagnétique de cette formation (Figure 54). En effet, les spectres d'absorption obtenus sur les échantillons de la formation de Yogou sont caractérisés par la présence d'une forte et large bande centrée en $998,2 \text{ cm}^{-1}$ attribuée au mode de vibration d'élongation de Si-O de la kaolinite. Les vibrations d'élongation de Al-O propres à l'illite et de déformation de Si-O des smectites sont respectivement observées sur les spectres électromagnétiques aux raies moyennement intenses de 461 et de $528,7 \text{ cm}^{-1}$. Les bandes situées à environ $698,1 \text{ cm}^{-1}$ caractérisent la vibration de déformation des hydroxyles (OH) dans les minéraux argileux trioctaédriques en général. La présence du quartz dans les échantillons est marquée par les raies fines et peu intenses au nombre d'onde 790 cm^{-1} . Les épaulements vers $910,4 \text{ cm}^{-1}$ observés dans chaque spectre, résultent du mode de vibration de déflexion de Al-Al-OH / Al-Mg-OH (M-OH sur le spectre) peu prononcé, caractéristique des montmorillonites Al, Fe et Mg. La quantité d'eau adsorbée dans les formations ou présente dans les cavités de la structure des minéraux argileux est observable au nombre d'onde $1647,4 \text{ cm}^{-1}$, relatif aux bandes de vibrations d'élongation H-O et de déformation H-O-H. Les bandes larges et peu intenses centrées à $3423,4 \text{ cm}^{-1}$ sont dues aux modes des vibrations d'élongations symétriques et asymétriques des OH de l'eau adsorbée sur la surface ou intercalée dans l'espace interfoliaire des minéraux argileux. Les raies moins intenses à $3623,4 \text{ cm}^{-1}$ et puis, à $3694,9$

cm^{-1} correspondent à la région des modes d'élongation des OH structuraux dans la couche octaédrique caractéristiques de la kaolinite.

On constate également que les allures de tous les spectres obtenus sur les échantillons de la formation de Yogou sont quasiment similaires (Figure 54). Les différences observées dans la forme et la position des raies et des bandes d'absorption peuvent être liées soit à l'abondance des minéraux, soit à la différence d'empilement des diverses couches de minéraux en feuillets (minéraux argileux).

VII.4.3. Interprétation des spectres IR des roches des formations de Donga et Yogou

Le Tableau XV représente l'interprétation des spectres IR des roches des formations de Donga et Yogou. L'on distingue les minéraux suivants : Illite, smectite, quartz, kaolinite, CaCO_3 et montmorillonite.

Tableau XV : Interprétation des spectres IR des formations de Donga et Yogou

Raies / Bandes (cm^{-1})		Type de fonctions	Mode de vibrations	Minéraux
Donga	Yogou			
459,3	461	Al-O	Déformation	Illite
526,7	528,7	Si-O	Déformation	Smectite
694,1	698,1	OH	Déformation	Minéral trioctaédrique
790	790	Quartz	Élongation	Quartz
914,5	910,4	Al-Al-OH / Al-Mg-OH	Déflexion	Smectite (Al. Fe. Mg)
1004,3	998,2	Si-O	Élongation	Kaolinite
1465,7	-----	C-O	Élongation	CaCO_3
1624,9	1647,4	OH / H-O-H	Élong. / Défor.	H_2O Interfoliaire
3417,2	3423,4	O-H	Élongation	Montmorillonite
3621,4	3623,4	O-H	Élongation	Smectite OH de Al octaèdre ou OH structuraux
3692,8	3694,9	O-H	Élongation	Kaolinite

Les échantillons provenant des formations de Donga et Yogou ont montré des spectres très proches en raison de la présence des fonctions caractéristiques identiques (Tableau XV). Cependant, le CaCO_3 qui se manifeste dans les échantillons de la formation de Donga par la présence d'une bande située à $1465,7 \text{ Cm}^{-1}$ caractéristique de liaison de la fonction C-O avec un mode de vibration d'élongation (Tableau XV) est absent dans tous les échantillons de la formation de Yogou.

En résumé, les raies et bandes d'absorption observées sur les échantillons de Donga (Figure 53, Tableau XV) et Yogou (Figure 54, Tableau XV) sont relatives aux liaisons des fonctions chimiques caractéristiques des minéraux argileux de types 1:1 (kaolinite), de type 2:1 (illite, smectite et chlorite), du quartz et du carbonate (Donga). Elles sont caractérisées par les modes de vibration d'élongation O-H des eaux de structure, de vibration de déformation H-O-H des eaux adsorbées, de vibration de valence Si-O, de vibration de déformation Si-O, de vibration de déformation Al-O, de vibration de déflexion Al-Al-OH / Al-Mg-OH et le mode de vibration d'élongation C-O pour la formation de Donga.

Ces résultats sont en accord avec ceux trouvés par les analyses DRX et FRX. Ils confirment donc la présence du quartz, de la kaolinite, de la smectite, de l'illite et de la chlorite (minéral argileux trioctaédrique) dans les échantillons des roches étudiées.

VII.5. Évaluation des Surfaces spécifiques des roches de formations de Donga et Yogou

Le Tableau XVI présente les surfaces spécifiques des échantillons des formations de Donga et Yogou déterminées par la méthode BET.

Tableau XVI : Surfaces spécifiques des échantillons des roches provenant des formations de Donga et Yogou (BET)

Échantillons	Surface spécifiques
PK.E20.Dg	530,40 m^2/g
PM.E6.Dg	471,30 m^2/g
PK.E25.Yg	464,90 m^2/g
PK.E26.Yg	477,20 m^2/g

Les valeurs de la surface spécifique sont respectivement de 530,40 m²/g et 471,30 m²/g pour la formation de Donga et de 464,90 m²/g et 477,20 m²/g la formation de Yogou. Selon la littérature (Mayer, 1994b, 1999 ; Audiguier *et al.*, 2007), ces valeurs de la surface spécifique sont élevées. Toutefois, la surface des minéraux présents dans les sédiments est considérablement plus élevée que ce que l'on pourrait prévoir d'après la taille des grains, en raison de la rugosité de la surface des particules minérales. Cette rugosité de la surface peut être exprimée en termes de distribution de la taille des pores, en calculant la surface associée aux pores de différentes tailles (les micropores sont < 2 nm, les mésopores sont 2-50 nm et les macropores sont > 50 nm de largeur). Cependant, ces valeurs relativement grandes, confèrent à ces formations un rôle important dans les processus naturels de préservation des molécules organiques et inorganiques car elles peuvent adsorber ces molécules organiques et inorganiques sur leurs interfaces.

VII.6. Identification des structures et de la composition chimique et en oxyde

VII.6.1 Identification des structures des roches des formations de Donga et Yogou

Les micrographies obtenues par la MEB des échantillons des roches provenant des formations de Donga et Yogou sont présentées à la Figure 55. Elles montrent la disposition des particules ainsi que leurs formes selon les différents degrés d'agrandissement.

Les formations de Donga et Yogou sont principalement composées d'argiles et de quartz. La plupart des minéraux argileux observés (Figure 55), ont des formes subangulaires et peu contrastées. Ainsi, on observe de la pyrite authigène (P), des grains de quartz détritiques (Q) noyés dans une matrice argileuse consolidée et revêtus par des matériaux illitiques (I), quelques fois chloritiques (C) et des interstratifiés illite-smectite (I-S) (Figure 55 a, b, e et f). Les pores entre les grains du quartz sont partiellement remplis par la kaolinite en forme pseudo-hexagonale et par les interstratifiés illite-smectite (I-S) et chlorite-smectite (C-S).

On observe aussi la kaolinite plate, des chlorites en éventails et des micropores dans les remplissages des pores (Figure 55). En plus des minéraux de sulfure de fer (pyrite) en amas (Figure 55 c) et partiellement recouvert des minéraux argileux (Figure 55 d) ont été observés.

Les micrographies de la Figure 55 (a, b, e et f) montrent des particules d'argile formant des blocs et feuillets aux contours irréguliers et quelques amas d'agrégats dus aux autres minéraux associés. Cette morphologie est caractéristique de la kaolinite mal cristallisée.

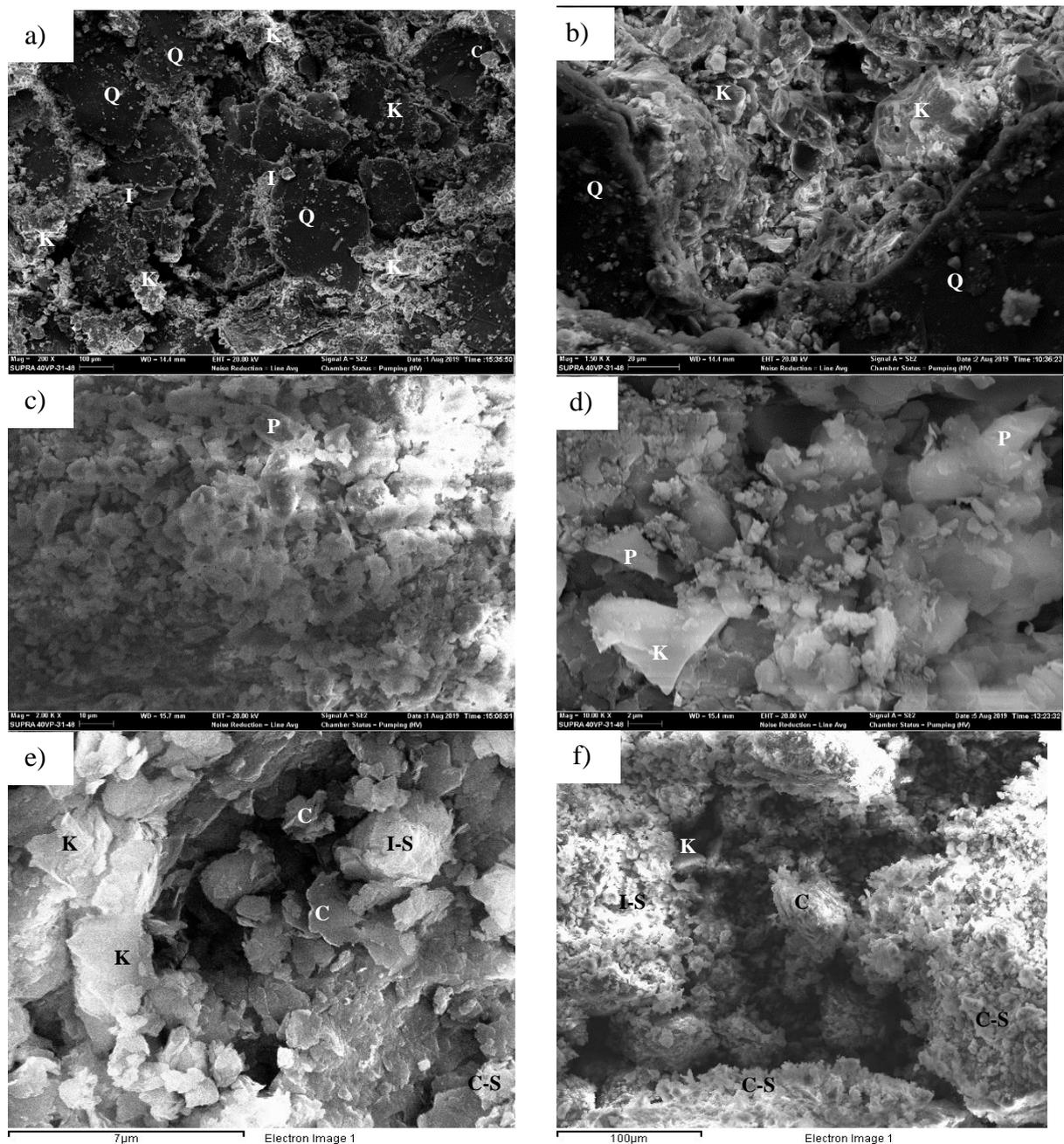


Figure 55 : Images MEB des roches des formations de Donga et Yogou : a) PH.E42.Yg à 100 μ ; b) - PH.E43.Yg à 20 μ ; c) - PH.E7.Dg à 7 μ ; d) - PO.E2.Dg à 7 μ ; e) - PK.E25.Yg à 7 μ et f) - PH.E9.Dg à 100 μ .

C : Chlorite ; **K** : Kaolinite ; **Q** : Quartz ; **I-S** : Illite/Smectite ; **P** : Pyrite authigène ; **I** : Illite

VII.6.2. Identification de la composition chimique et en oxyde des roches des formations de Donga et Yogou

Les images et les spectres de dispersion énergétique correspondants des échantillons des formations de Donga et Yogou sont présentés sur les Figure 56, Figure 57, Figure 58 et Figure 59.

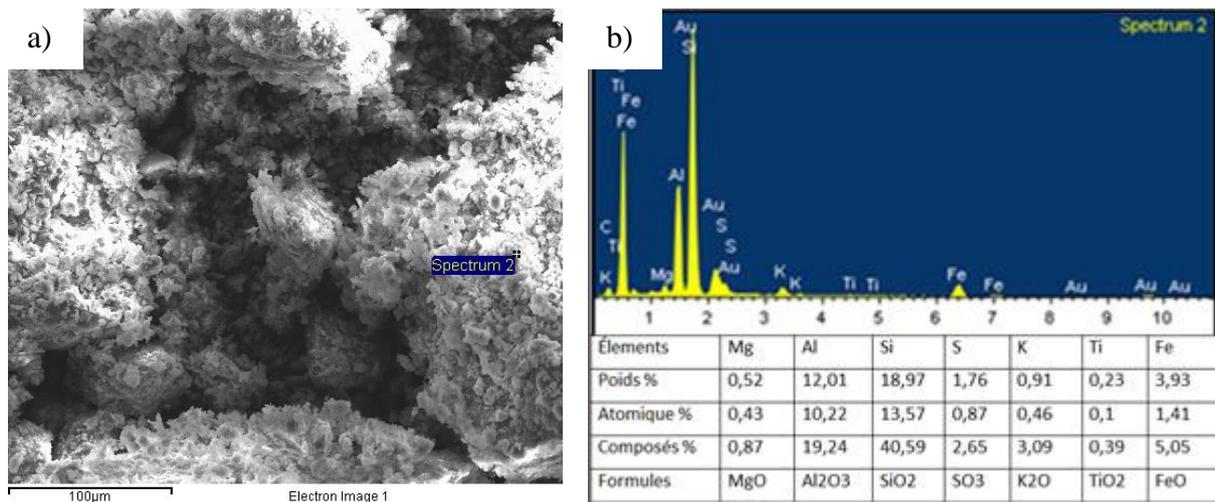


Figure 56 : Images MEB et EDS : (a) micrographies MEB et (b) Spectres EDS de l'échantillon PK.E20.Dg de roche de la formation de Donga.

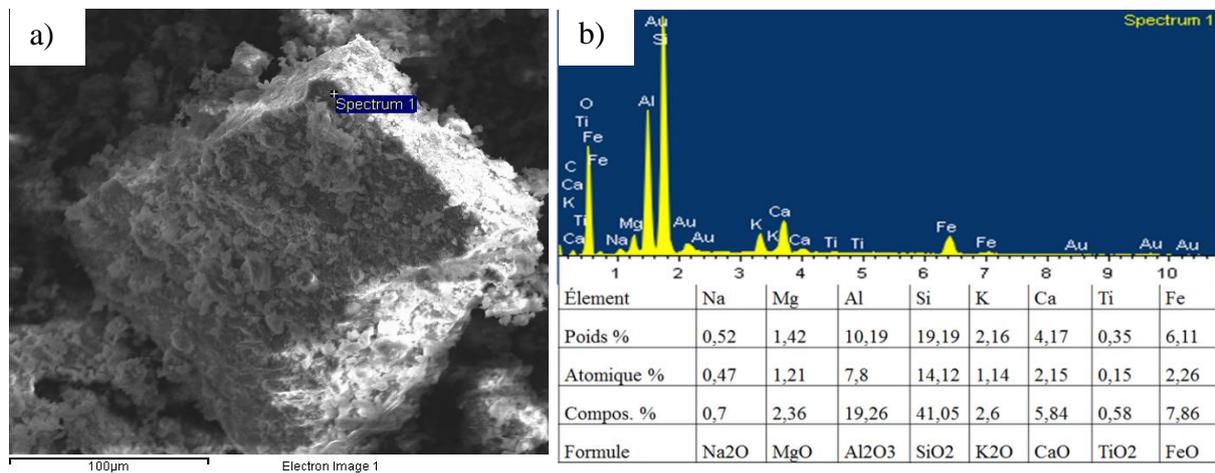


Figure 57 : Images MEB et EDS : (a) micrographies MEB et (b) Spectres EDS de l'échantillon PK.E21.Dg de roche de la formation de Donga.

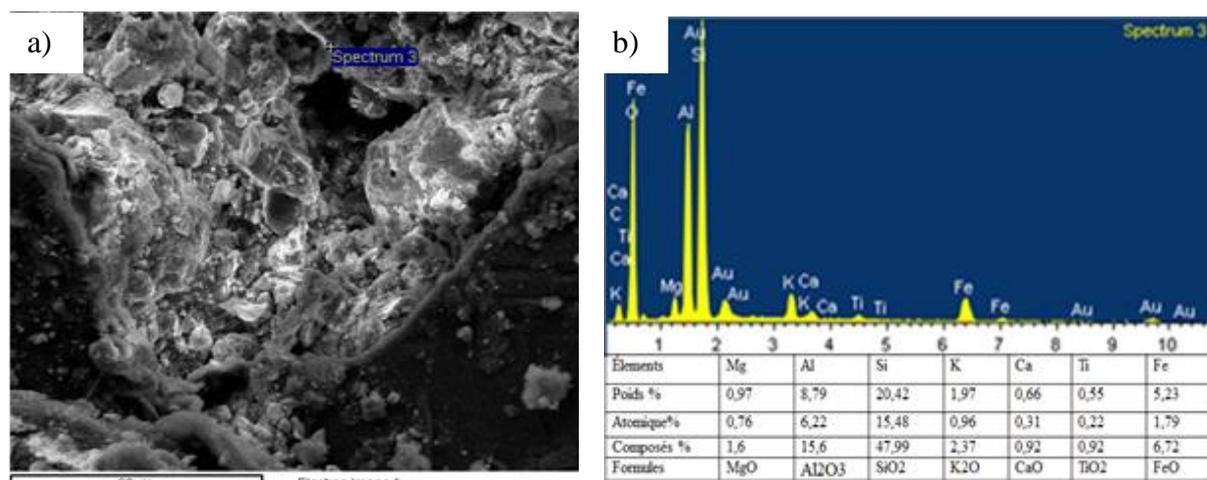


Figure 58 : Images MEB et EDS : (a) micrographies MEB et (b) Spectres EDS de l'échantillon PK.E26.Yg de roche de la formation de Yogou.

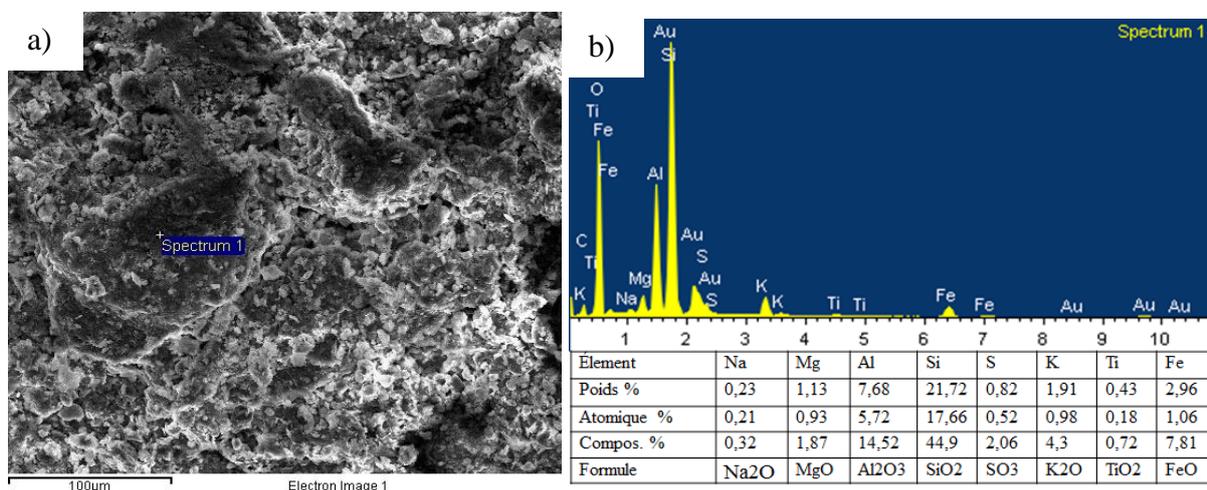


Figure 59 : Images MEB et EDS : (a) micrographies MEB et (b) Spectres EDS de l'échantillon PM.E1.Yg de roche de la formation de Yogou.

On remarque que la majorité des pics des éléments présents dans les spectres EDS, tels que le silicium (Si), l'aluminium (Al), le magnésium (Mg), le fer (Fe), le sodium (Na), le potassium (K), le calcium (Ca), le titane (Ti) et le soufre (S), sont des éléments communs observés à l'aide de la DRX et de la FRX.

Les éléments or (Au) et carbone (C) proviennent de la grille support des échantillons lors de l'analyse. Les principaux éléments identifiés à l'aide de la spectrométrie de dispersion d'énergie sont présentés dans le Tableau XVII et Figure 60 et les oxydes dans le Tableau XVIII et Figure 61 ci-dessous.

Les éléments Fe et Mg sont uniformément répartis sur les particules d'argile et sont interprétés comme des substituants dans le réseau cristallin d'argiles et dans le dépôt de grains nanocristallins des minéraux associés (pyrite, goethite, ...).

VII.6.2.1 Éléments chimiques majeurs

Le Tableau XVII présente les proportions des éléments majeurs de l'analyse EDS. Les éléments Si, Al et Fe sont les plus abondants avec des proportions moyennes respectivement de 19,08%, de 11,10% et de 5,02% dans la formation Donga et de 21,07%, de 8,24% et 4,1% dans la formation de Yogou. Ils viennent après les éléments Ca avec 2,09% et K avec 1,54% pour Donga. Dans la formation de Yogou, ces éléments ont respectivement 1,05% et 1,94%. Les éléments Ti, Mg, S et Na sont en proportions très faibles, n'excédant pas en moyennes 1% (Tableau XVII). Les rapports Si/Al ont des valeurs 1,58 et 1,88 pour la formation Donga et 2,32 et 2,83 pour la formation de Yogou (Tableau XVII).

Tableau XVII : Éléments majeurs d'analyse EDS des échantillons de Donga et Yogou

Éléments	Al	Si	Fe	K	Ti	Ca	Mg	Na	S	Si/Al
Échant.	Poids %									Ratio
PK.E20.Dg	12,01	18,97	3,93	0,91	0,23	0	0,52	0	1,76	1,58
PK.E21.Dg	10,19	19,19	6,11	2,16	0,35	4,17	1,42	0,52	0	1,88
PK.E26.Yg	8,79	20,42	5,23	1,97	0,55	0,66	0,97	0	0	2,32
PM.E1.Yg	7,68	21,72	2,96	1,91	0,43	0	1,13	0,23	0,82	2,83
Moyenne Dg	11,10	19,08	5,02	1,54	0,29	2,09	0,97	0,26	0,88	1,73
Moyenne Yg	8,24	21,07	4,10	1,94	0,49	0,33	1,05	0,12	0,41	2,58

L'analyse EDS montrent que les rapports Si / Al sont compris entre 1 et 3 (Figure 60), ce qui indique la prédominance de la kaolinite contre une présence des argiles de type 2:1 en quantité relativement faible, telles que la smectite et l'illite et des minéraux siliceux.

La Figure 60 représente l'histogramme des différentes proportions des éléments majeurs obtenus par l'analyse EDS dans les formations de Donga et Yogou.

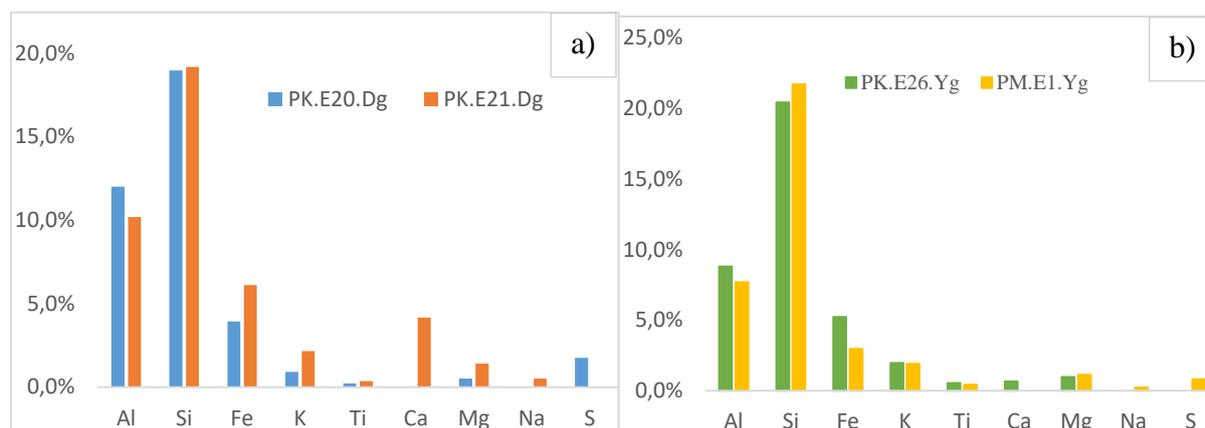


Figure 60 : Éléments majeurs d'analyse EDS des échantillons provenant des formations de Donga (a) et Yogou (b)

Sur cette figure, on remarque l'abondance des éléments Si, Al et Fe dans les deux formations.

VII.6.2.2 Oxydes des roches des formations de Donga et Yogou

La proportion des oxydes contenus dans les roches provenant des formations de Donga et Yogou est présentée dans le Tableau XVIII. Ces oxydes comprennent l'oxyde de silicium (SiO_2), l'oxyde d'aluminium (Al_2O_3), monoxyde de fer (FeO), l'oxyde de potassium (K_2O), l'oxyde de titane (TiO_2), monoxyde de calcium (CaO), oxyde de magnésium (MgO), l'oxyde de sodium (Na_2O) et l'oxyde de soufre (SO_3).

Tableau XVIII : Oxydes de l'analyse EDS des échantillons de Donga et Yogou

Éléments	Al_2O_3	SiO_2	FeO	K_2O	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	SO_3	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$
Échant.	Poids %									Ratio
PK.E20.Dg	19,24	40,59	5,05	3,09	0,39	0	0,87	0	2,65	2,11
PK.E21.Dg	19,26	41,05	7,86	2,6	0,58	5,84	2,36	0,7	0	2,13
PK.E26.Yg	15,6	47,99	6,72	2,37	0,92	0,92	1,6	0	0	3,08
PM.E1.Yg	14,52	44,9	7,81	4,3	0,72	0	1,87	0,32	2,06	3,09
Moyenne Dg	19,25	40,82	6,46	2,85	0,49	2,92	1,62	0,35	2,65	2,12
Moyenne Yg	15,06	46,45	7,27	3,34	0,82	0,46	1,74	0,16	1,03	3,08

Il ressort que SiO_2 est l'oxyde le plus abondant, dont la proportion moyenne est de 40,82% pour Donga et de 46,45% pour Yogou (Figure 61). Il est suivi de Al_2O_3 . La moyenne des proportions de cet élément est de 19,25% pour Donga et 15,06% pour Yogou. Il est donc moins abondant dans cette dernière formation (Figure 61). L'oxyde FeO est aussi moyennement abondant dans ces formations. Ces proportions moyennes sont respectivement de 6,46% et 7,27% dans les formations de Donga et Yogou. Viennent en dernier dans l'ordre d'abondance respectivement le K_2O (2,85% et 3,34%) ; le MgO (1,62% et 1,74%), SO_3 (2,65% et 1,03%), le Ti_2O (0,49% et 0,82%) et Na_2O (0,35% et 0,16) dans les formations de Donga et Yogou.

La Figure 61 représente l'histogramme des proportions des oxydes obtenus par l'analyse EDS sur les échantillons des formations de Donga et Yogou.

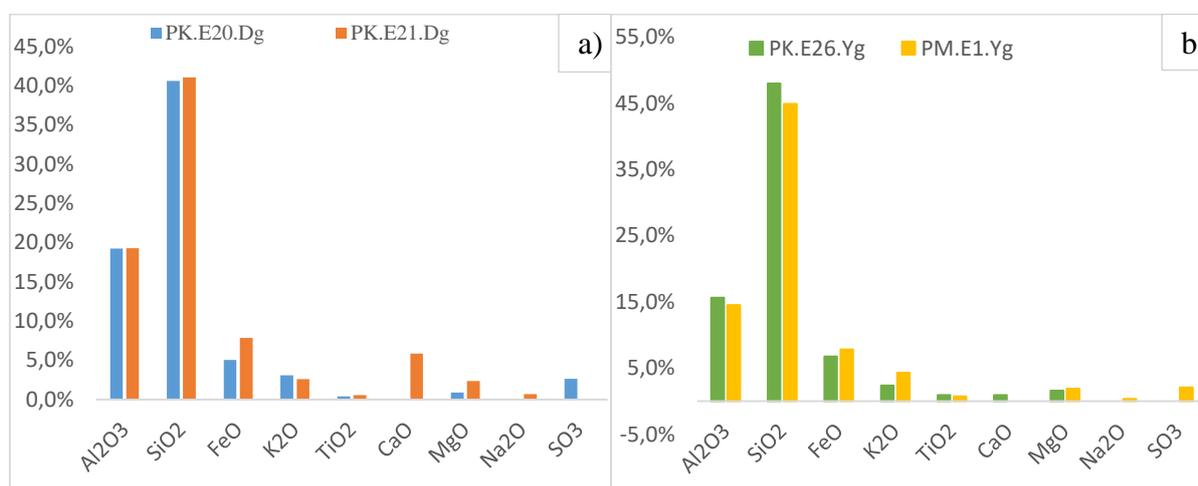


Figure 61 : Oxydes des échantillons des formations de Donga (a) et Yogou (b)

Sur cette figure, on remarque aussi l'abondance des proportions des oxydes SiO_2 , Al_2O_3 et FeO dans les deux formations. C'est qui est conforme avec les proportions des éléments majeurs EDS.

Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des valeurs moyennes 2,12 et 3,08 (Tableau XVIII), respectivement pour Yogou et Donga sont nettement supérieures à celui de la kaolinite standard qui varie entre 1,73 et 1,8.

La Figure 62 représente l'histogramme des différentes valeurs des rapports des éléments majeurs et des oxydes obtenus par l'analyse EDS des échantillons issus des formations Donga et Yogou.

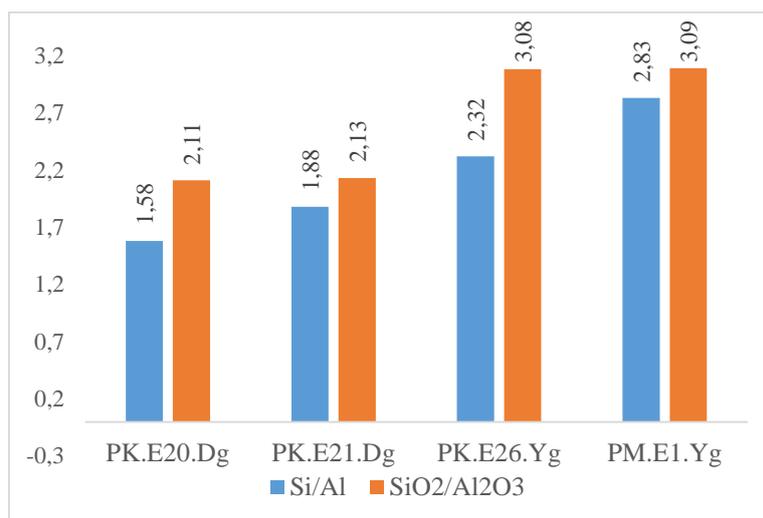


Figure 62 : Rapports Si/Al et SiO₂/Al₂O₃ des éléments majeurs d'analyse EDS des échantillons issus des formations de Donga et Yogou

On remarque sur la Figure 62 que les valeurs des rapports Si/Al et SiO₂/Al₂O₃ sont supérieures à celles de la kaolinite standard à l'exception de l'échantillon PK. E20. Dg (Si/Al=1,58). Cela est en accord avec les rapports Si/Al, les résultats de DRX et les résultats de FRX qui révèlent la présence des minéraux siliceux, en particulier, du quartz et des argiles de type 2:1, telles que la smectite et l'illite dans les roches des formations de Donga et Yogou. Enfin, la composition minéralogique des roches provenant des formations de Donga et Yogou, montre qu'elles sont dominées par des argiles, et contiennent des minéraux silicatés associés à la pyrite et la goethite. Cependant, les fractions argileuses de ces roches sont prédominées par la kaolinite et des minéraux interstratifiés.

Conclusion partielle

La description lithostratigraphique réalisée sur les formations de Donga et Yogou a révélé que :

1. La formation de Donga est composée des argiles, des argiles sableuses de couleur variable, de siltite et de lignite de faible qualité. Elle contient aussi des traces d'anhydrite et de la pyrite
2. La formation de Yogou est constituée des argiles de couleur aussi variable, du grès incolore, très fin à moyen, subanguleux à subarrondi à matrice argileuse, devenant modérément argileuse par endroit, de siltite et des traces de lignite, de la pyrite.

Au plan minéralogique, les roches issues des formations de Donga et Yogou sont respectivement constituées en proportion importante d'argile (47,70% et 38,85 % en

moyenne) et de quartz (24,16% et 30,65 % en moyenne) associés à des minéraux comme la muscovite (6,95% et 8,46 % en moyenne) et la pyrite (11,51 et et 8,90 % en moyenne). Ces fractions argileuses sont dominées par la kaolinite (47,53% et 60,34 % en moyenne). Elles sont associés à des interstratifiés à deux feuillets illite-smectite (29,25 %), chlorite-illite (13,17 %), smectite-illite (5,38 %) et chlorite-smectite (3,97 %). De plus, la fraction argileuse des échantillons de la formation de Yogou contient des interstratifiés à trois feuillets illite-smectite-chlorite (21,17 %) et smectite-illite-chlorite (18,49 %). Ces résultats ont été vérifiés et confirmés par les analyses FRX, IR et MEB/EDS. Enfin, les roches des formations de de Donga et Yogou sont caractérisées par des surfaces spécifiques relativement élevées.

La présence de la pyrite en proportion non négligeable et la présence de minéraux interstratifiés illite-smectite et illite-smectite-chlorite ainsi que les surfaces spécifiques relativement élevées, confèrent à ces roches un risque de gonflement. Il est donc important de mener une étude sur le potentiel de gonflement de ces roches pour évaluer le taux de gonflement relatif au type de fluide de forage utilisé pour limiter les risques de coïncement de la garniture ou de l'outil de forage pendant les opérations de forage.

CHAPITRE VIII : ANALYSE CORRÉLATIVE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES

Les études statistiques des éléments majeurs et traces sont basées sur l'intégration des données de la géochimie minérale élémentaire (éléments traces et éléments majeurs) des roches des formations de Donga et Yogou.

VIII.1. Analyse en composantes principales des éléments chimiques des roches de Donga

Les éléments chimiques présents dans les échantillons de Donga ont été représentés sur les deux premiers axes (DIM 1 et DIM 2) de l'analyse en composantes principales (ACP) avec un pourcentage de 57,2% (Figure 63) ; ce qui est suffisant pour l'interprétation des données. Les résultats de l'ACP et des corrélations multiples ont permis d'établir des relations entre ces éléments en les regroupant en quatre classes : classe 1, classe 2, classe 3 et classe 4.

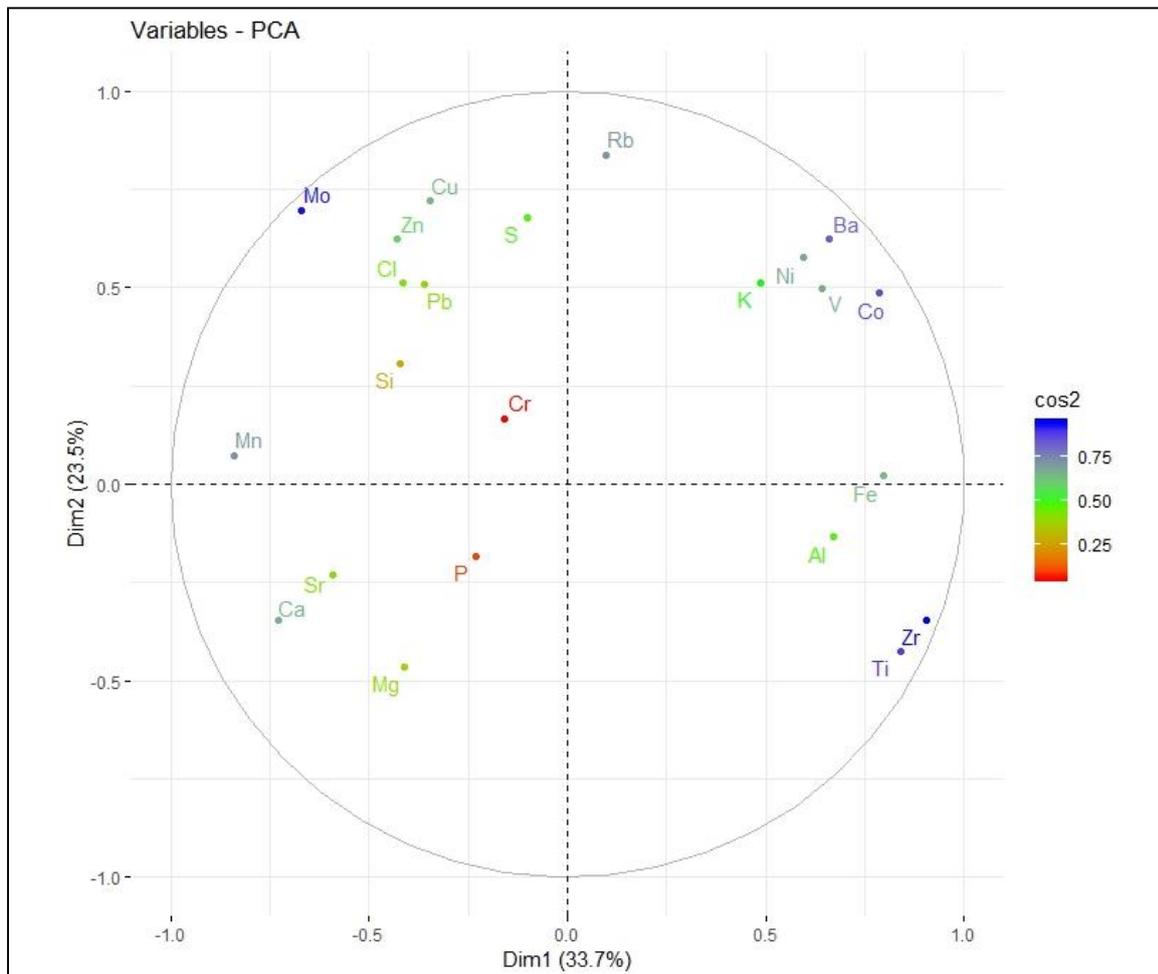


Figure 63 : ACP des éléments chimiques de la formation de Donga

VIII.2. Corrélations multiples des éléments chimiques présents dans la formation de Donga

La classe 1 est composée de Rb, Ba, Ni, V, Co et K (Tableau XIX). Cette classe est influencée par les zones positives des axes Dim1 et Dim2. L'élément Rb est plutôt expliqué seulement par le côté positif de l'axe Dim2. Ces éléments forment des corrélations positives faibles (V_K et Rb_V), moyennes (Rb_Ni, Rb_Co, Ni_K et Rb_Ba) et fortes (Rb_K, Ni_V, Ni_Co, Ni_Ba, V_Co, V_Ba, Co_K et K_Ba) voire même très fortes (Co_Ba). Les corrélations faibles et moyennes ont des valeurs de $r < 0,7$. Dans ces corrélations, la variance d'un élément affecte l'autre à 36%. Ces éléments proviennent donc de plusieurs minéraux. Par contre, les corrélations fortes ($0,7 < r < 0,9$) et très fortes ($0,9 < r < 1$) montrent de forts liens entre les éléments chimiques. La variance d'un élément influence à plus 50% la variance de l'autre. Elle peut aller jusqu'à 90 (Co_Ba) ; ces deux éléments proviennent donc du même minéral. Les éléments chimiques ayant de forte corrélation suggèrent qu'ils se trouvent dans au moins un même minéral, la présence de l'un conditionne celle de l'autre dans les échantillons étudiés. La classe 1 comporte des éléments chimiques issus des minéraux argileux, des minéraux détritiques et des minéraux lourds présents dans les échantillons de Donga.

Tableau XIX : Corrélation positive des éléments de la classe 1

	Rb	Ni	V	Co	K	Ba
Rb	1	0,563	0,367	0,575	0,794	0,615
Ni	0,563	1	0,867	0,862	0,581	0,868
V	0,367	0,867	1	0,776	0,369	0,878
Co	0,575	0,862	0,776	1	0,825	0,952
K	0,794	0,581	0,369	0,825	1	0,742
Ba	0,615	0,868	0,878	0,952	0,742	1

La classe 2 renferme plus d'éléments chimiques (Tableau XX) : Cl, Mo, Pb, Zn, Cu, Cr, Si, S et Mn. Ces éléments ont des corrélations positives ou négatives qui sont très faibles à très fortes. Les corrélations les plus significatives par ordre croissant sont Zn_S, Zn_Mn, Ci_Mo, Cu_S et Zn_Cu. Ces éléments s'influencent l'un et l'autre à plus de 54%. Les deux dernières corrélations vont jusqu'à plus de 86%. Ces éléments proviennent en partie du même minéral ou du même environnement de dépôt. Selon Craigie (2018), ces éléments proviennent d'un

environnement anoxique (pauvre en oxygène). Ils sont donc liés à la matière organique d'où la présence du soufre dans le milieu. Dans cette classe, on remarque la présence du silicium dont la corrélation avec les autres éléments est très faible ; ceci suggère une influence du quartz durant l'analyse au FRX dont une partie du silicium des autres minéraux s'étant faiblement exprimée.

Tableau XX : Corrélation des éléments de la classe 2

	Cl	Mo	Pb	Zn	Cu	Cr	Si	S	Mn
Cl	1	0,806	0,317	0,021	0,199	0,376	0,171	0,177	-0,006
Mo	0,806	1	0,488	0,566	0,602	0,317	0,53	0,424	0,492
Pb	0,317	0,488	1	0,589	0,662	0,01	-0,006	0,56	0,416
Zn	0,021	0,566	0,589	1	0,928	-0,038	0,394	0,738	0,746
Cu	0,199	0,602	0,662	0,928	1	0,074	0,111	0,925	0,574
Cr	0,376	0,317	0,01	-0,038	0,074	1	-0,016	0,192	-0,112
Si	0,171	0,53	-0,006	0,394	0,111	-0,016	1	-0,219	0,476
S	0,177	0,424	0,56	0,738	0,925	0,192	-0,219	1	0,285
Mn	-0,006	0,492	0,416	0,746	0,574	-0,112	0,476	0,285	1

Classe 3 comprend les minéraux suivant (Tableau XXI) : P, Sr, Ca et Mg. Ils sont expliqués par les côtés négatifs des axes Dim1 et Dim2. Les corrélations entre les éléments Ca, Mg et Sr sont fortement positives. Ils s'influencent à 55% (Ca_Sr), 68% (Ca_Mg) et 75% (Mg_Sr). Ces éléments proviennent en grande partie des carbonates. Le Phosphore établit une corrélation moyenne avec les trois autres éléments dont l'influence reste inférieure à 47%. Il ne provient pas du même minéral que les autres éléments mais du même environnement de dépôt qui est ici *in situ*. Il pourrait provenir des phosphates.

Tableau XXI : Corrélations positives des éléments de la classe 3

	P	Sr	Ca	Mg
P	1	0,684	0,67	0,676
Sr	0,684	1	0,742	0,87
Ca	0,67	0,742	1	0,828
Mg	0,676	0,87	0,828	1

La Classe 4 est constituée des éléments Fe, Al, Ti et Zr (Tableau XXII). Les corrélations sont positives entre ces éléments. Seul le côté positif de l'axe Dim1 explique mieux ces éléments. Dans le Tableau XXII, Ti_Zr ($r = 0,915$) sont très fortement corrélés ; la variance de l'un explique à 84% la variance de l'autre. Vu la présence d'anatase signalée par le DRX, on pense que le Ti provient presque exclusivement de ce minéral. Au regard de sa corrélation forte avec le Zr, ces deux éléments proviennent du même minéral (anatase). Les autres corrélations qui sont fortes (Fe_Ti et Zr_Fe) et moyennes (Al_Fe, Al_Zr et Al_Ti) s'influencent respectivement entre 58% et 60% et entre 26% et 38%. Le fer est fortement corrélé aux Zr et Ti ; il provient donc en partie de l'anatase mais aussi des autres éléments détritiques comme la goethite. La faible influence de l'Al sur les autres éléments montre qu'il provient en grande partie de différents minéraux. C'est donc l'aluminium des minéraux argileux qui s'est plus exprimé.

Tableau XXII : Corrélations positives des éléments de la classe 4

	Zr	Al	Fe	Ti
Zr	1	0,62	0,76	0,915
Al	0,62	1	0,632	0,507
Fe	0,76	0,632	1	0,773
Ti	0,915	0,507	0,773	1

Il existe également une relation entre les différentes classes. La classe 1 et la classe 4 forment une corrélation positive dont les plus remarquables sont Zr_Co, Fe_V, et Fe_Co. L'influence entre les variances de ces éléments reste inférieure à 32% sauf la relation Fe_V où l'influence

vaut 50%. Les classes 1 et 2 proviennent des minéraux argileux, des minéraux détritiques (anatase, muscovite, goethite et grenat) et des minéraux lourds présents dans échantillons de la formation de Donga. Ces éléments sont hérités de l'altération des roches issues du milieu continental.

Entre les classes 2 et 3, il n'existe aucune corrélation significative. Néanmoins, les éléments de ces classes sont issus du même environnement anoxique à l'exception du silicium qui provient du quartz.

Des corrélations négatives existent entre les classes 1 et 3 d'une part et d'autre part entre les classes 2 et 4. Ces corrélations signifient qu'il existe des substitutions entre les éléments de ces différentes classes. Dans les classes 2 et 4, elles sont moyennes (Cl_Al, Cl_Ti, Mo_Al, Mo_Fe, Zr_Zn, Zr_Cu, Zr_Si, Zn_Ti, Cu_Ti, Si_Fe, Si_Ti, Fe_Mn et Ti_Mn), fortes (Mo_Zr et Zr_Mn) et très fortes (Mo_Ti). Dans les corrélations moyennes, les variances s'influencent à moins de 50%. Le Mo et le Mn ont tendance à remplacer le Zr dans les minéraux. La variance est d'autant plus forte entre Mo et Ti ; elle avoisine les 84%. Le Mo remplace progressivement le Ti dans l'anatase. Dans les classes 1 et 3, les corrélations négatives sont moyennes dont les variances s'influencent faiblement (< 25%).

Tableau XXIII : Corrélations négatives entre les classes 2 et 4

	Cl	Mo	Zr	Zn	Cu	Si	Al	Fe	Ti	Mn
Cl	1	0,806	-0,475	0,021	0,199	0,171	-0,664	-0,436	-0,641	-0,006
Mo	0,806	1	-0,833	0,566	0,602	0,53	-0,614	-0,615	-0,913	0,492
Zr	-0,475	-0,833	1	-0,675	-0,607	-0,542	0,62	0,76	0,915	-0,857
Zn	0,021	0,566	-0,675	1	0,928	0,394	-0,097	-0,161	-0,543	0,746
Cu	0,199	0,602	-0,607	0,928	1	0,111	-0,091	0,021	-0,513	0,574
Si	0,171	0,53	-0,542	0,394	0,111	1	-0,316	-0,751	-0,576	0,476
Al	-0,664	-0,614	0,62	-0,097	-0,091	-0,316	1	0,632	0,507	-0,404
Fe	-0,436	-0,615	0,76	-0,161	0,021	-0,751	0,632	1	0,773	-0,588
Ti	-0,641	-0,913	0,915	-0,543	-0,513	-0,576	0,507	-0,773	1	-0,663
Mn	-0,006	0,492	-0,857	0,746	0,574	0,476	-0,404	-0,588	-0,663	1

VIII.3. Analyse en composantes principales des éléments chimiques des roches de Yogou

Les deux premiers axes (Dim1 et Dim2) permettent d'expliquer les éléments chimiques présents dans les échantillons de Yogou. Le pourcentage est de 56,9% (Figure 64). Les résultats de l'ACP et des corrélations multiples permettent de retenir également quatre classes : classe 1, classe 2, classe 3 et classe 4.

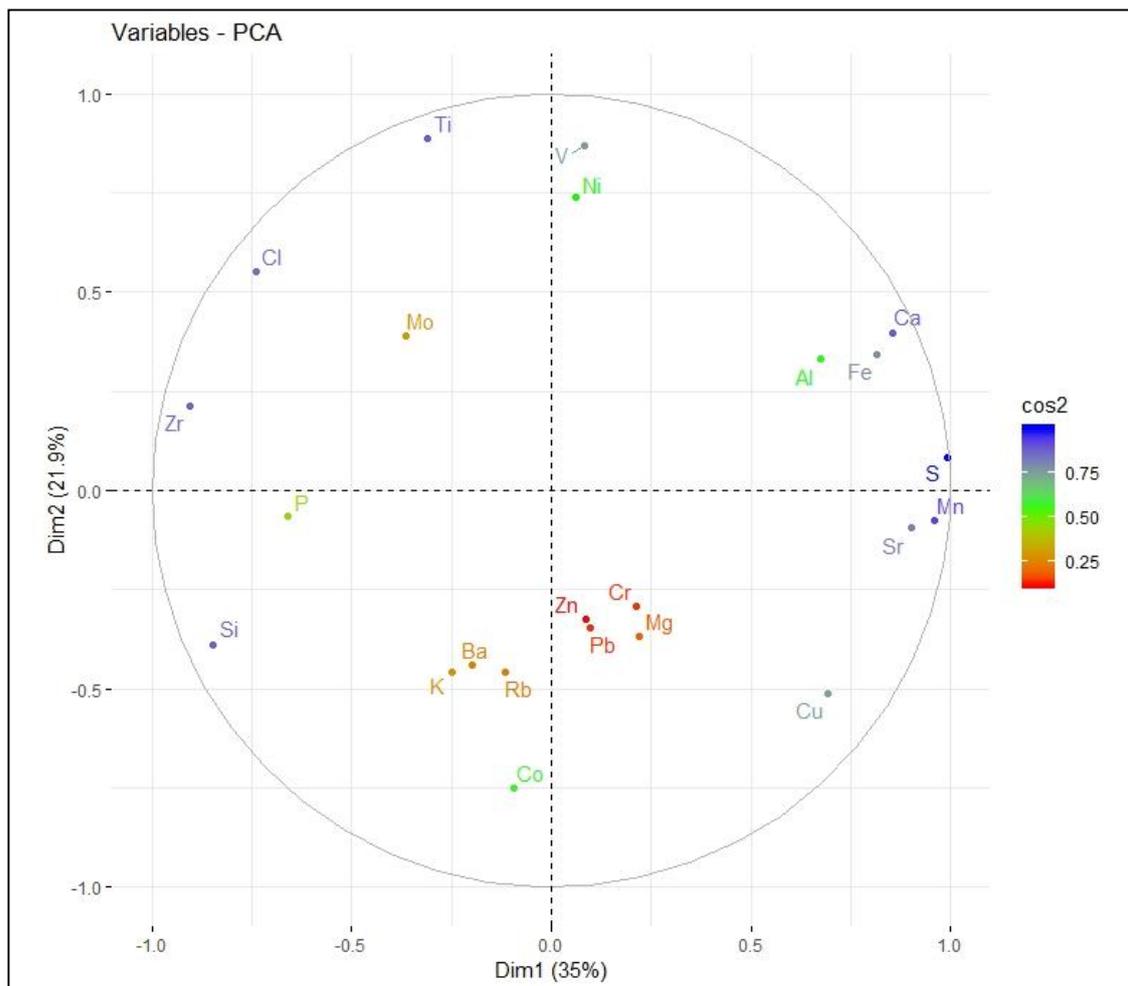


Figure 64 : ACP des éléments chimiques de la formation Yogou

VIII.4. Corrélations multiples des éléments chimiques présents dans la formation de Yogou

Dans la classe 1, la plupart des corrélations sont fortes et positives sauf les corrélations entre Fe_Ca et S_Mn où elles sont très fortes (Tableau XXIV). Les variances oscillent entre 52 et 80% pour les corrélations fortes et 94% pour les très fortes corrélations. Ces corrélations montrent que les éléments chimiques proviennent au moins des mêmes minéraux (argiles, pyrite et carbonates). Ici la proportion du fer provient en grande partie de la pyrite au regard

de son affinité avec le soufre contrairement au fer dans la formation de Donga où la présence de ce dernier est due en grande partie aux minéraux détritiques (goethite, anatase...). Les éléments de la classe 1 sont caractéristiques des environnements anoxiques. Il existe des corrélations moyennes dans cette classe à savoir Sr_Al et Al_Fe ; ces éléments ne proviennent pas du même minéral. La classe 1 est influencée par l'axe Dim1 (côté positif).

Tableau XXIV : Corrélations positives des éléments de la classe 1

	Sr	Al	Fe	Ca	S	Mn
Sr	1	0,598	0,831	0,821	0,885	0,894
Al	0,598	1	0,521	0,665	0,724	0,724
Fe	0,831	0,521	1	0,97	0,846	0,782
Ca	0,821	0,665	0,97	1	0,896	0,842
S	0,885	0,724	0,846	0,896	1	0,97
Mn	0,894	0,724	0,782	0,842	0,97	1

Quant à la classe 2, seul l'axe Dim2 (côté positif) explique les éléments de cette classe. Les corrélations sont positives et fortes (Ni_Ti et V_Ti) à très fortes (Ni_V) entre les éléments. La variance de Nickel explique respectivement à 60% la variance de Titane et à 95% la variance de Vanadium. Ces éléments sont issus des mêmes minéraux. Le Ti ne provient pas ici de l'anatase mais probablement des minéraux lourds. Cette classe ne forme aucune corrélation significative avec la classe 1.

Tableau XXV : Corrélations positives des éléments de la classe 2

	Ni	V	Ti
Ni	1	0,952	0,771
V	0,952	1	0,804
Ti	0,771	0,804	1

La classe 3 est expliquée par les côtés négatifs des axes Dim1 et Dim2 (Tableau XXVI). Les corrélations significatives existantes sont P_Mo, Cl_Mo, Zr_Si. Le P, Mo et Cl proviennent probablement des sels présents dans l'environnement qui est également anoxique comme dans la classe 1. Le Zr et Si qui forment individuellement des corrélations positives faibles avec les

autres éléments sont issus respectivement des minéraux lourds et du quartz. La forte corrélation entre Si et Zr pourrait être due à des inclusions de zircon dans les grains de quartz de la formation de Yogou. Aucune corrélation n'existe entre les éléments de la classe 3 et ceux des classes 1 et 2. Les éléments de la classe 3 sont de même environnement que ceux de la classe 1.

Tableau XXVI : Corrélations positives des éléments de la classe 3

	P	Cl	Mo	Zr	Si
P	1	0,579	0,762	0,342	0,458
Cl	0,579	1	0,703	0,693	0,277
Mo	0,762	0,703	1	0,176	-0,071
Zr	0,342	0,693	0,176	1	0,771
Si	0,458	0,277	-0,071	0,771	1

Dans la dernière classe, seul l'axe Dim2 (côté négatif) explique les éléments sauf pour le Cu où l'axe Dim1 (côté négatif) s'exprime également (Tableau **XXIII**). Les éléments chimiques concernés sont : Rb, Pb, Zn, Cu, Cr, Co, K, Mg et Ba. Les corrélations sont majoritairement positives sauf entre certains éléments où elles sont négatives (Pb_Zn, Rb_Zn, Pb_Ba, Cr_Ba). Les corrélations négatives montrent que ces éléments n'ont pas la même source pourvoyeuse. Cependant, des substitutions se produisent entre les éléments dans l'environnement actuel de dépôt. Les corrélations positives remarquables ($0,7 < r < 1$) sont Rb_Co, Rb_K, Pb_Mg, Pb_Cr, Co_K. Ces éléments proviennent en partie des mêmes minéraux en l'occurrence les minéraux argileux. Les autres corrélations positives témoignent de la présence des minéraux détritiques. Cette classe ne fait aucune corrélation remarquable avec les autres classes.

Tableau XXVII : Corrélations positives et négatives des éléments de la classe 4

	Rb	Pb	Zn	Cu	Cr	Co	K	Mg	Ba
Rb	1	0,503	-0,38	0,08	0,512	0,851	0,923	-0,13	0,176
Pb	0,503	1	-0,58	0,3	0,871	0,355	0,254	0,735	-0,52
Zn	-0,38	-0,58	1	0,2	-0,34	0,039	-0,3	-0,13	0,473
Cu	0,084	0,299	0,2	1	0,185	0,393	0,073	0,468	0,217
Cr	0,512	0,871	-0,34	0,19	1	0,326	0,158	0,577	-0,62
Co	0,851	0,355	0,039	0,39	0,326	1	0,866	-0,03	0,516
K	0,923	0,254	-0,3	0,07	0,158	0,866	1	-0,32	0,494
Mg	-0,13	0,735	-0,13	0,47	0,577	-0,03	-0,32	1	-0,49
Ba	0,176	-0,52	0,473	0,22	-0,62	0,516	0,494	-0,49	1

6.2.4. Rapports des quelques éléments majeurs et éléments traces

Les valeurs des rapports des éléments chimiques Al/Si, Ti/Al, V/Ni, Sr/Ba, V/Ce, Cu/Zn et Ni/Co des roches des formations de Donga et Yogou sont consignées dans le Tableau XXVIII.

Tableau XXVIII : Rapports des éléments des formations de Donga et Yogou

Échantillons	Al/Si	Ti/Al	V/Ni	Sr/Ba	V/Cr	Cu/Zn	Ni/Co
PM.E6.Dg	0,38	0,07	1,89	0,13	3,31	1,273	7,18
PH.E7.Dg	0,35	0,12	1,67	0,10	2,94	1,143	5,00
PK.E22.Dg	0,27	0,05	2,62	0,40	2,43	0,850	5,88
PF.E20.Dg	0,37	0,20	2,08	0,12	6,50	1,000	5,32
PK.E20.Dg	0,41	0,12	3,14	0,25	2,32	1,071	4,52
PF.E21.Dg	0,46	0,12	2,22	0,29	2,50	1,000	6,21
PK.E21.Dg	0,30	0,12	2,26	0,42	3,91	1,333	4,63
PO.E2.Dg	0,30	0,12	3,42	0,73	2,05	1,800	4,80
PK.E25.Yg	0,25	0,12	3,55	0,12	2,05	0,875	4,78
PH.E42.Yg	0,30	0,19	2,59	1,10	3,68	0,833	5,00
PM.E1.Yg	0,24	0,17	2,71	0,11	2,88	2,250	7,39
PF.E10.Yg	0,28	0,19	3,47	0,13	5,78	0,750	4,55
PM.E2.Yg	0,26	0,14	3,75	0,07	4,50	1,667	6,00
PF.E11.Yg	0,33	0,12	3,12	0,14	4,08	0,688	7,39
Moyenne Dg	0,35	0,11	2,27	0,24	3,42	1,080	5,46
Moyenne Yg	0,28	0,15	3,23	0,34	3,45	1,040	5,52

Dans le Tableau XXVIII, on observe que :

- les valeurs du rapport atomique Al/Si varient entre 0,27 et 0,46 pour la formation de Donga et entre 0,24 et 0,35 pour la formation de Yogou. Ces valeurs sont relativement faibles.
- les valeurs du rapport atomique Ti/Al qui varient entre 0,07 et 0,20 pour la formation de Donga et entre 0,12 et 0,19 pour la formation de Yogou, sont relativement faibles.
- les valeurs du rapport atomique V/Ni varient entre 1,67 et 3,14 pour la formation de Donga et de 2,59 à 3,75 pour la formation de Yogou. Ces valeurs sont rapports moyennement élevés

- les valeurs du rapport atomique Sr/Ba varient entre 0,10 et 0,42 pour la formation de Donga et entre 0,11 et 1,10 pour la formation de Yogou. Ces valeurs sont faibles à moyennes.
- les valeurs du rapport atomique V/Cr varient entre 2,32 et 6,50 pour la formation de Donga et entre 2,05 et 4,50 pour la formation de Yogou. Ces valeurs sont moyennement élevées.
- les valeurs du rapport atomique Cu/Zn qui varient entre 0,85 et 1,33 pour la formation de Donga et entre 0,75 et 2,25 pour la formation de Yogou, sont moyennement élevées.
- les valeurs du rapport atomique N/Co varient entre 4,52 et 7,18 pour la formation de Donga et entre 4,55 et 7,39 pour la formation de Yogou. Ces valeurs sont relativement moyennes à élevées.

Ces rapports sont tous favorables pour l'interprétation des conditions paléoenvironnementales des milieux de dépôt ainsi la balance entre la productivité primaire et préservation de la matière organique des formations de Donga et Yogou. Ils seront confrontés et / ou appuyés par les données de la géochimie organique.

Conclusion partielle

Les corrélations entre les éléments chimiques dépendent fortement des minéraux présents dans l'échantillon étudié. Deux éléments chimiques peuvent être fortement corrélés dans un échantillon donné et ne pas l'être dans un autre échantillon ; dans ce cas les deux éléments ne sont pas dans le même minéral dans le deuxième échantillon. Avons-nous dans le cas présent, le fer qui est lié au soufre dans les échantillons de Yogou pendant qu'il est lié au Titane et faiblement lié au soufre (coefficient de corrélation de 0,26) dans les échantillons de Donga. Dans le premier cas le fer provient de la pyrite et le deuxième cas une partie importante de fer provient de l'anatase et des minéraux détritiques. On a également le cas du silicium qui est fortement lié au zirconium dans les échantillons de Yogou mais dans ceux de Donga, il n'est lié à aucun élément chimique ; cela est dû à une inclusion de zircon dans le quartz dans les échantillons de Yogou puisque la totalité du silicium dérive du quartz dans les deux formations de Donga et Yogou.

CHAPITRE IX : GÉOCHIMIE DES ROCHES ARGILEUSES DES FORMATIONS DE DONGA ET YOGOUE

Dans ce chapitre, il s'agira de présenter les résultats de la pyrolyse Rock-Éval et d'analyse éléments CHONS. Ces résultats donnent des renseignements sur la teneur en carbone organique total, la température maximale au sommet du pic de pyrolyse et le type du kérogène. Les échantillons concernés sont ceux du Crétacé supérieur des formations de Donga et Yogo.

IX.1. Maturation thermique de la matière organique des roches des formations de Donga et Yogo

Les paramètres de la pyrolyse Rock-Éval permettent de caractériser l'abondance, le type et les stades de maturation thermique de la matière organique de ces formations. Les résultats de ces paramètres sont présentés dans les Tableau XXIX. Ces paramètres incluent les paramètres le TOC, S₁, S₂, S₃, Tmax, IH, IO, IP, PG et MINC.

Tableau XXIX : Paramètres de l'analyseur Rock-Éval 6 sur les échantillons des formations de Donga et Yogou

Échantillons	Prof.	TOC	S ₁	S ₂	S ₃	Tmax	IH	IO	IP	PG	MINC
PM.E6.Dg-1	4023	1,43	0,71	2,08	1,24	431	145	87	0,25	3,86	1,25
PM.E7.Dg-2	4033	1,17	0,88	2,98	1,38	447	255	118	0,23	3,52	1,14
PM.E8.Dg-3	4043	2,08	1	3,36	1,94	440	162	93	0,23	4,83	0,88
PK.E20.Dg-1	3950	2,06	0,5	3,29	3,44	435	160	167	0,13	4,37	0,37
PK.E21.Dg-2	3960	3,04	0,42	3,1	2,89	467	102	95	0,12	3,3	0,41
PK.E22.Dg-3	3970	2,36	0,65	3,43	3,74	445	145	158	0,16	3,44	0,73
PF.E20.Dg-1	3429	2,51	0,96	3,07	2,73	444	122	109	0,24	4,36	1,16
PF.E21.Dg-2	3439	2,79	1,01	3,82	2,88	438	137	103	0,21	4,08	1,01
PF.E22.Dg-3	3449	2,19	0,9	3,78	3,09	447	173	141	0,19	4,68	0,98
PF.E10.Yg-1	1851	1,78	0,82	3,48	2,87	432	196	161	0,19	4,3	0,36
PF.E11.Yg-2	1861	1,91	0,91	3,11	2,8	440	163	147	0,23	3,04	0,25
PF.E12.Yg-3	1871	1,34	0,79	3,58	3,01	436	267	225	0,18	2,95	0,7
PH.E42.Yg-1	2530	1,57	0,4	2,64	2,43	438	168	155	0,13	2,79	0,6
PH.E43.Yg-2	2540	2,12	0,61	2,92	2,12	451	138	100	0,17	3,79	0,49
PH.E44.Yg-3	2550	1,28	0,53	2,77	2,55	449	216	199	0,16	4,03	1,12
PK.E25.Yg-1	2742	1,29	0,7	2,25	0,89	439	174	69	0,24	4,02	0,27
PK.E26.Yg-2	2752	1,51	0,66	2,51	1,74	425	166	115	0,21	3,53	0,38
PK.E27.Yg-3	2762	1,52	0,77	2,67	1,29	442	176	85	0,22	3,17	0,51

TOC (%), S₁ (mg HC/g roche), S₂ (mg HC/g roche), S₃ (mg CO₂/g COT), Tmax (°C), IH mg HC/g COT, IO mg CO₂/g COT, PG mg HC/g de roche, MINC (%) et IP (sans unité)

IX.1.1. Quantification de la matière organique dans les formations de Donga et Yogou

IX.1.1.1. Quantification de la matière organique dans la formation de Donga

Les résultats présentés sur la Figure 65 permettent de quantifier la matière organique contenue dans la formation de Donga.

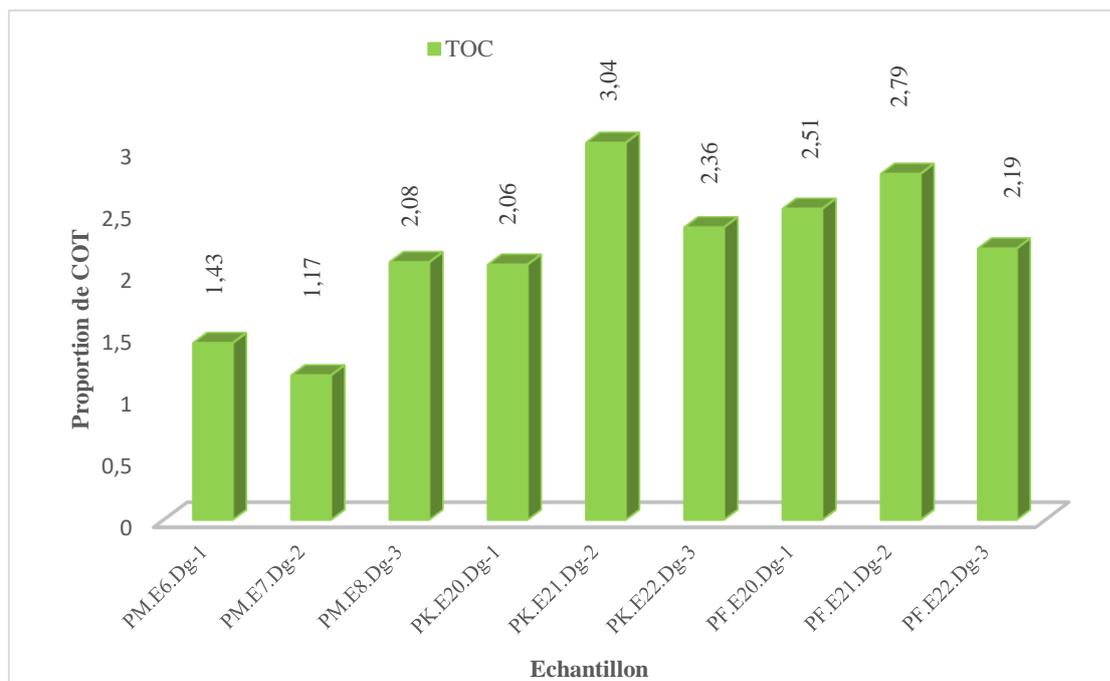


Figure 65 : Histogramme de répartition des teneurs de COT dans les échantillons de la formation de Donga

Au regard des valeurs du COT qui varient de 1,17 à 3,04 % en poids, deux types de roches mères peuvent être distinguées : les roches mères dont la richesse en matière organique permet de les qualifier de bonnes roches mères et celles ayant la qualité de très bonnes roches mères. Les premiers types de roches mères ont des valeurs du COT comprises entre 1 et 2 % en poids. Ils concernent les échantillons PM.E6.Dg-1 et PM.E7.Dg-2. Les deuxièmes types concernent le reste des échantillons. Les valeurs de leurs COT oscillent entre 2 et 4 % poids (Figure 65).

IX.1.1.2 Quantification de la matière organique dans la formation de Yogou

La Figure 66 représente les différentes valeurs du COT de la formation de Yogou. Ces valeurs permettent de quantifier la matière organique contenue dans cette formation.

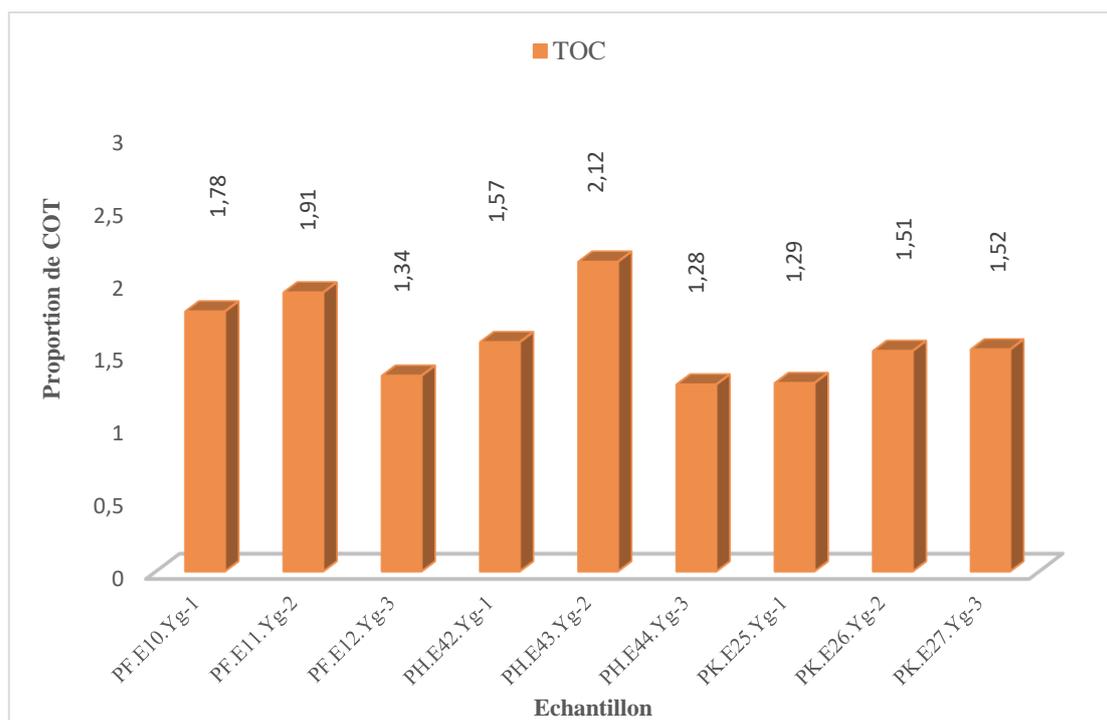


Figure 66 : Histogramme de répartition des teneurs de COT dans les échantillons de la formation de Yogou

Sur la Figure 66, on observe que la plupart des valeurs du COT de la formation Yogou sont inférieures à 2% en poids. Ces valeurs comprises entre 1 et 2 % en poids, permettent de qualifier les roches de la formation de Yogou de bonnes roches mères. Cependant, un seul échantillon (PH.E43.Yg-2) présente une valeur supérieure à 2% en poids (2,12), ce qui permet de le qualifier ayant la qualité de très bonne roche mère.

IX.1.2 Potentiel pétrolier des formations de Donga et Yogou

Le paramètre S_2 permet de déterminer le potentiel pétrolier des roches (Tableau XXIX).

IX.1.2.1 Potentiel pétrolier résiduel de la formation de Donga

Les valeurs du paramètre S_2 des roches de la formation de Donga présentées sur la Figure 67 varient entre 2,08 et 3,82 mg HC/g. Sur la base de ces valeurs de S_2 , le potentiel pétrolier résiduel des roches mères de la formation de Donga peut être qualifié de moyen ($2,5 \text{ mg HC/g roche} < S_2 < 5 \text{ mg HC/g roche}$), sauf l'échantillon PM.E6.Dg-1 qui présente un potentiel pétrolier résiduel faible ($S_2 < 2,5 \text{ mg HC/g roche}$).

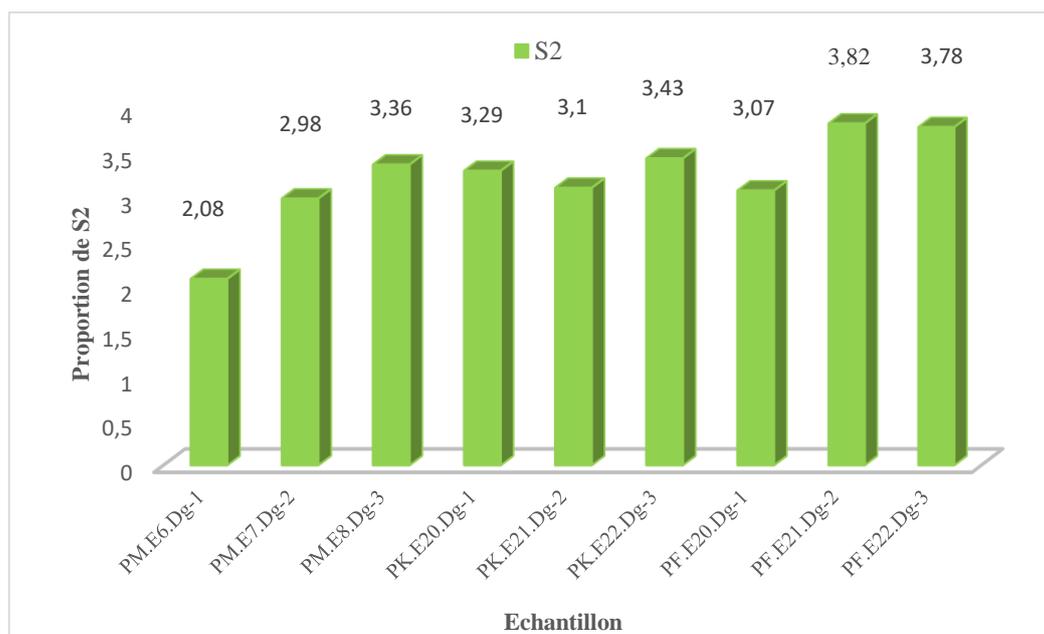


Figure 67 : Histogramme de répartition des valeurs de S₂ dans les échantillons de la formation de Donga

Les valeurs du paramètre S₂ combinées avec celles du COT de roches de la formation Donga permettent de distinguer les roches mères suivantes :

- les roches mères bonnes à potentiel pétrolier résiduel faible (échantillon PM.E6.Dg-1) ;
- les roches mères bonnes à potentiel pétrolier résiduel moyen (échantillon PM.E7.Dg-2) ;
- les roches mères très bonnes à potentiel pétrolier résiduel moyen (échantillons PM.E8.Dg-3, PK.E20.Dg-1, PK.E21.Dg-2, PK.E22.Dg-3, PF.E20.Dg-1, PF.E21.Dg-2 et PF.E22.Dg-3).

IX.1.2.2 Potentiel pétrolier résiduel des formations de Yogou

La Figure 68 représente le diagramme des valeurs du paramètre S₂ des roches de la formation Yogou.

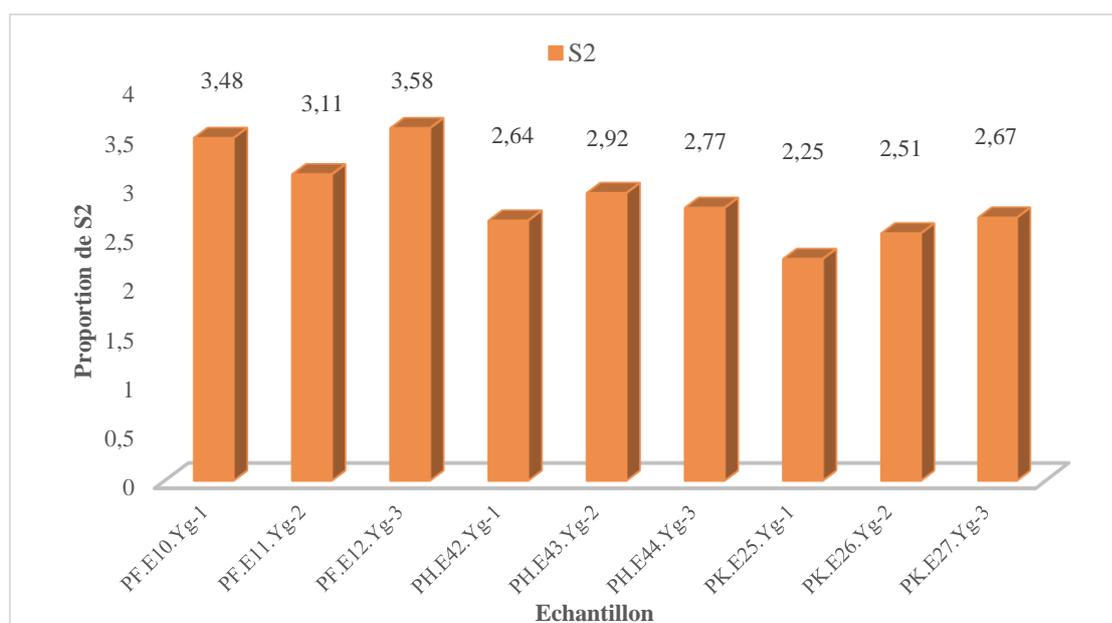


Figure 68 : Histogramme de répartition des valeurs de S₂ dans les échantillons de la formation de Yogou

Les valeurs du paramètre S₂ varient entre 2,25 et 3,58 mg HC/g dans cette formation. Ces valeurs de S₂ permettent de remarquer que les roches mères de la formation de Yogou ont aussi un potentiel pétrolier résiduel moyen (2,5 mg HC/g roche < S₂ < 5 mg HC/g roche), sauf l'échantillon PK.E26.Yg-2 de valeur du S₂ de 2,25 mg HC/g roche. Cet échantillon présente un potentiel pétrolier résiduel faible (S₂ < 2,5 mg HC/g roche). Ainsi, la combinaison des valeurs du S₂ et celles du COT permet de distinguer trois types des roches mères, à savoir :

- les bonnes roches mères à potentiel pétrolier résiduel faible (échantillon PK.E25.Yg-1) ;
- les bonnes roches mères à potentiel pétrolier résiduel moyen pour les échantillons PF.E10.Yg-1, PF.E11.Yg-2, PF.E12.Yg-3, PH.E42.Yg-1, PH.E44.Yg-3, PK.E26.Yg-2 et PK.E27.Yg-3 ;
- les très bonnes roches mères à potentiel pétrolier résiduel moyen (échantillon PH.E43.Yg-2).

IX.1.3. Maturité de la matière organique dans les formations de Donga et Yogou

IX.1.3.1. Maturité de la matière organique dans la formation de Donga

La Figure 69 représente le diagramme des valeurs de Tmax (température à laquelle la quantité maximale d'hydrocarbures est produite suite au craquage thermique du kérogène au cours de la pyrolyse) des roches de la formation de Donga.

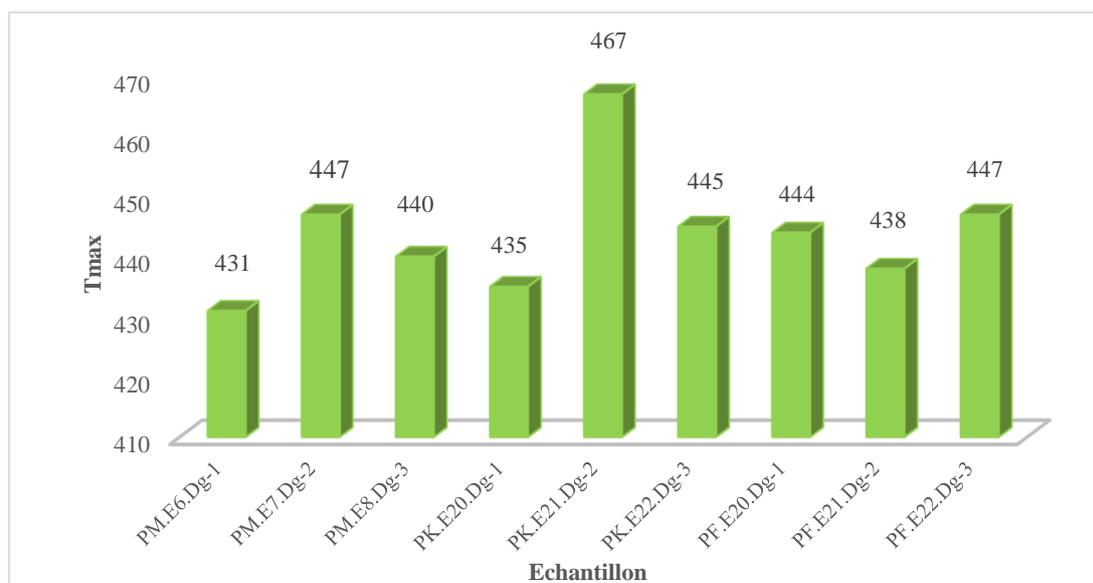


Figure 69 : Histogramme de répartition des valeurs de Tmax des échantillons de la formation de Donga

Les valeurs de Tmax montrent une distribution comprise entre 431 et 467°C dans la formation de Donga (Figure 69). Ces valeurs indiquent quatre degrés de maturité. Le premier a été identifié dans l'échantillon PM.E6.Dg-1. Cet échantillon est une roche mère immature ($T_{max} < 435^{\circ}\text{C}$). Le deuxième correspond à un stade de maturé précoce dont les valeurs du Tmax sont comprises entre 435°C et 445°C. Ce degré de maturité se retrouve dans quatre échantillons à savoir PM.E8.Dg-3, PK.E20.Dg-1, PF.E20.Dg-1 et PF.E21.Dg-2. Le troisième degré correspond à un stade du niveau du pic de genèse des huiles dont les échantillons caractéristiques sont PM.E7.Dg-2 et PF.E22.Dg-3. Les valeurs du Tmax oscillent entre 445°C et 450°C. Le dernier degré correspond au stade post mature ne concerne qu'un seul échantillon (PK.E21.Dg-2). La valeur de Tmax vaut 467°C.

Les échantillons du deuxième, troisième et quatrième stade sont dans la fenêtre à huile ; cela traduit une production d'huile par les roches concernées.

Les valeurs de IP (Tableau XXIX) sont le reflet des valeurs de Tmax à l'exception de celle de l'échantillon PM.E6.Dg-1 dont la valeur ne correspond pas au Tmax. Cet échantillon est immature (431°C), son IP devrait être inférieur ou égal à 0,10 qui ici vaut 0,25. Cela suggère que la valeur de IP de l'échantillon PM.E6.Dg-1 n'est pas crédible. Il s'agit là d'une contamination par la migration d'hydrocarbures ou par de l'huile lors de l'analyse Rock-Éval.

IX.1.3.2. Maturité de la matière organique dans la formation de Yogou

La Figure 70 représente le diagramme des valeurs de la température maximale de craquage thermique des roches de la formation de Yogou.

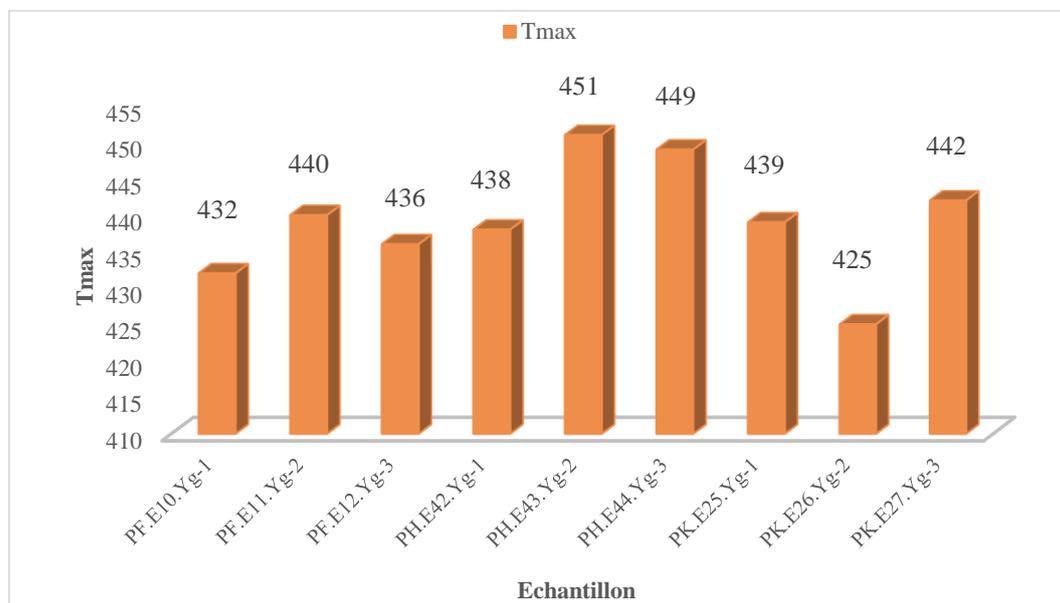


Figure 70 : Histogramme de répartition des valeurs de Tmax des échantillons de la formation de Yogou

Pour la formation de Yogou, les valeurs de Tmax varient entre 425 et 451°C. Au regard de ces valeurs, quatre degrés de maturité thermique sont identifiés. Le premier degré concerne les échantillons PF.E10.Yg-1 et PK.E26.Yg-2. Ces échantillons sont des roches mères immatures des valeurs de Tmax respectivement 425°C et 432°C ($T_{max} < 435^{\circ}\text{C}$). Le deuxième degré se retrouve dans cinq échantillons à savoir PF.E11.Yg-2, PF.E12.Yg-3, PH.E42.Yg-1, PK.E25.Yg-1 et PK.E27.Yg-3. Les échantillons de ce degré sont des roches mères à maturité précoce dont les valeurs de Tmax sont comprises entre 435°C et 445°C. Le troisième degré correspond au stade de maturité du niveau du pic de genèse des huiles. L'échantillon caractéristique de ce degré de maturité est PH.E44.Yg-3 de valeur de Tmax 449°C. Le quatrième degré correspond au stade post maturité. Il concerne l'échantillon PH.E43.Yg-2 dont la valeur de son Tmax est 451°C.

Excepté le premier degré, tous les échantillons de trois derniers degrés sont dans la fenêtre à huile ; cela traduit une production d'huile par les roches concernées.

Les valeurs de IP (Tableau XXIX) des échantillons du deuxième, troisième et quatrième type de maturité thermique sont le reflet des valeurs Tmax. Pour les échantillons du premier type (PF.E10.Yg-1 et PK.E26.Yg-2), les valeurs de IP ne correspondent pas aux Tmax. Ces échantillons immatures ($T_{max} < 435^{\circ}\text{C}$), devront avoir des valeurs de IP inférieurs ou égal à 0,10 qui, ici ont respectivement 0,19 et 0,21. Cela suggère que les valeurs de IP de ces échantillons ne sont pas crédibles. Elles ont été contaminées par la migration d'hydrocarbures ou par de l'huile lors de l'analyse au Rock Éval 6.

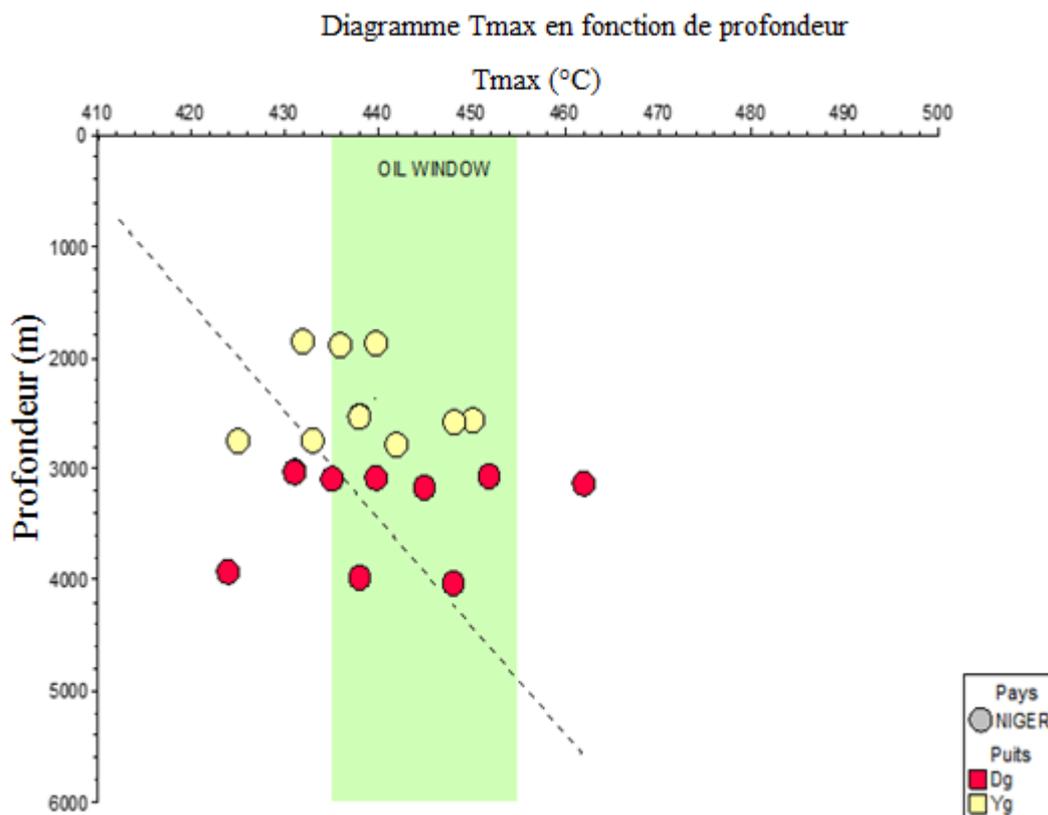


Figure 71 : Diagramme Tamx en fonction de la profondeur des échantillons des formations de Donga et Yogou

Sur la Figure 71, on remarque que la maturité n'est pas fonction de la profondeur. Cela est lié à la complexité du paramètre Tmax qui peut être affecté par un certain nombre de facteurs : boue de forage, présence de bitumes, matière organique remaniée, effet de la matrice minérale. (Tissot et Welte, 1984 ; Peters, 1986 ; Hunt, 1996). Ainsi, la gamme de maturité thermique des valeurs de Tmax peut être affectée par les types de matière organique. En outre, la plage de variation de Tmax est étroite pour le kérogène de type I, plus large pour le type II

et beaucoup plus large pour le kérogène de type III (Bordenave, 1993 ; Peters, 1998 ; Tissot and Espitalié, 1975).

IX.1.4. Quantification des hydrocarbures des formations de Donga et Yogou

IX.1.4.1. Quantification des hydrocarbures de la formation de Donga

La Figure 72 représente le diagramme des valeurs du paramètre S_1 des roches de la formation Donga. Les valeurs de S_1 des échantillons de roches de la formation de Donga expriment la quantité d'hydrocarbures libres (gaz et huiles légères) que les kérogènes des échantillons dans la formation de Donga ont déjà produits au cours de leur évolution dans le bassin.

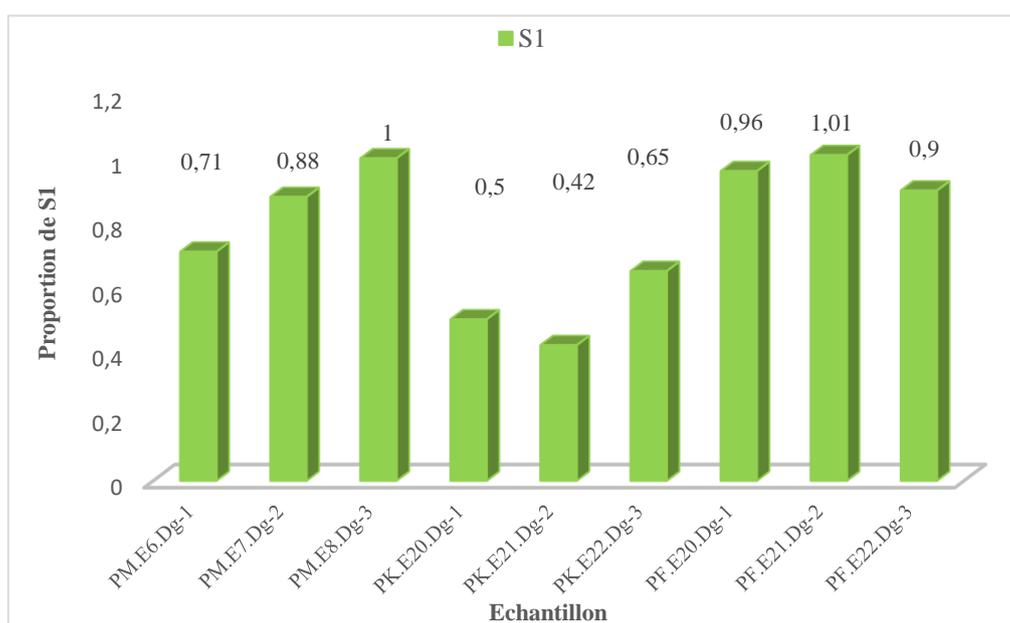


Figure 72 : Histogramme de répartition des valeurs de S_1 des échantillons de la formation de Donga

Les valeurs de S_1 se situent entre 0,42 et 1,01 mg HC/g roche. La valeur S_1 de 0,42 mg HC/g roche traduit une faible quantité d'hydrocarbures libres produits (Échantillon PK.E21.Dg-2). Les valeurs de ce paramètre comprises entre 0,5 et 1 mg HC/g roche traduisent par contre des hydrocarbures libres produits en quantité moyenne (PM.E7.Dg-2, PM.E8.Dg-3, PK.E20.Dg-1, PK.E21.Dg-2, PK.E22.Dg-3, PF.E20.Dg-1, PF.E21.Dg-2 et PF.E22.Dg-3). Enfin les valeurs comprises entre 1 et 2 mg HC/g roche suggèrent une bonne production d'hydrocarbures libres (PM.E8.Dg-3 et PF.E21.Dg-2).

La Figure 73 représente le diagramme des valeurs du potentiel génétique des roches de la formation de Donga.

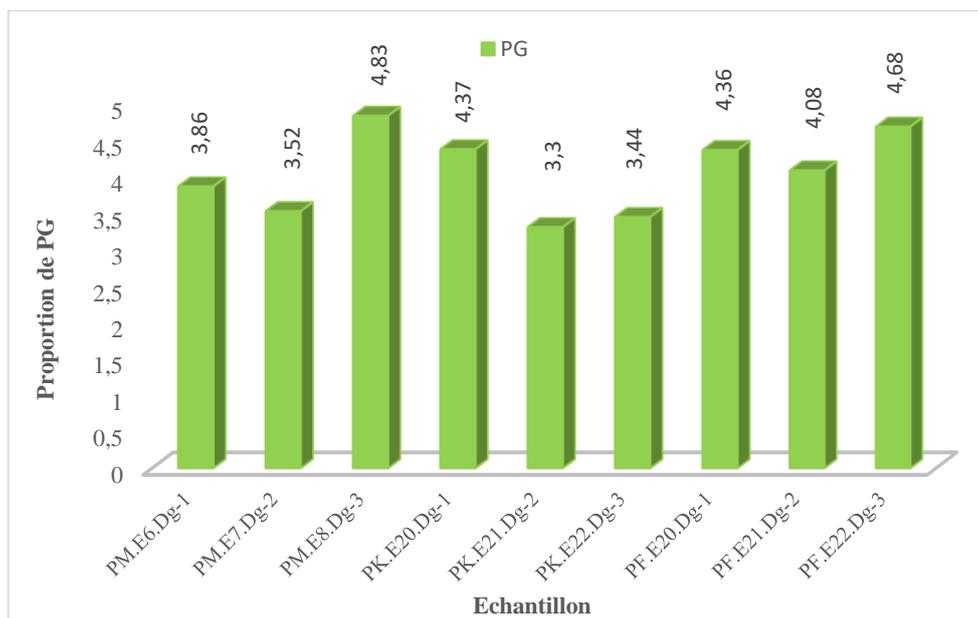


Figure 73 : Histogramme de répartition des valeurs de PG des échantillons de la formation de Donga

Sur la base des valeurs du potentiel génétique (Figure 73) qui sont comprises entre 2,5 et 5 mg HC/g roche, on constate que la quantité totale d'hydrocarbures que les roches mères de Donga peuvent produire est moyenne.

IX.1.4.2. Quantification des hydrocarbures de la formation de Yogou

La Figure 74 représente le diagramme des valeurs du paramètre S_1 des échantillons de roches de la formation de Yogou. La quantité d'hydrocarbures libres (gaz et huiles légères) que les échantillons de la formation de Yogou peuvent produire est évaluée d'abord sur la base des valeurs de S_1 de cette formation.

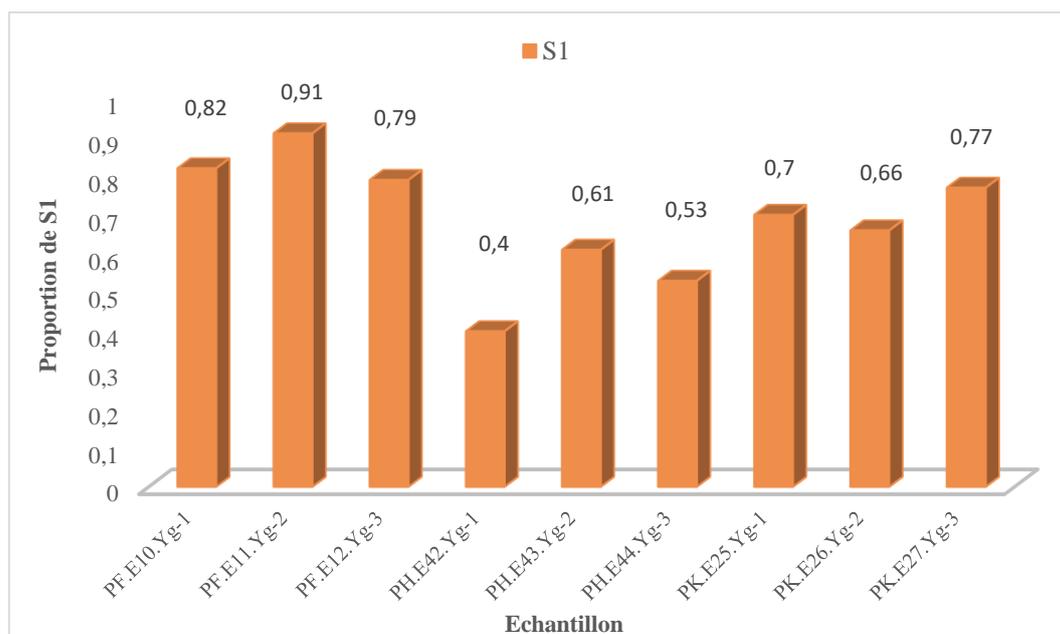


Figure 74 : Histogramme de répartition des valeurs de S_1 des échantillons de la formation de Yogou

Les valeurs de ce paramètre varient entre 0,4 et 0,91 mg HC/g roche des échantillons des roches de la formation de Yogou. En effet, la valeur 0,4 mg HC/g roche traduit une faible quantité d'hydrocarbures libres produits. Elle se retrouve dans l'échantillon PH.E42.Yg-1 ($S_1 < 0,5$). Par contre, les valeurs comprises entre 0,5 et 1 mg HC/g roche traduisent des hydrocarbures libres produits en quantité moyenne. Elles concernent les échantillons PF.E10.Yg-1, PF.E11.Yg-2, PF.E12.Yg-3, PH.E43.Yg-2, PH.E44.Yg-3, PK.E25.Yg-1, PK.E26.Yg-2 et PK.E27.Yg-3 de la formation de Yogou (Figure 74).

La Figure 75 représente le diagramme des valeurs du potentiel génétique des échantillons roches de la formation de Yogou.

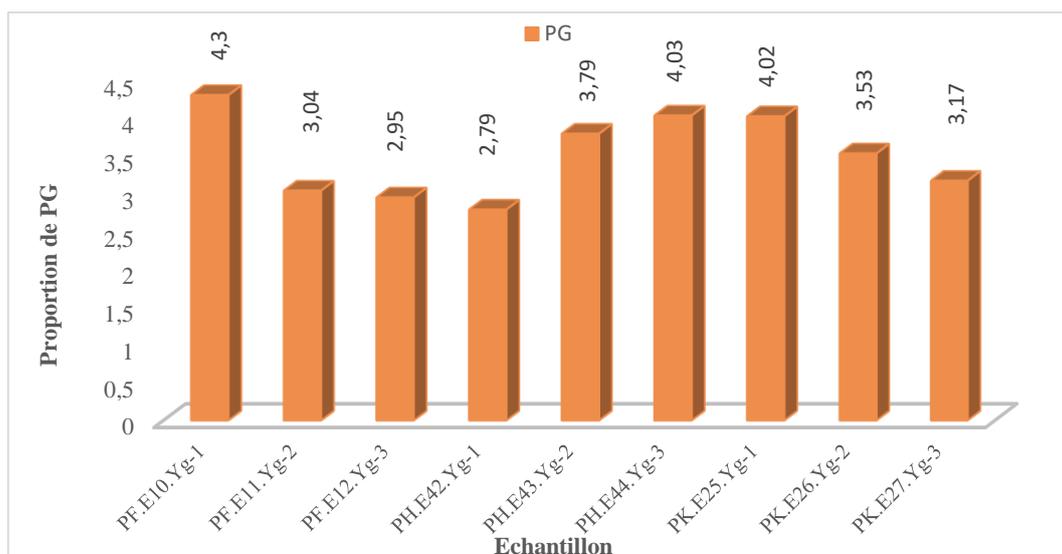


Figure 75 : Histogramme de répartition des valeurs de PG des échantillons de la formation de Yogou

Les valeurs du potentiel génétique des échantillons de roches de la formation de Yogou varient de 2,79 et 4,3 mg HC/g roche. Au regard de ces valeurs (Figure 75), les roches mères de formation de Yogou peuvent produire une quantité totale d'hydrocarbures moyenne.

IX.1.5. Type de kérogène

IX.1.5.1. Type de kérogène contenu dans les échantillons de la formation de Donga

La Figure 76 représente le diagramme traduisant les valeurs de IH des roches de la formation de Donga.

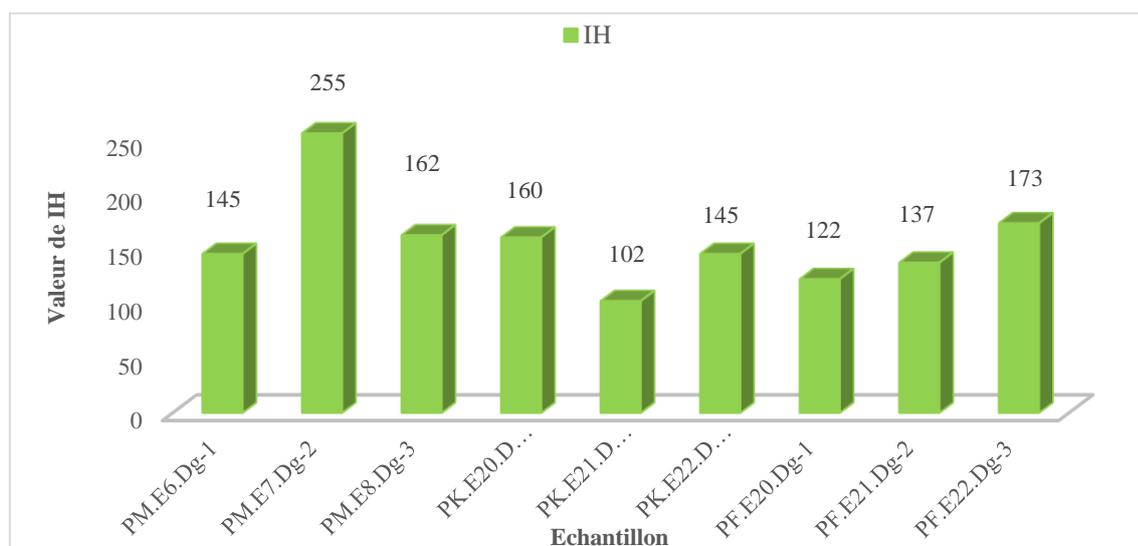


Figure 76 : Histogramme de distribution des valeurs de l'indice d'hydrogène de la formation de Donga

Les valeurs de IH obtenues sur les échantillons de la formation de Donga présentées sur la Figure 76 permettent de distinguer le kérogène de type III et le type mixte II/III. Ce dernier type ne concerne qu'un seul échantillon (PM.E7.Dg-2). Le reste des échantillons contiennent du kérogène du type III. Cela est confirmé également par les données positionnées sur le Pseudo Diagramme Van Krevelen IH/IO (Figure 78).

IX.1.5.2. Type de kérogène de Yogou

La Figure 77 représente le diagramme traduisant les valeurs de IH des roches de la formation de Yogou

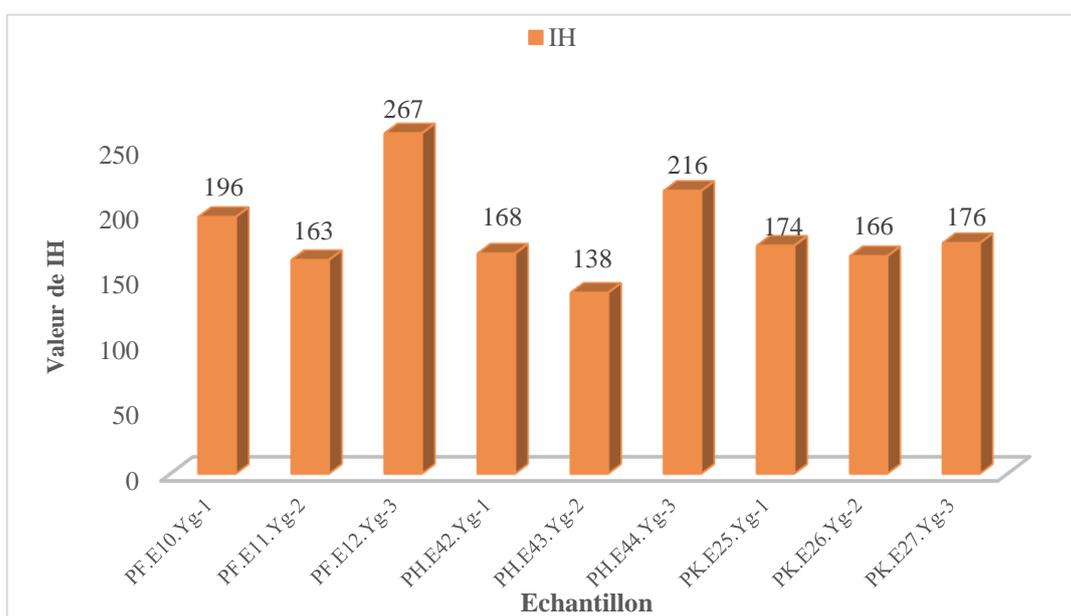


Figure 77 : Histogramme de répartition des valeurs de l'indice d'hydrogène de la formation de Yogou

On observe sur la Figure 77 que les valeurs de IH obtenues sur les échantillons de la formation de Yogou permettent de distinguer le kérogène de type III et le type II/III. Le premier type de kérogène est observé dans presque tous les échantillons, exceptés les échantillons PF.E12.Yg-3 et PH.E43.Yg-2. Ces derniers qui ont des valeurs de IH respectivement de 267°C et de 216°C, présentent des kérogènes de type II/III. Les données représentées sur le Pseudo Diagramme Van Krevelen IH/IO (Figure 78) confirment les résultats de IH.

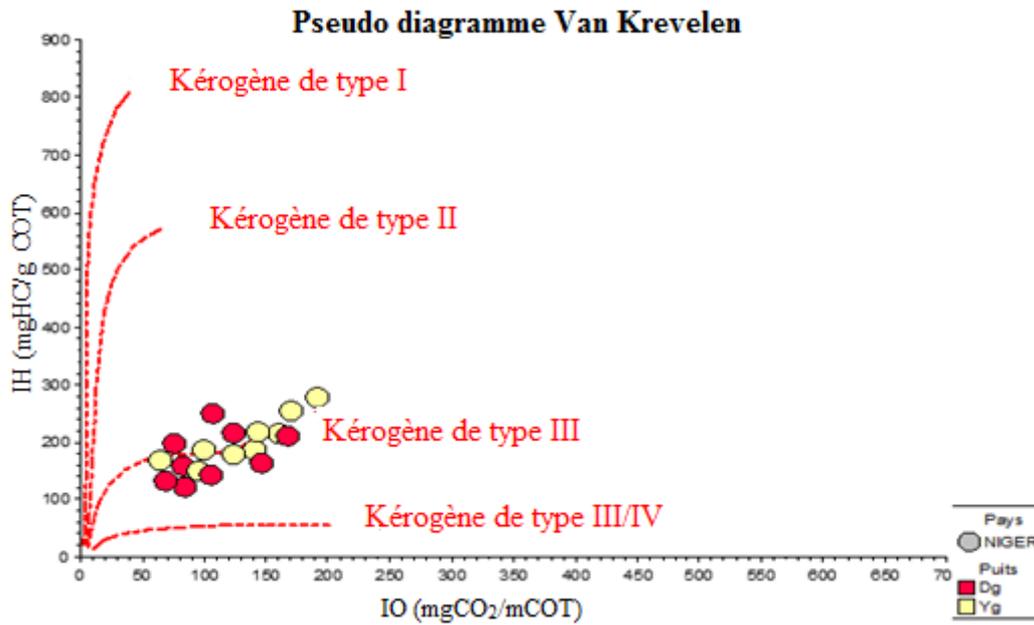


Figure 78 : Pseudo Diagramme Van Krevelen de IH en fonction de IO des échantillons des formations de Donga et Yogou

Sur le diagramme de Tmax en fonction de IH (Figure 79), on constate que la plupart des échantillons des formations de Donga et Yogou renferment les kérogènes de type III et de type II. Mais au-delà de 445°C, les 3 types tendent à se recouvrir dans le diagramme et la distinction des origines de la matière organique mature devient délicate.

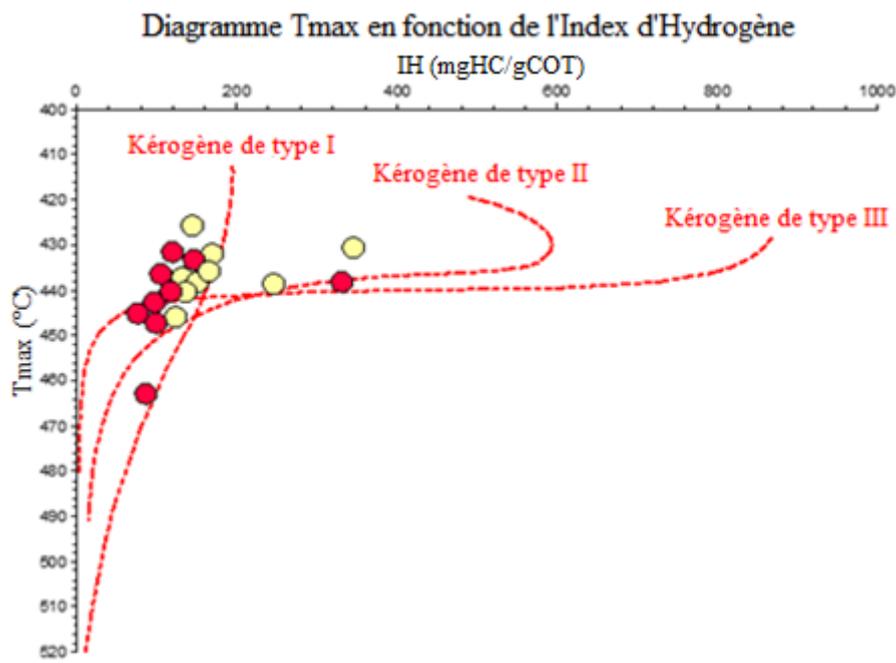


Figure 79: Diagramme Tmax en fonction de IH des échantillons des formations de Donga et Yogou

Les types de kérogènes (valeurs de IH) contenus dans les échantillons ont également été classés à l'aide du diagramme S_2 en fonction COT sur la Figure 80.

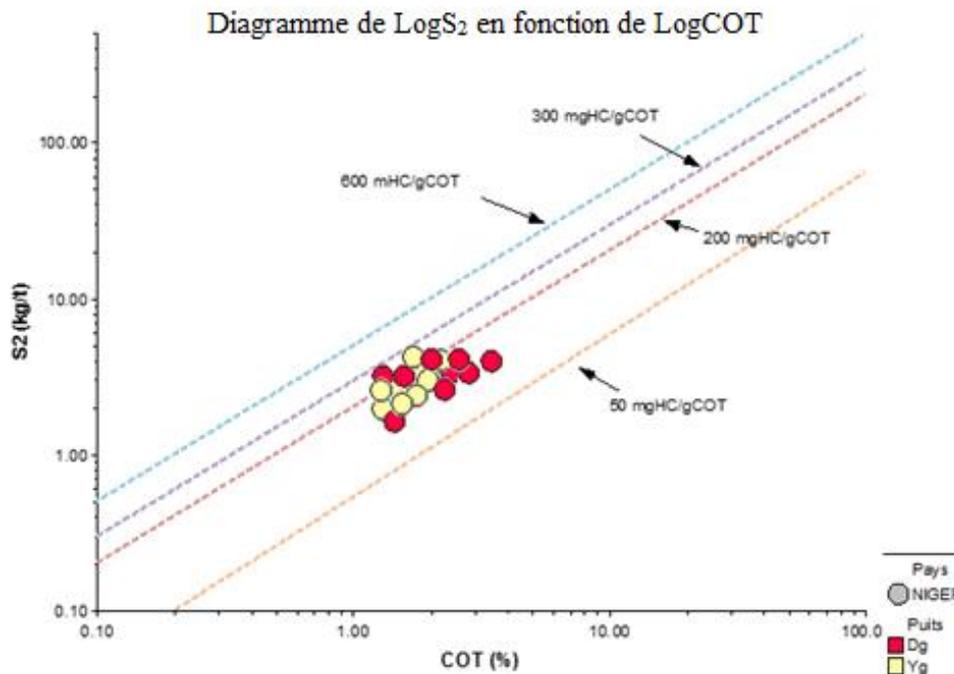


Figure 80: Diagramme Log S_2 en fonction de COT des échantillons des formations de Donga et Yogou

Les caractéristiques de roches mères des formations de Donga et Yogou qui peuvent être tirés de ce diagramme (Figure 80) combinés aux données Tmax sont :

1- Donga

- les bonnes roches mères à potentiel pétrolier faible (échantillon PM.E6.Dg-1). Cet échantillon contient un kérogène immature de type III qui ne pourra produire que du gaz que s'il atteint le stade mature au cours d'une évolution ultérieure ;
- les bonnes roches mères à potentiel pétrolier moyen (échantillon PM.E7.Dg-2). Cet échantillon a atteint le stade de maturité correspondant au pic de genèse des huiles (pic de maturité) dont le kérogène est de type II ;
- les très bonnes roches mères à potentiel pétrolier moyen (échantillons PM.E8.Dg-3, PK.E20.Dg-1, PK.E21.Dg-2, PK.E22.Dg-3, PF.E20.Dg-1, PF.E21.Dg-2 et PF.E22.Dg-3). Ces roches contiennent toutes des kérogènes de types III dont les degrés de maturité sont différents. Quatre sont au stade correspondant au début de la fenêtre à huile (PM.E8.Dg-3,

PK.E20.Dg-1, PF.E20.Dg-1 et PF.E21.Dg-2). Ces quatre échantillons pourront produire davantage de l'huile et du gaz si leur degré de maturité venait à croître. Le deuxième degré de maturité est le milieu de la fenêtre à huile (correspondant au pic de genèse des huiles) dont les échantillons concernés sont PK.E22.Dg-3 et PF.E22.Dg-3 ; ils produisent présentement de l'huile et du gaz dans le bassin de Termit. Le dernier stade de maturité correspond au stade post mature n'a été mis en évidence que dans l'échantillon PK.E21.Dg-2.

La formation de Donga est principalement constituée de roches mères très riches en matière organique avec un potentiel pétrolier moyen.

2- Yogou

- les bonnes roches mères à potentiel pétrolier faible (échantillon PK.E25.Yg-1). Cet échantillon contient un kérogène précocement mature de type III. Il pourra produire davantage du gaz s'il atteint le stade mature au cours d'une évolution ultérieure ;

- les bonnes roches mères à potentiel pétrolier moyen (échantillon PF.E10.Yg-1, PF.E11.Yg-2, PF.E12.Yg-3, PH.E42.Yg-1, PH.E44.Yg-3, PK.E26.Yg-2 et PK.E27.Yg-3). Ces échantillons contiennent tous des kérogènes de types III à l'exception de l'échantillon PO. E10. Yg3 qui contient le kérogène du type II/III. Quatre de ces échantillons ont atteint le stade correspondant au début de la fenêtre à huile. Il s'agit des échantillons PF.E11.Yg-2, PF.E12.Yg-3, PH.E42.Yg-1 et PK.E27.Yg-3. Ces quatre échantillons pourront produire davantage de l'huile et du gaz si leur degré de maturité venait à croître. Deux autres échantillons (PF.E10.Yg-1 et PK.E26.Yg-2) sont immatures et pourront produire du gaz s'ils atteignent le stade de maturité au cours d'une évolution ultérieure. Le dernier échantillon (PH.E44.Yg-3) se trouve au-delà de la fenêtre à huile, il produit de l'huile et du gaz dans le bassin de Termit ;

- les très bonnes roches mères à potentiel pétrolier moyen (échantillon PH.E43.Yg-2). Il existe un seul échantillon de cette catégorie et contient un kérogène de type II/III. La maturé de cet échantillon correspond au pic de genèse des huiles.

La formation de Yogou est principalement constituée de bonnes roches mères riches en matière organique avec un potentiel pétrolier moyen.

Au regard du diagramme Tmax/IH, les types de kérogènes identifiés dans les roches mères à post-maturité (au-delà de la fenêtre à huile) pourraient être erronés du fait de leurs maturités qui restent élevées à très élevées.

IX.2. Composition en éléments CHONS des roches du Crétacé supérieur de Termit

La composition en éléments CHONS des roches de formation de Donga et Yogou est présentée dans le Tableau XXX.

Tableau XXX : Composition en éléments CHONS des roches des formations de Donga et Yogou

Échant.	Éléments [%]					Rapport atomique				
	C	H	O	N	S	H/C	O/C	C/N	S/C	N/C
PM.E6.Dg	67,14	9,63	6,73	8,63	1,73	1,72	0,075	9,076	0,0097	0,110
PK.E23.Dg	67,51	8,33	4,52	9,52	1,66	1,48	0,050	8,273	0,0092	0,121
PO.E5.Dg	65,76	10,36	5,51	8,98	2,38	1,89	0,063	8,543	0,0136	0,117
PH.E8.Dg	70,49	9,13	4,26	9,59	3,01	1,55	0,045	8,575	0,0160	0,117
PK.E19.Dg	68,11	8,83	5,63	9,86	1,04	1,56	0,062	8,059	0,0057	0,124
PK.E20.Dg	72,06	10,02	3,13	7,55	1,29	1,67	0,033	11,135	0,0067	0,090
PF.E21.Dg	67,01	9,16	4,37	8,22	2,32	1,64	0,049	9,511	0,0130	0,105
PK.E22.Dg	69,72	8,64	5,07	7,99	2,66	1,49	0,055	10,180	0,0143	0,098
PF.E20.Dg	70,11	7,04	4,33	7,79	1,62	1,20	0,046	10,500	0,0087	0,095
PM.E7.Dg	72,88	10,42	4,18	7,56	2,62	1,72	0,043	11,247	0,0135	0,089
PK.E21.Dg	70,72	10,06	5,22	6,82	3,23	1,71	0,055	12,098	0,0171	0,083
PF.E10.Yg	65,7	8,16	6,23	6,29	3,22	1,49	0,071	12,186	0,0184	0,082
PF.E11.Yg	66,41	8,15	7,6	5,36	2,45	1,47	0,086	14,455	0,0138	0,069
PH.E44.Yg	67,08	5,14	6,45	7,89	3,04	0,92	0,072	9,919	0,0170	0,101
PM.E46.Yg	69,14	7,62	6,76	4,11	1,11	1,32	0,073	19,626	0,0060	0,051
PK.E25.Yg	68,11	8,02	5,98	5,29	2,71	1,41	0,066	15,021	0,0149	0,067
PK.E26.Yg	70,12	9,16	5,73	4,11	2,43	1,57	0,061	19,904	0,0130	0,050
PH.E43.Yg	71,23	9,18	5,29	5,37	3,21	1,55	0,056	15,475	0,0169	0,065
PM.E35.Yg	71,62	9,18	5,18	4,94	2,55	1,54	0,054	16,914	0,0134	0,059
PK.E27.Yg	67,09	7,11	7,08	4,22	2,69	1,27	0,079	18,548	0,0150	0,054
PH.E42.Yg	67,99	7,03	6,59	4,35	3,4	1,24	0,073	18,235	0,0188	0,055
PO.E7.Yg	67,19	8,03	5,55	7,81	2,61	1,43	0,062	10,037	0,0146	0,100
PO.E20.Yg	69,83	7,05	5,67	8,52	1,66	1,21	0,061	9,562	0,0089	0,105

IX.2.1. Répartition de la teneur en CHONS dans la formation de Donga

La distribution des teneurs en carbone, hydrogène, oxygène, azote et soufre (CHONS) dans les roches de la formation de Donga est présentée sur la Figure 81.

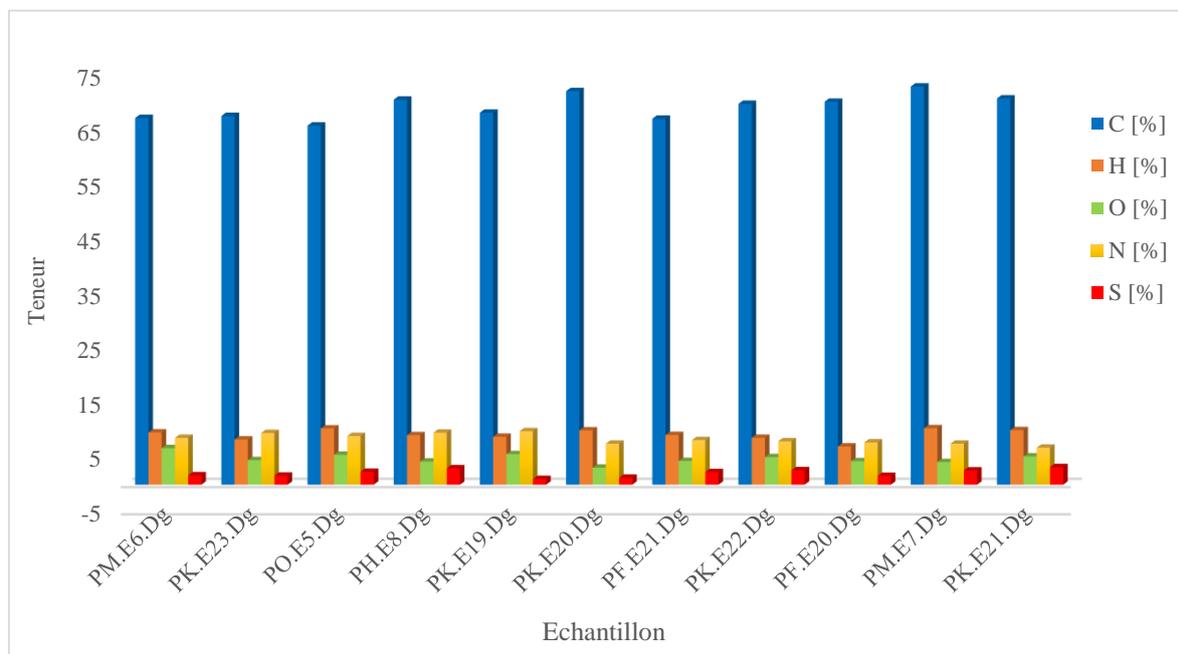


Figure 81 : Histogramme des proportions des éléments CHONS dans les échantillons de la formation de Donga

Sur la Figure 81, on observe que le carbone est l'élément le plus abondant avec des proportions variant de 65,76% à 72,88%. Il est suivi par l'hydrogène et l'azote dont les proportions oscillent respectivement de 7,04 à 10,42% et 6,29 à 9,86%. Enfin, l'oxygène et le soufre qui sont minoritaires ont des proportions allant respectivement de 3,13 à 6,73% et 1,04 à 3,23%.

Les proportions totales des valeurs moyennes exprimées en pourcentage (%) de ces éléments sont exprimées sur la Figure 82.

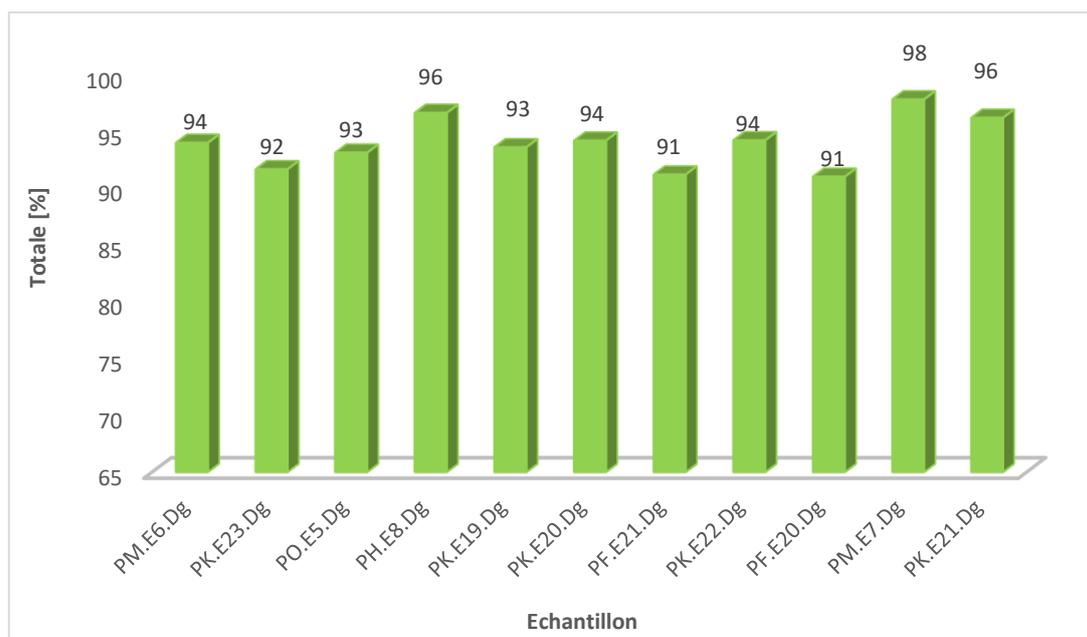


Figure 82 : Histogrammes des proportions totales en éléments CHONS des échantillons de la formation de Donga

Les valeurs moyennes des teneurs exprimées en pourcentage (%) en ces éléments dans les roches de la formation de Donga sont tous supérieures à 90% (Figure 82). Selon Durand et Nicaise (1980), la somme des teneurs en éléments CHONS doit être supérieure ou égale à 90 % en poids pour valider la fiabilité de l'analyse élémentaire.

IX.2.2. Répartition de la teneur en CHONS dans la formation de Yogou

La Figure 83 représente la distribution des teneurs en carbone, hydrogène, oxygène, azote et soufre (CHONS) dans les roches de la formation de Yogou. Par ordre d'abondance, on trouve le carbone avec des proportions variant de 65,70% à 71,62% dans cette formation. Il est suivi par l'hydrogène et l'azote dont les proportions oscillent respectivement de 5,14 à 9,18% et de 4,11 à 8,57%. Enfin, l'oxygène et le soufre viennent avec des proportions minoritaires allant respectivement de 4,77 à 7,60% et de 1,11 à 3,40%.

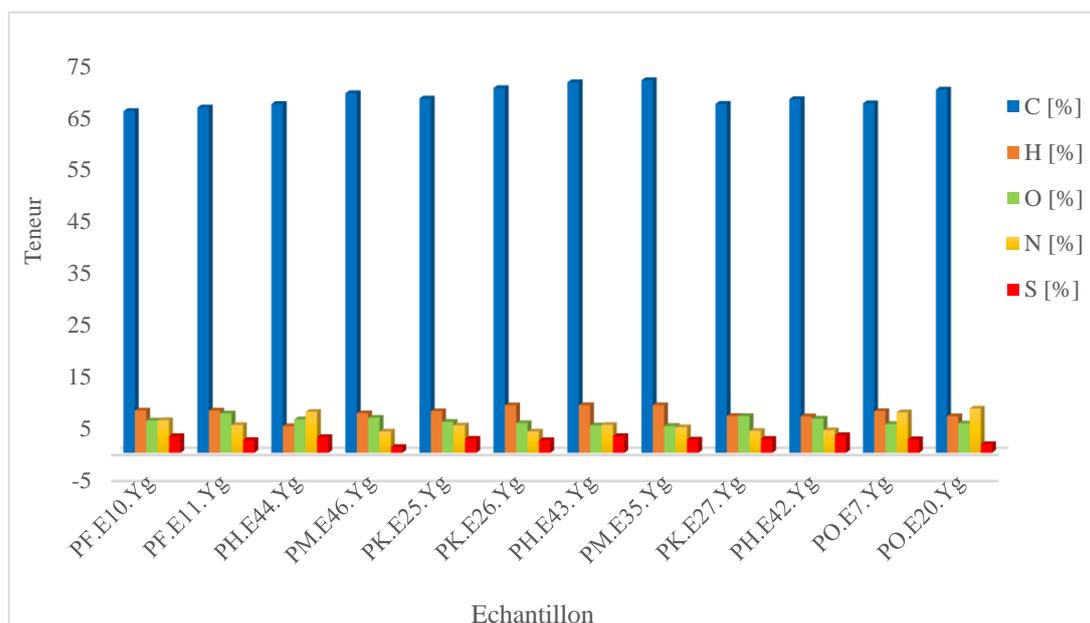


Figure 83 : Proportion des éléments CHONS dans les échantillons de la formation de Yogo

La Figure 84 représente les proportions totales des valeurs moyennes exprimées en pourcentage (%) de ces éléments dans les roches de la formation de Yogo.

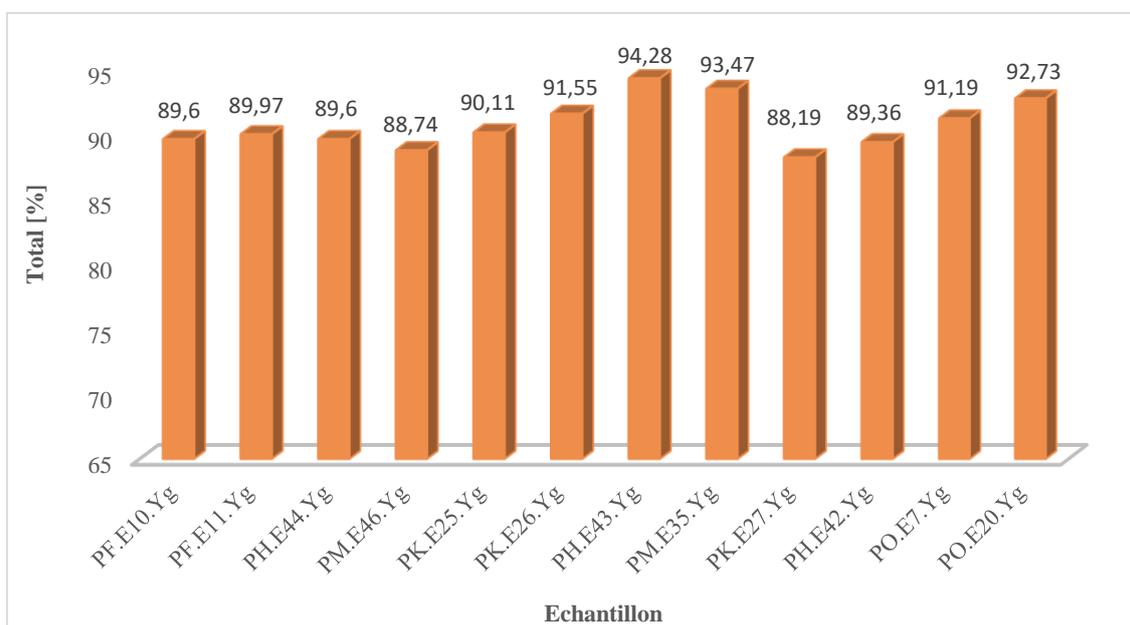


Figure 84 : Histogrammes des proportions totales en éléments CHONS des échantillons de la formation de Yogo

Les valeurs moyennes des teneurs exprimées en pourcentage (%) en éléments carbone, hydrogène, oxygène, azote et soufre dans les échantillons de la formation de Yogo varient de 88% à 94% (Figure 84).

Selon Durand et Nicaise (1980), la somme des teneurs en éléments CHONS doit être supérieure ou égale à 90 % en poids pour valider la fiabilité de l'analyse élémentaire. Les sommes moyennes des teneurs en éléments CHONS des échantillons PM.E46.Yg, PK.E27.Yg et PH.E42.Yg qui sont respectivement de 88%, de 89% et de 89%, avoisinent à peine le 90% (Figure 84). Ces écarts d'environ de 1 et de 2% sont soit dus aux erreurs instrumentales ou soient dus à la présence d'autres éléments non pris en compte par l'analyse CHONS.

IX.2.3. Rapports atomiques dans les formations de Donga et Yogou

Les rapports atomiques H/C, O/C, C/N et S/C sont calculés selon Durand et Nicaise (1980) dans Durand (1980).

IX.2.3.1. Rapports atomiques H/C et O/C de la formation de Donga

La Figure 85 représente la distribution des valeurs des rapports atomiques H/C et O/C dans les roches de la formation de Donga.

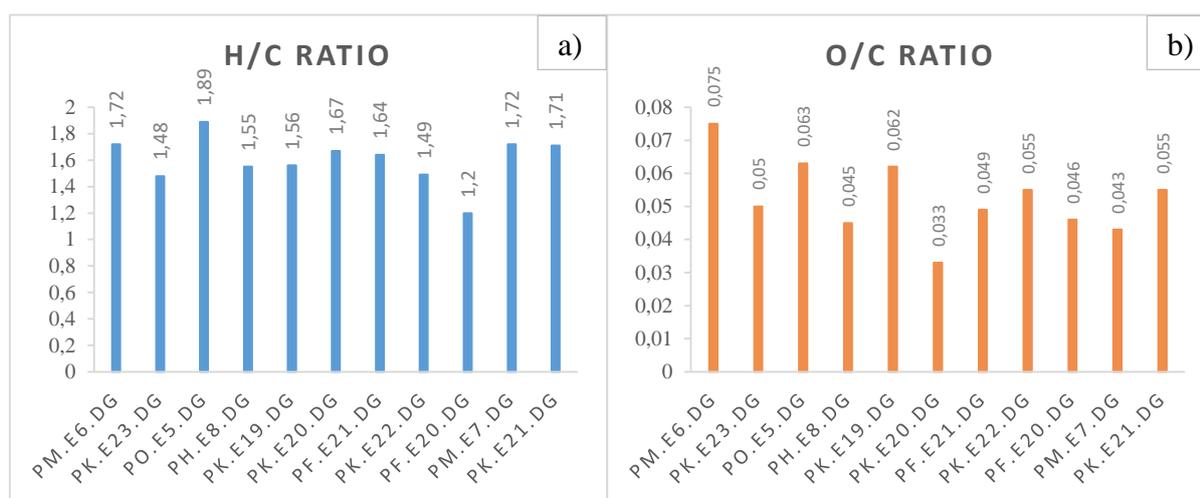


Figure 85 : Distribution des valeurs des rapports atomiques H/C (a) et O/C (b) de la formation de Donga

Les valeurs du rapport atomique H/C (Figure 85 - a) des échantillons de la formation de Donga sont comprises entre 1,20 et 1,72. Ces valeurs indiquent une matière organique susceptible de donner des kérogènes riches en chaînes aliphatiques et en cycle naphthénique.

Les valeurs du rapport atomique O/C (Figure 85 - b) sont comprises entre 0,033 à 0,075. Ces sont relativement faibles, ce qui reflète le caractère mature du kérogène de cette formation.

IX.2.3.2. Rapports atomiques H/C et O/C de la formation de Yogou

La distribution des valeurs des rapports atomiques H/C et O/C dans les roches de la formation de Yogou est présentée sur la Figure 86.

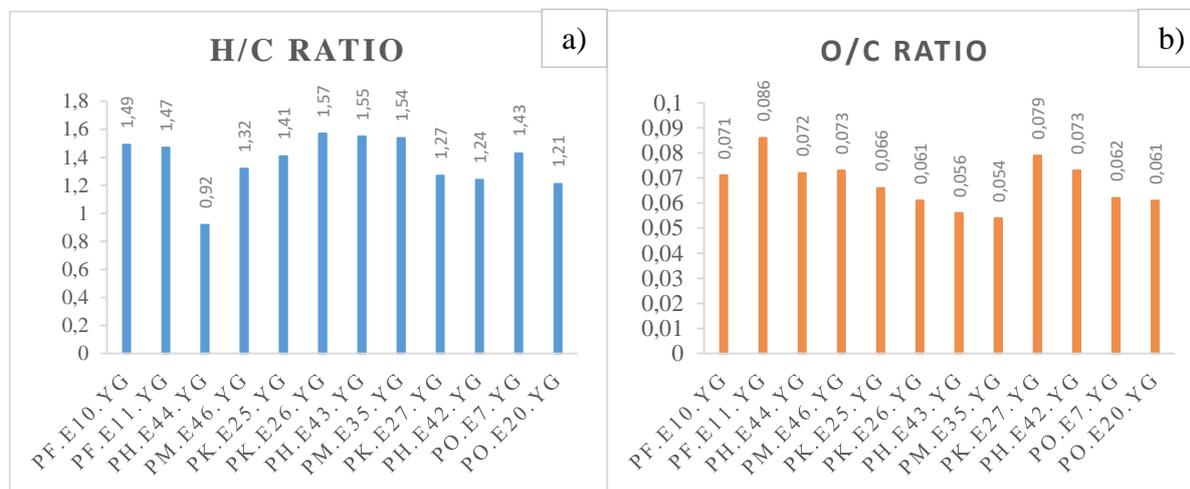


Figure 86 : Répartition des valeurs des rapports atomiques H/C (a) et O/C (b) de la formation de Yogou

Les valeurs du rapport atomique H/C des échantillons de la formation de Yogou (Figure 86 - a) sont comprises entre 0,95 et 1,59. Ces valeurs indiquent des matières organiques susceptibles de donner des kérogènes modérément riches en chaîne aliphatiques pour la formation de Yogou.

Le rapport atomique O/C (Figure 86 - b) est quant à lui, relativement faible. Les valeurs de ce rapport sont comprises entre 0,041 et 0,086, ce qui reflète bien le caractère immature à mature du kérogène pour les roches de la formation de Yogou.

IX.2.3.3. Rapport atomique C/N de la formation de Donga

La distribution des valeurs du rapport atomique C/N dans les roches de la formation de Donga est présentée sur la Figure 87.

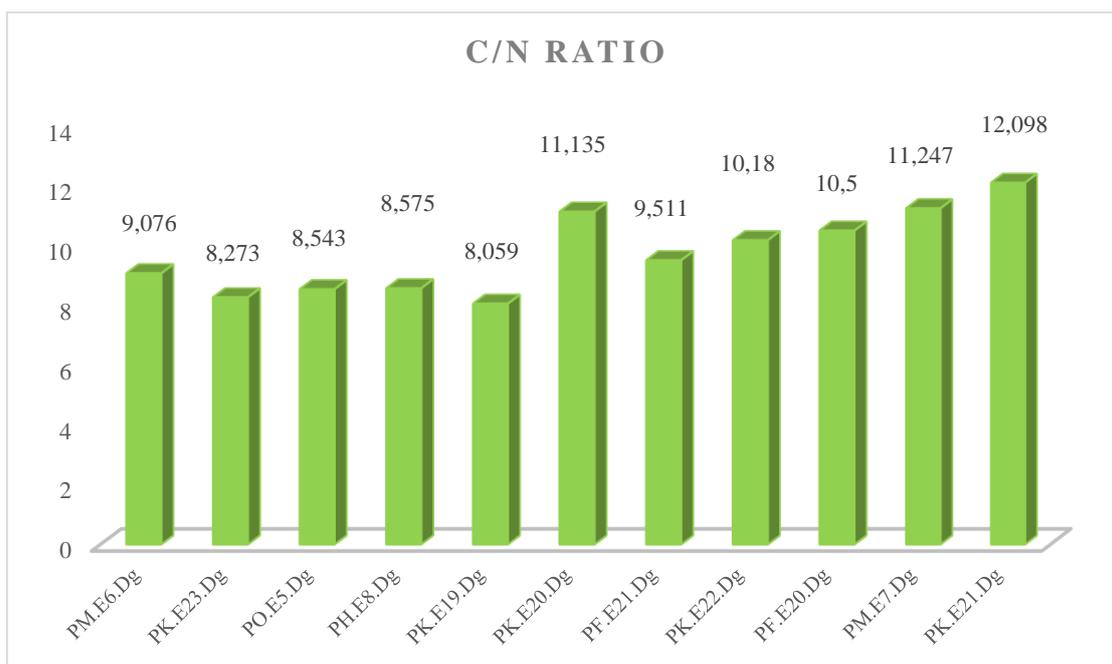


Figure 87 : Distribution des valeurs de rapport atomique C/N de la formation de Donga

Pour les roches de la formation de Donga, les valeurs du rapport C/N sont comprises entre 8,06 et 12,10, ce qui reflète une matière organique marine d'origine planctonique avec peu d'apport de végétaux supérieurs tel que décrit par Meyers (1997). Ces résultats indiquent également une contribution négligeable de la matière organique dérivée des plantes continentales dans les échantillons de la formation de Donga.

IX.2.3.4. Rapport atomique C/N de la formation de Yogou

La Figure 88 représente la distribution des valeurs du rapport atomique C/N dans les roches de la formation de Yogou.

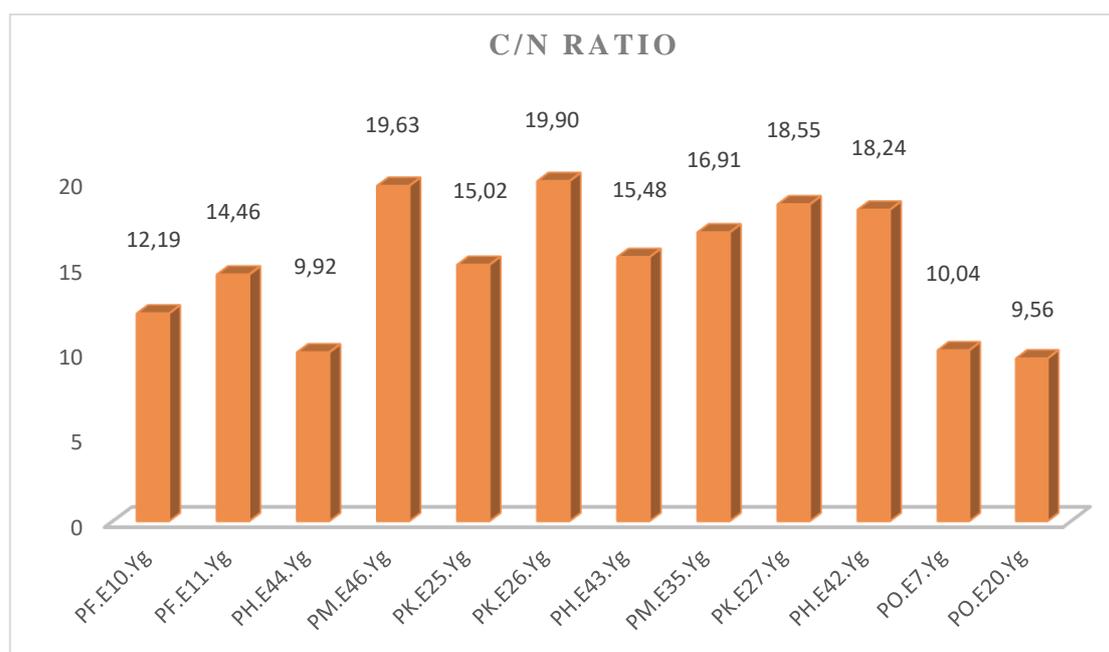


Figure 88 : Distribution des valeurs du rapport atomique C/N de la formation de Yogou

Sur la Figure 88, on observe que les roches de la formation de Yogou ont des valeurs du rapport C/N variant entre 9,56 et 19,90, ce qui indique une matière organique d'origine continentale prédominée par des plantes supérieures avec un apport important de la matière organique marine planctonique, selon Meyers (1997). Ces résultats sont aussi en accord avec ceux des rapports atomiques H/C et O/C. Ils indiquent également une contribution non négligeable de la matière organique dérivée des planctons.

En revanche, le rapport C/N des roches des formations de Donga et Yogou ne présente aucune corrélation avec les autres paramètres. Cependant, les valeurs de ce rapport atomique modérément faibles, indiquent que les kérogènes de ces deux formations (Donga et Yogou) n'ont pas reçu un apport de la matière organique marine d'origine algale. Cette dernière confère au rapport atomique C/N des valeurs atypiquement élevées allant jusqu'à des valeurs du rapport de 40 à 60 comme expliqué par Meyers (1997). Car, selon cet auteur, les algues sont capables de synthétiser de la matière organique riche en lipides pendant les périodes d'abondance de nutriments, créant ainsi des rapports C/N qui peuvent atteindre 18. En plus, pendant l'enfouissement et la sédimentation de la matière organique algale, la préservation partielle favorise sélectivement les composants riches en carbone tout en dégradant les composants riches en azote, ce qui augmente les rapports C/N. L'amélioration de la

production de la matière organique et l'amélioration de la préservation contribuent toutes deux à l'obtention du rapport C/N élevé, qui sont atypiques pour la matière organique algale.

IX.2.3.5. Rapport atomique S/C de la formation de Donga

Ce rapport atomique (S/C) est utilisé comme un indicateur de classification des kérogènes (kérogène soufré) pour un rapport atomique S/C > 0,04 (Orr, 1986). La distribution des valeurs de ce rapport atomique dans les roches de la formation de Donga est présentée sur la Figure 89.

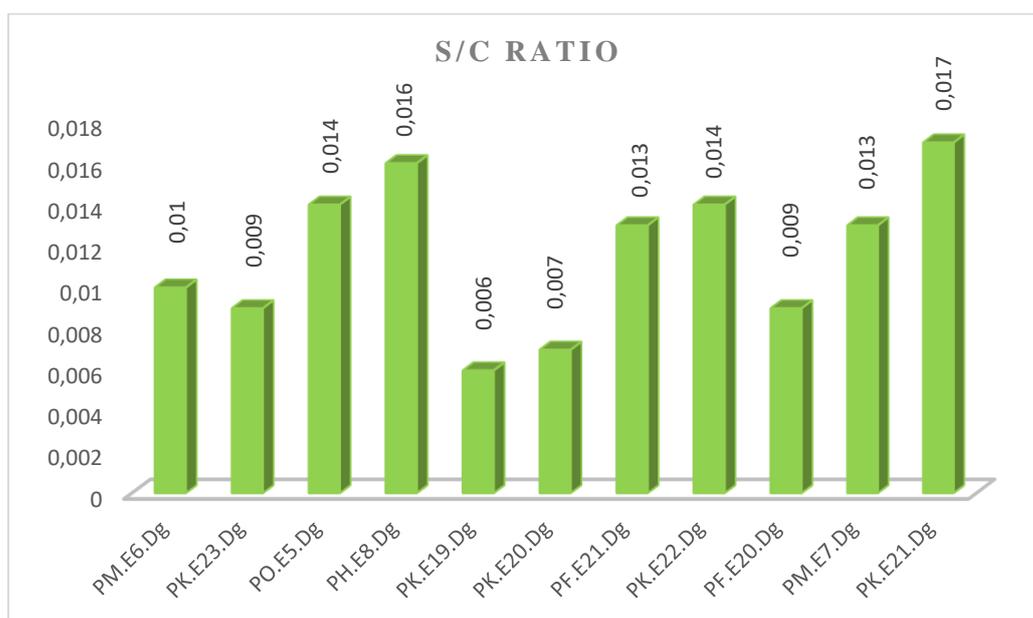


Figure 89 : Distribution des valeurs du rapport atomique S/C de la formation de Donga

En effet, ce rapport varie entre 0,007 et 0,017 pour la formation de Donga (Figure 89). Cependant, suivant la définition de Orr (1986), les résultats suggèrent que les kérogènes des roches mères de la formation de Donga ne sont pas de type soufré.

OX.2.3.6. Rapport atomique S/C de la formation de Yogo

La Figure 90 représente la distribution des valeurs du rapport atomique S/C dans les roches mères de la formation de Yogo.

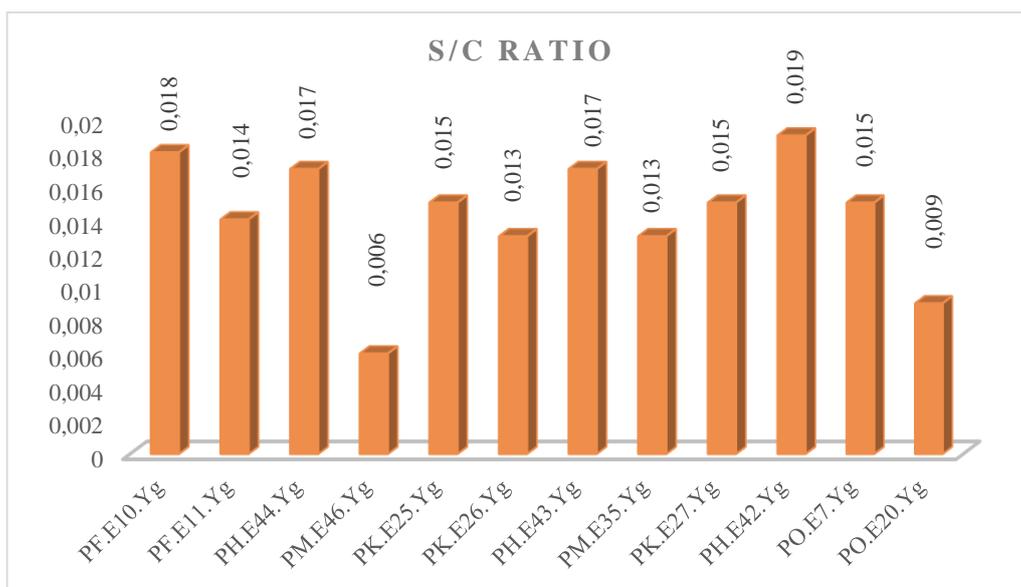


Figure 90 : Rapport atomique S/C de la formation de Yogou

Sur la Figure 90, on constate que les valeurs du rapport atomique C/N des roches mères de la formation de Yogou sont comprises entre 0,013 et 0,019. Ces valeurs suggèrent que les kérogènes de cette formation ne sont pas de type soufré et ce selon la définition de Orr (1986).

Conclusion partielle

Les résultats d'analyse géochimique sont utilisés dans ce chapitre pour une évaluation géochimique des roches des formations de Donga et Yogou. Par ailleurs, les données géochimiques obtenues par la méthode de pyrolyse Rock-Éval ont révélé que :

- 1- la formation de Donga est principalement constituée des très bonnes roches mères riches en matière organique avec un potentiel pétrolier moyen ;
- 2- et la formation de Yogou est principalement constituée des bonnes roches mères riches en matière organique avec un potentiel pétrolier moyen.

Ainsi, au regard du diagramme Tmax/IH, les types de kérogènes identifiés dans les roches mères des formations de Donga et Yogou correspondant au stade post-mature pourraient être erronés du fait de leurs maturités qui restent élevées à très élevées.

L'analyse élémentaire a renseigné sur les caractéristiques géochimiques des échantillons, à savoir que la matière organique est susceptible de donner des kérogènes modérément riches en chaînes aliphatiques et en cycle naphhténique et faiblement enrichie en oxygène. Ces

observations indiquent une matière organique mature à immature et un faible enrichissement en soufre et aussi en azote, classant ainsi les kérogènes provenant :

1 d'une matière organique marine d'origine planctonique avec peu d'apport des plantes supérieures pour Donga. Le kérogène de cette formation est de type classique II et III ;

2- et d'une matière organique d'origine continentale des plantes supérieures avec un apport important des planctons pour Yogou. Son kérogène est de type II, II-III et III, dominé par le type III.

La classification sur la base de l'analyse géochimique élémentaire permet d'acquérir plus facilement et plus rapidement des informations de base sur un grand nombre d'échantillons (principalement sur le type de kérogène et ces constituants). Elle est de la plus haute importance pour la recherche pétrolière et gazière, car le type de kérogène est l'un des facteurs les plus importants qui déterminent la quantité produite du pétrole ou du gaz au stade catagénétique et/ou métagénétique.

CHAPITRE X : DISCUSSIONS

Ce chapitre propose une synthèse des principaux résultats obtenus en même temps qu'il discute de la validation des données à travers des comparaisons avec des résultats de travaux antérieurs. Il portera sur deux aspects principaux à savoir 1) la minéralogie des formations de Donga et Yogou et 2) les caractéristiques géochimiques de ces formations.

X.1. Discussions sur la minéralogie des formations de Donga et Yogou

X.1.1. Principaux oxydes

Les principaux oxydes rencontrés dans ce travail (SiO_2 , Al_2O_3 et FeO) des teneurs respectivement de 40,82%, 19,25% et 6,46% en poids pour Donga et 46,45%, 15,06% et 7,27% en poids pour Yogou sont inégalement répartis dans les formations. La prédominance du SiO_2 et de Al_2O_3 confirme la présence de minéral de quartz et d'argile identifiés par l'analyse minéralogique au DRX.

Les travaux de Fu *et al.* (2011) et de Bou Daher *et al.* (2014) ont montré que les teneurs en Al_2O_3 et en SiO_2 sont respectivement proportionnelles à la présence des argiles et des matériaux détritiques silicatés tels que le quartz. Dans cette étude, le SiO_2 est abondant dans la formation de Yogou, tandis que Al_2O_3 l'est dans la formation de Donga. Cette distribution caractérise une prédominance des minéraux argileux dans la formation de Donga et s'explique probablement par la présence des lentilles sableuses dans la formation de Yogou, constituant les réservoirs du Crétacé supérieur dans le bassin sédimentaire de Termit, comme l'ont décrit ailleurs d'autres travaux (Genik, 1992 ; Chang et Zung, 2017 ; Nasaruddin *et al.*, 2017 ; Ning *et al.*, 2018).

En outre, l'oxyde de fer (FeO) est également un composant important dans les formations de Donga et Yogou avec respectivement 6,46 % et 7,27 % en poids en moyenne. Cet oxyde de fer (FeO) a des associations préférentielles connues avec des sulfures de fer telles que la pyrite et de la marcasite. L'examen minéralogique a confirmé que l'importance de la concentration du fer coïncide généralement avec la présence de la pyrite dans ces formations. Cela est aussi confirmé par l'étude statistique ACP.

La formation de la pyrite dans un milieu sédimentaire a été expliquée par Bou Daher *et al.* (2014). Dans ce milieu, elle est en lien étroite avec la teneur en COT. En effet, selon ces

auteurs, pour des valeurs de COT faibles à modérées, le H₂S réagit avec le Fe pour former de la pyrite, alors que pour des valeurs de COT élevées, le fer devient un facteur déterminant pour la formation de la pyrite c'est-à-dire que la quantité de la pyrite formée est fonction de la teneur en fer. Le restant du soufre est donc incorporé dans la matière organique. Dans la présente étude, les teneurs modérées en COT et aussi, les faibles teneurs en soufre du kérogène peuvent expliquer la présence de la pyrite en proportion importante. Selon les travaux de Yousif *et al.* (2015), cela suggère également des conditions suboxiques à relativement anoxiques lors du dépôt de sédiments mais aussi explique la prévalence de la préservation de la matière organique au détriment de la productivité primaire.

X.1.2. Éléments majeurs, éléments traces et leurs rapports

Les éléments majeurs et traces obtenus par l'analyse FRX ont permis d'établir des rapports atomiques. Le rapport Al/Si relativement faible, variant en moyenne entre 0,35 (Donga) et 0,28 (Yogou), suggère selon Fu *et al.* (2011) que le Si dans la plupart des sédiments est associé au silicate en plus des minéraux argileux. Aussi d'après Bou Daher *et al.* (2014), existe-t-il souvent une corrélation positive entre le silicate et la matière organique, dans lesquels la productivité de la matière organique est limitée par l'apport des nutriments. Cet apport est lié à l'apport de matériaux détritiques silicatés provenant des environnements continentaux. Ainsi, les faibles valeurs des rapports Al/Si, qui caractérisent l'abondance de silicate d'une part, les valeurs relativement élevées de COT et de S₂ d'autre part, démontrent la prédominance de la préservation de la matière organique sur la productivité primaire (Bou Daher *et al.*, 2014). Ceci suggère que les formations de Donga et Yogou ont été déposées dans des environnements suboxiques à anoxique comme l'ont démontré, les travaux de Langford et Blanc-Valleron (1990).

Les oxydes TiO₂ et K₂O sont aussi principalement associés aux minéraux argileux et aux matériaux détritiques. En effet, les teneurs moyennes en Ti, K et K₂O sont relativement élevées avec en moyenne 3,99 % et 3,57 % en poids pour Ti, 2,07 % et 2,42 % en poids pour K et de 2,85 % et 3,34 % en poids pour K₂O respectivement pour les formations de Donga et Yogou. Cependant les teneurs en TiO₂ avec en moyennes 0,49% et 0,82% en poids respectivement pour les formations de Donga et Yogou sont relativement faibles. Cela suggèrent que la présence de titane (Ti) dans ces formations est soit liée aux réseaux argileux,

soit provient des matériaux détritiques selon les travaux antérieurs de Ross et Bustin (2009) et de Moosavirad *et al.* (2010). Ce qui est aussi conforme aux résultats de l'ACP.

Les rapports élevés de Ti/Al sont le résultat de l'apport détritique en raison de l'association connue du Ti avec les débris continentaux et les sédiments à grains plus grossiers dans les environnements à haute énergie (Calvert *et al.*, 1996 ; Ross et Bustin, 2009; Jia *et al.*, 2013 ; Yousif *et al.*, 2015). En effet, Les valeurs moyennes du rapport Ti/Al qui sont de 0,11 et 0,15 respectivement dans les formations de Donga et Yogou, sont relativement faibles. Ces faibles valeurs, suggèrent l'importance des matériaux argileux au regard des matières détritiques (Ross and Bustin, 2009). Par conséquent, le pourcentage élevé en matrice minérale à grain fin (plus de 45 % pour Donga et 37 % pour Yogou), notamment les minéraux argileux, a favorisé la préservation de la matière organique accompagnée de l'augmentation de l'apport en nutriments dans les roches mères de Donga et Yogou, en comparaison avec les travaux de Ross et Bustin (2009). Ceci a pour conséquence l'excellente préservation de la matière organique.

La teneur en phosphore (P) est liée à la productivité primaire de la matière organique, car celui-ci représente un nutriment important dans les eaux. À teneur élevée, le phosphore apparaît donc comme un indicateur de fourniture suffisante des nutriments pour la croissance des algues comme l'ont suggéré certains auteurs (Jia *et al.*, 2013 ; Yousif *et al.*, 2015). En effet, les valeurs relativement faibles des teneurs en phosphore avec en moyennes 0,11% et 0,14% en poids respectivement pour les formations de Donga et Yogou, reflètent une contribution mineure des nutriments qui a favorisé une faible productivité biologique. Cela conduit selon des travaux antérieurs (Jia *et al.*, 2013 ; Tao *et al.*, 2013), à la formation d'un environnement de dépôt réducteur, favorable à la préservation de la matière organique. Ces valeurs relativement faibles des teneurs en phosphore déterminées dans les formations de Donga et Yogou, sont donc liées à la faible productivité biologique primaire de la matière organique d'origine algale dans le bassin sédimentaire de Termit (Tao *et al.*, 2013).

Le faible apport de la matière organique d'origine algale est révélé par l'analyse géochimique du kérogène, et appuyée par les biomarqueurs caractéristiques des formations de Donga et Yogou, comme l'ont déjà signalé Harouna et Philp (2012) et Liu *et al.*, (2015) dans leurs études respectives dans le bassin sédimentaire de Termit.

Le vanadium (V) et le nickel (Ni) sont des indicateurs importants des conditions d'oxydoréduction pendant les dépôts des sédiments riches en matière organique (Bechtel *et al.*, 2012 ; Mohialdeen et Ridha, 2012 ; Jia *et al.*, 2013). Dans des conditions anoxiques, les teneurs en vanadium sont généralement plus élevées que celles du nickel, tandis que le nickel prédomine sur le vanadium dans des conditions oxydiques en milieux sédimentaires (Barwise, 1990 ; Peters et Moldowan, 1993 ; Galarraga *et al.*, 2008 ; Bechtel *et al.*, 2012b ; Jia *et al.*, 2013 ; López et Lo Mónaco, 2017). C'est pourquoi, le rapport V/Ni élevé reflète en général des conditions réductrices et un rapport faible indique des conditions oxydantes.

Selon Galarraga *et al.* (2008), un rapport V/Ni supérieur à 3 indique des sédiments accumulés dans un milieu réducteur, tandis que des rapports V/Ni variant de 1,9 à 3 indiquent une sédimentation dans des conditions suboxiques avec des matières organiques précurseurs d'origine mixte (continentale et marine). En effet, les rapports V/Ni pour les roches des formations de Donga et Yogou analysés se situent respectivement dans la fourchette de 1,67 à 3,14 avec une moyenne de 2,27 et de 2,27 à 3,75 avec une moyenne de 3,23. Cependant, ces rapports moyennement élevés indiquent des conditions généralement suboxiques à anoxiques pendant le dépôt des sédiments des formations de Donga et Yogou dans le bassin sédimentaire de Termit. Toutefois, ces roches mères comportent des matières organiques d'origine continentale et marine.

Le strontium (Sr) et le baryum (Ba) se comportent différemment comme des marqueurs géochimiques dans des environnements sédimentaires divers (Wang, 1996 ; Jia *et al.*, 2013). Ils sont considérés comme des indicateurs empiriques de la paléosalinité de l'eau (Wang, 1996 ; Chuanlian *et al.*, 2001 ; Mohialdeen et Ridha, 2012 ; Jia *et al.*, 2013). En effet, un rapport Sr/Ba élevé reflète une salinité élevée, et dans le cas contraire une eau saumâtre à une eau douce (Jia *et al.*, 2013 ; Yousif *et al.*, 2015). Dans cette étude, ces éléments ont une corrélation moyenne pour les formations de Donga et Yogou. Leurs rapports (Sr/Ba) relativement faibles à moyens dans ces formations, sont compris respectivement entre 0,10 et 0,42 avec une moyenne de 0,24 et entre 0,07 et 1,10 avec une moyenne 0,34. Ces valeurs suggèrent une eau saumâtre à une eau douce pendant le dépôt des sédiments de la formation de Donga et une eau faiblement saline (marine) à une eau douce pour la formation de Yogou. Ainsi, selon Jia *et al.* (2013), les rapports Sr/Ba par rapport au V/Ni peuvent avoir une corrélation positive globale. Celle-ci est suggérée comme étant le marqueur de conditions fortement réductrices, engendrant une stratification de la salinité, donc des conditions

relativement suboxiques à anoxiques pendant le dépôt des sédiments. Par conséquent, les formations de Donga et Yogou ont été déposées respectivement dans des environnements d'eau saumâtre à eau douce et eau faiblement saline à eau douce, dans des conditions suboxiques à anoxiques, comme l'ont affirmé Wan *et al.* (2014) et Liu *et al.* (2015) dans leurs études sur le bassin sédimentaire de Termit.

Les conditions paléo-redox pendant la sédimentation des matériaux détritiques peuvent aussi être évaluées à partir des valeurs du rapport Ni/Co. En effet, les valeurs du rapport Ni/Co inférieures à 5 indiquent un environnement oxydant alors que les valeurs du même rapport supérieures à 5 suggèrent un environnement suboxydant à anoxique (Moosavirad *et al.*, 2010 ; Akinlua *et al.*, 2016). Or, les valeurs du rapport Ni/Co des formations de Donga et Yogou varient respectivement de 4,52 à 7,18 avec une moyenne de 5,46 et de 4,55 à 7,39 avec une moyenne de 5,52. Ces valeurs moyennes supérieures à 5, suggèrent des régimes d'oxygène plus faibles lors du dépôt des formations de Donga et Yogou. Elles sont donc déposées dans des conditions suboxiques à anoxiques comme établi par Moosavirad *et al.* (2010) dans ces études.

Le rapport Cu/Zn était reconnu être théoriquement un indicateur de paléoenvironnement (Orgel, 1960 ; Manheim, 1961 ; Hallberg, 1972). Selon Orgel (1960), le cuivre semble avoir une plus grande tendance à la chélation que le zinc dans l'environnement oxydant. Manheim (1961) a démontré dans son étude réalisée en Mer baltique comment le cuivre et le zinc se comportent dans un environnement réduit. En effet, en raison des différences entre les produits de solubilité des sulfures de cuivre et de zinc dans un environnement réduit, la précipitation du cuivre est bien plus favorisée que celle du zinc, on peut donc s'attendre à ce que le rapport Cu/Zn augmente. Par contre, dans une couche sédimentaire fossilisée, précédemment oxydée mais réduite ultérieurement par la diagenèse, on peut s'attendre à ce que ce rapport diminue (Hallberg et Халлберг, 1976 ; Moosavirad *et al.*, 2010). En outre, le rapport Cu/Zn augmente sensiblement dans les sédiments strictement réduits à de grandes profondeurs d'eau où il est supérieur à l'unité ($\text{Cu/Zn} > 1$). Pour la présente étude, la distribution des valeurs du rapport Cu/Zn varie de 0,857 à 1,333 avec une moyenne de 1,08 pour la formation de Donga et de 0,688 à 2,25 avec une moyenne de 1,04 pour la roche mère de Yogou. Ainsi, la plupart des valeurs de ce rapport pour les deux roches mères sont supérieures à l'unité (1), ce qui suggère que ces formations (Donga et Yogou) ont été déposées dans les milieux réducteurs profonds.

Le chrome (Cr) est également un indicateur important des conditions paléo-rédox pendant la sédimentation. Le chrome est généralement incorporé dans la fraction clastique détritique d'un sédiment où il peut se substituer à l'aluminium (Al) dans les argiles et être adsorbé ou se présenter sous forme de chromite. Le vanadium, au contraire, peut être lié à la matière organique par l'incorporation de V⁴⁺ dans les porphyrines, et est concentré dans les sédiments déposés dans des conditions réductrices (Jones et Manning, 1994 ; Mohialdeen et Ridha, 2012 ; Jia *et al.*, 2013 ; Yousif *et al.*, 2015). Ainsi, le chrome est habituellement plus favorable aux conditions d'oxydation par rapport au vanadium. Cependant, les valeurs du rapport V/Cr supérieures à 4 indiquent des conditions de dépôt anoxique, tandis que les valeurs comprises entre 4 et 2 suggèrent des conditions suboxiques (Jones et Manning, 1994). En revanche, les formations Donga et Yogou ont des rapports V/Cr variant respectivement entre 2,32 et 6,50 avec une moyenne de 3,42 et entre 2,05 et 5,78 avec une moyenne de 3,57 ; ce qui suggère que les sédiments de Donga et Yogou sont déposés dans des conditions suboxiques à anoxiques. Ce résultat est conforme aux interprétations faites sur la base des rapports Al/Si, V/Ni, Cu/Zn, Ni/Co des teneurs peu élevées en phosphore (P) et la relation entre les rapports Sr/Ba et V/Ni.

X.1.3. Facteurs contrôlant la production et la préservation de la matière organique

Les facteurs qui contrôlent la production de la matière organique sont multiples. Cependant, le phosphore est un élément nutritif important dans les eaux. À une teneur élevée, il sert de nutriment aux organismes aquatiques et contribuera à la productivité primaire de la matière organique (Jia *et al.*, 2013 ; Tao *et al.*, 2013 ; Yousif *et al.*, 2015). Les teneurs relativement faibles en phosphore dans les formations de Donga et Yogou impliquent un apport relativement faible de nutriment, ce qui entraîne une faible bioproduktivité de la matière organique (Tao *et al.*, 2013) dans le bassin sédimentaire de Termit. Ce constat est confirmé par la présence des kérogènes II et III qui indique des apports relativement faibles de matières organiques d'origine algale pendant le dépôt des sédiments de la formation de Donga et des kérogènes de type II, II-III et III, suggérant une matière organique d'origine planctonique avec un apport faible d'origine continentale pendant la sédimentation de Yogou. En effet, l'apport de la matière organique provenant des efflorescences algales est mineur pendant le dépôt de ces formations bien que les efflorescences d'organismes aquatiques puissent être favorisées dans les environnements de dépôt lacustre et marin.

Outre l'apport nutritif par le phosphore, l'apport de matières détritiques silicatées suggéré par les rapports Ti/Al et Al/Si (Fu *et al.*, 2011 ; Bou Daher *et al.*, 2014), a contribué à entraîner d'importante quantité de la matière organique d'origine continentale (végétaux supérieurs). Ceci est confirmé par les paramètres H/C et C/N de l'analyse géochimique élémentaire en plus des types du kérogène. Ils indiquent une contribution majeure des végétaux continentaux pendant le dépôt de la formation de Yogou et une contribution relativement faible pour la formation de Donga.

La préservation de la matière organique est un processus physique et chimique complexe, qui fait intervenir plusieurs facteurs (Zonneveld *et al.*, 2010). Dans cette étude, la minéralogie des argiles et les niveaux d'oxygénation de la colonne d'eau (Cowie et Hedges, 1992 ; Hofmann *et al.*, 2000 ; Mahamat Ahmat *et al.*, 2016) sont les facteurs les plus importants. Les formations de Donga et Yogou ont été interprétées comme ayant été déposées dans des environnements lacustres et marins, principalement d'eau douce à saumâtre (avec une influence de l'eau de mer pour le milieu marin). Les rapports Sr/Ba, V/Ni, Ni/Co, Cu/Zn et V/Cr indiquent la présence d'une colonne d'eau stratifiée et des conditions suboxiques à anoxiques pendant le dépôt des formations de Donga et Yogou. Les conditions de faible teneur en oxygène du milieu ont également été confirmées par la présence de la pyrite avec de la matière organique dans les sédiments de ces formations. En plus, les conditions de stratification de l'eau ont été aussi mises en évidence par la présence des biomarqueurs (gammacérane), et des palynofaciès (Pediastrum, Apteodinium, Protobuntonia, Paracypris, nigeriensis, Brachyocythere...) dans les formations de Donga et Yogou comme indiqué dans certains travaux (Harouna et Philp, 2012a ; Wan *et al.*, 2014a ; Liu *et al.*, 2015a ; Lai *et al.*, 2018), ce qui implique des conditions suboxiques à anoxiques pendant le dépôt de ces formations sédimentaires. Par conséquent, la colonne d'eau stratifiée avec des eaux de fond à faible teneur en oxygène a dû jouer un rôle principal dans le contrôle de la préservation de la matière organique pendant le dépôt des sédiments des formations de Donga et Yogou. Aussi, les faibles valeurs des rapports Al/Si, qui caractérisent l'abondance de silicate, les valeurs relativement élevées de COT et de rendement en S₂ sont des facteurs qui ont dû contribuer à la préservation de la matière organique.

En outre, la matrice minérale à grains fins (les argiles) favorise également la préservation de la matière organique. Ainsi, l'adsorption des composés organiques sur les surfaces minérales argileuses joue un rôle fondamental dans la préservation du carbone organique comme

suggérés par certains auteurs (Keil et Hedges, 1993 ; Kennedy *et al.*, 2002, 2014 ; Yu *et al.*, 2009). La surface des argiles peut avoir fourni une protection physique à la matière organique, en enrichissant les sédiments d'argiles et de matières organiques comme mentionné dans des travaux antérieurs (Keil et Hedges, 1993 ; Ransom *et al.*, 1998 ; Keil et Cowie, 1999 ; Ross et Bustin, 2009).

Les argiles des formations de Donga et Yogou sont caractérisées par des grandes surfaces spécifiques, qui sont respectivement de 500,85 m²/g et de 471,05 m²/g en moyenne. Ces valeurs de la surface spécifique très élevées des échantillons des formations de Donga et Yogou suggèrent que la phase minérale a contribué à la préservation de la matière organique dans le bassin sédimentaire de Termit.

X.2. Discussions sur la géochimie des formations de Donga et Yogou

X.2.1. Quantité de la matière organique

Les roches des formations de Donga et Yogou du bassin sédimentaire de Termit ont des teneurs en COT moyennement élevées variant respectivement de 2,08 à 3,82 mg HC/g de roche et de 2,25 et 3,58 mg HC/g de roche, ce qui suggère un potentiel pétrolier moyen à très bon comme l'ont montré certains travaux (Harouna et Philp, 2012 ; Wan *et al.*, 2014 ; Liu *et al.*, 2015). Ces roches de Donga et Yogou ont aussi respectivement des valeurs de rendement en S₂ de la pyrolyse comprises entre 1,17 et 3,04 mg HC/g de roche et entre 1,34 et 2,12 mg HC/g de roche, ce qui correspond à des roches mères à potentiel pétrolier pauvre à moyen tel que décrits ailleurs (Wan *et al.*, 2014 ; Xiao *et al.*, 2019).

En revanche, d'autres échantillons (PK. E20. Dg2, PK. E20. Dg3, PF. E20. Dg1, PF. E20. Dg2, PH. E42. Yg2) peuvent avoir un très bon potentiel pour la genèse d'hydrocarbures tels que décrits aussi par Harouna et Philp (2012) et Liu *et al.* (2015). Par conséquent, ces valeurs respectives du COT et S₂, combinées avec des données existantes (Harouna et Philp, 2012 ; Liu *et al.*, 2015) laissent supposer des quantités relativement importantes de la matière organique et répondent aux normes acceptées des roches mères ayant un potentiel moyen à bon de genèse d'hydrocarbures comme prescrit par Hunt (1995).

X.2.2 Origine de la matière organique

La combinaison des paramètres géochimiques globaux obtenus dans ce travail a abouti à une évaluation fiable. En effet, les roches analysées de la formation de Yogou ont des valeurs de IH comprises entre 138 et 267 mg HC/g COT. Les kérogènes qu'elles contiennent sont pour la plupart classés comme étant de type II et III et de type mixte II-III, provenant des plantes supérieures avec un apport important d'origine planctonique. Cela a été suggéré par Wan *et al.* (2014) ainsi que Lunkun *et al.* (2014), en se basant sur les résultats d'analyses géochimiques dans leurs études sur le bassin sédimentaire de Termit.

Pour la formation de Donga, les roches analysées ont des valeurs de IH comprises entre 102 et 255 mg HC/g COT. Ces roches sont pour la plupart classées contenant des kérogènes majoritairement de type II, III, d'origine planctonique avec peu d'apport d'origine continentale. Cela est en accord avec les résultats des travaux géochimiques, pétrographiques et paléontologiques de Zanguina *et al.* (1998) et de Liu *et al.* (2015).

Sur le diagramme Van Krevelen modifié de IH en fonction de IO, on observe que les échantillons de la formation de Yogou contiennent les kérogènes de type II et de type III, ce qui concorde avec les interprétations des Lunkun *et al.* (2014). De leur côté, les échantillons de la formation de Donga sont dominés par le kérogène de type II avec néanmoins quelques rares kérogènes de type III. De même, sur le diagramme de IH en fonction de Tmax, on constate que la plupart des échantillons de ces deux formations (Donga et Yogou) renferment les kérogènes de type III et quelques fois de type II. Contrairement aux valeurs de IH, le kérogène de type mixte II-III n'existe pas sur les diagrammes de IH en fonction de IO et de IH en fonction de Tmax, ce qui est aussi en conforme avec l'étude de Wan *et al.* (2014). En outre, le diagramme S₂ en fonction de COT est en bon accord avec l'interprétation fondée sur les données de IH, c'est-à-dire que les roches de formations de Donga et Yogou renferment respectivement des kérogènes de type II et III et de kérogènes de type II, III et II-III. Cela est aussi bien en conformité aux travaux géochimiques menés par Zanguina *et al.* (1998) et Wan *et al.* (2014) et aussi aux travaux pétrographiques et paléontologiques menés par Liu *et al.* (2015).

Aussi, les rapports atomiques H/C, O/C et C/N confirment que les roches correspondent à des qualités et d'origines différentes de matières organiques. Les roches de la formation de Donga ont des kérogènes de type II et III, d'origine planctonique avec peu d'apport des végétaux

supérieures. Celles de formation de Yogou sont majoritairement constituées des kérogènes de type III et quelques peu de type II, d'origine continentale des plantes supérieures avec un apport important d'origine marine planctonique.

X.2.3 Maturité thermique des roches mères

La combinaison des données de Tmax, l'Indice de Production (IP), des données de potentiel génétique (PG) de diagramme de Tmax en fonction de la profondeur des formations ont fourni une meilleure évaluation du niveau de maturité thermique de la matière organique dans les roches mères de Donga et Yogou.

C'est ainsi que les roches de la formation de Donga sont supposées avoir un degré de maturité thermique correspondant au stade du début de la fenêtre à huile au stade de post-maturité thermique. Elles se trouvent donc dans les fenêtres de genèse d'hydrocarbures (liquide et gaz). Cela est confirmé par les valeurs de l'Index de Production (IP) et de Potentiel Génétique (PG), qui indiquent respectivement un potentiel pétrolier correspondant au stade de genèse des hydrocarbures et la maturité correspondant au stade du début de la fenêtre à huile au stade de post-maturité thermique. Il est aussi en bon accord avec les résultats des travaux de Liu *et al.* (2015) basés sur les rapports $22S/(22S+22R)$ d'environ 0.35 du biomarqueur homohopane C₂₉. De plus, les travaux de Harouna et Philp (2012), de Zhang *et al.* (2005) et de Lai *et al.* (2018) ont suggéré que cette formation a atteint la phase principale du stade de genèse d'huile. Par conséquent, ces résultats suggèrent que la formation de Donga a atteint un niveau de la maturité correspondant au stade du début de la fenêtre à huile au stade de post-maturité thermique. Elle est située donc dans la fenêtre principale de production des hydrocarbures comme l'ont suggéré Harouna et Philp (2012).

Les valeurs de Tmax (425 et 451°C) des roches de la formation de Yogou, évoluent d'un stade d'immature à un stade de pic de maturité thermique, donc du début de la phase de genèse d'huile à la phase principale de genèse d'huile. Aussi, les données de l'Index de Production (IP) et du Potentiel Génétique (PG) indiquent respectivement un potentiel correspondant au stade de fenêtre à huile et à gaz, donc un stade de maturité correspondant au stade du début de la fenêtre à huile au stade de post-maturité thermique. Cela est conforme aux résultats de Zanguina *et al.* (1998), précisant que le niveau de maturité thermique de cette roche mère a été atteint entre 2200 m et 2900 m de profondeur pour la fenêtre à huile et entre 3600 m et 4100 m de profondeur pour la fenêtre à gaz. Cependant, les résultats du diagramme

T_{max} en fonction de la profondeur sont conformes avec l'interprétation basée sur les valeurs de T_{max} (stade du début de la fenêtre à huile à stade au-delà de la fenêtre à huile). Cela est conforme aux travaux de Liu *et al.* (2015), basés sur les valeurs de la réflectance de la vitrinite (R_o = 0,487%) et de rapport 22S/(22S+22R) du biomarqueur hopane C₃₁ (0.50 à 0.54) ainsi que les travaux de Harouna et Philp (2012) et Wan *et al.* (2014), basés sur les valeurs de T_{max} (423 à 447°C), de la réflectance de la vitrinite (de 0,58 à 0,87%) et les valeurs de rapport 22S/(22S+22R) de hopane C₃₂ (0,31 à 0,59). En se basant sur ces résultats, on admet que la formation de Yogou a atteint un degré de maturité thermique qui correspond au début de la fenêtre à huile. Il correspond à la phase précoce de la phase de genèse des hydrocarbures.

En somme, puisque le kérogène de type III est le plus fiable à estimer en terme de degré de maturation en utilisant la température maximale selon Egbobawaye (2017), la distribution des valeurs de T_{max} des formations de Donga et Yogou permet de conclure que ces formations sont dans la phase précoce et la phase principale de genèse d'hydrocarbures. Cela est confirmé par les données de l'IP, de PG, de la pyrolyse Rock-Éval et le diagramme T_{max} en fonction de profondeur des formations.

X.2.4 Environnement de dépôt et conditions de préservation de la matière organique

La détermination de l'environnement de dépôt dans cette étude est le résultat de l'intégration des données d'analyse géochimique Rock-Éval, élémentaire et d'analyse EDS des roches des formations de Donga et Yogou.

Les principaux oxydes, les éléments majeurs et les éléments traces ainsi que des nombreux rapports géochimiques de ces éléments, ont été aussi intégrés pour mieux comprendre l'origine, le type, les conditions de préservation de la matière organique et les environnements de sédimentation (Fu *et al.*, 2011 ; Jia *et al.*, 2013 ; Mohialdeen et Ridha, 2012 ; Moosavirad *et al.*, 2010 ; Yousif *et al.*, 2015).

Les argiles et le quartz sont les principaux composants minéraux observés dans les roches des formations étudiées. On trouve également de la pyrite comme composant inorganique en proportion importante. La présence de la pyrite dans les roches des formations de Donga et Yogou, suggère la préservation de la matière organique dans l'eau interstitielle à concentration d'oxygène périodiquement faible, où le fer réactif a été converti en pyrite en présence de

sulfure (Yousif *et al.*, 2015). La surface de l'argile peut avoir fourni une protection physique à la matière organique par adsorption, enrichissant les sédiments de la matière organique comme l'ont noté Kennedy *et al.* (2002).

X.3. Synthèse minéralo-géochimique des formations de Donga et Yogou

La composition minéralogique des roches provenant des formations de Donga et Yogou montre qu'elles sont dominées par des argiles. Elles contiennent des minéraux silicatés associés à la pyrite et la goethite. Les fractions argileuses de ces roches sont prédominées par la kaolinite et des minéraux interstratifiés à deux feuillets pour Donga et trois feuillets pour Yogou.

Sur la base des résultats de l'analyse ACP des éléments chimiques présents dans les formations de Donga et Yogou, on peut affirmer que les corrélations entre les éléments chimiques dépendent fortement des minéraux présents dans l'échantillon à étudier. Cette étude révèle que le chimisme des milieux de dépôts des formations de Donga et Yogou est différent.

Dans l'ensemble, les types et les compositions des kérogènes déterminés par la pyrolyse Rock-Éval et l'analyse géochimique CHONS indiquent que les roches étudiées ont été déposées respectivement dans un environnement lacustre et marin dans des conditions salines et réductrices, suboxiques à anoxiques, recevant :

- 1- une contribution majeure des planctons et de microorganismes avec un apport mineur de matières organiques terrigènes pour la formation de Donga.
- 2- une contribution majeure des plantes continentales avec un apport important des matières planctoniques pour la formation de Yogou.

Conclusion partielle

La formation de Donga est constituée principalement d'argiles marines, dont les valeurs du COT et les rendements en S₂ font d'elle une très bonne roche mère, renferment des kérogènes de type II et III. Les données de COT, de S₂, de IH, de Tmax, IP et PG ainsi que les diagrammes des paramètres Rock-Éval font de cette formation une roche mère à potentiel pétrolier moyen pour la genèse des hydrocarbures (liquides et gazeux) avec un niveau de maturité thermique précoce à post-maturité. Ces résultats indiquent que la matière organique

de la formation de Donga provient principalement des phytoplanctons marins, avec une faible contribution des bactéries et un faible apport des matières organiques terrigènes.

La formation de Yogou est constituée principalement d'argiles lacustres. Le COT et le rendement en S₂ au sein de cette formation, ainsi que le diagramme de la température maximale (T_{max}) en fonction de l'Index d'Hydrogène (IH) révèlent qu'elle est une bonne roche mère avec la matière organique constituée des kérogènes de type II, II-III et III. Cette formation est une roche mère à potentiel pétrolier faible à moyennement bon pour la genèse des hydrocarbures aussi liquides et gazeux avec un niveau de maturité précoce à post-maturité. La matière organique de la formation de Yogou provient principalement des végétaux supérieurs avec une contribution importante de phytoplanctons marins.

Les paramètres géochimiques sensibles à l'oxydoréduction indiquent des conditions de fond faiblement à presque appauvries en oxygène, ce qui correspond aux conditions suboxiques à anoxiques pendant le dépôt des sédiments des formations de Donga et Yogou.

Les rapports Sr/Ba, et Ni/Co, suggèrent une stratification des eaux pendant le dépôt des sédiments de ces formations. Enfin, les données sur les principaux oxydes, les éléments majeurs et traces ainsi que leurs rapports ont suggéré la prédominance de la préservation de la matière organique sur la productivité primaire. La préservation est contrôlée par les conditions réductrices des milieux de dépôt et la protection par les phases minérales au moment du dépôt des sédiments de ces formations.

CONCLUSION

GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les roches des formations de Donga et Yogou ont fait l'objet des caractérisations minéralogique et géochimique.

Les résultats d'analyse minéralogique des roches des formations de Donga et Yogou révèlent que :

1- la formation de Donga est dominée principalement d'argiles marines (47,70% en moyenne). Elle contient des minéraux détritiques silicatés associés à la pyrite et à la goethite. La fraction argileuse de la formation de Donga est composée principalement par la kaolinite et les minéraux interstratifiés à deux feuillets illite-smectite, chlorite-illite, smectite-illite et chlorite-smectite.

2- la formation Yogou est constituée principalement d'argiles lacustres en proportion de 38,85% en moyenne. Elle contient aussi des minéraux silicatés détritiques associés à la goethite et à la pyrite. La fraction argileuse de cette formation dominée par la kaolinite, contient des minéraux interstratifiés à trois feuillets illite-smectite-chlorite et smectite-illite-chlorite.

De l'étude corrélative l'ACP des éléments chimiques présents dans les formations de Donga et Yogou, on peut affirmer que les corrélations entre les éléments chimiques dépendent fortement des minéraux présents dans l'échantillon étudié. Cette étude révèle que le chimisme des milieux de dépôts des formations Donga et Yogou est différent.

L'analyse géochimique des roches des formations de Donga et Yogou révèle que :

1- la composition géochimique de la formation de Donga présente des valeurs du COT et S₂ qui font d'elle, une roche constituée principalement des roches mères très riches en matière organique. Ces données couplées à celles de IH, de Tmax, IP, PG et de l'analyse CHONS ainsi que les diagrammes des paramètres Rock-Éval font de la formation de Donga une roche mère à potentiel pétrolier moyen à bon pour la genèse des hydrocarbures. Son niveau de maturité thermique est la maturité précoce à post-mature. Le kérogène de cette formation est de type classique II et III. Les roches mères de cette formation sont principalement dans la fenêtre à huile ;

2- les valeurs de COT, S₂, de IH, de Tmax, de IP et de PG obtenues sur les échantillons des roches de la formation de Yogou, ainsi que le diagramme de la température maximale Tmax

en fonction de l'Index d'Hydrogène IH et la composition élémentaire CHONS révèlent qu'elle est principalement constituée de roches mères riches en matière organique avec un potentiel pétrolier moyen. Son niveau de maturité est la maturité précoce à post-mature. Son kérogène est de type II et III, dominé par le type III. La plupart des roches mères de cette formation ont atteint la fenêtre à huile.

La combinaison des résultats géochimiques et minéralogiques indique que :

1- La formation de Donga est constituée principalement des matières organiques marines d'origine planctonique avec une faible contribution des bactéries et un faible apport des matières organiques terrigènes (continentales des plantes supérieures) ;

2- la formation de Yogou est constituée des matières organiques provenant principalement des végétaux supérieurs (origine continentale) avec une contribution importante de phytoplancton marin.

Les paramètres géochimiques globaux sensibles à l'oxydoréduction indiquent des conditions de fond faiblement à presque appauvries en oxygène, ce qui correspond aux conditions suboxiques à anoxiques pendant le dépôt des sédiments des formations de Donga et Yogou. Les rapports Sr/Ba, et Ni/Co, suggèrent une stratification des eaux pendant le dépôt des sédiments de ces formations. Enfin, les principaux oxydes, les éléments majeurs et traces ainsi que les rapports atomiques des éléments majeurs et traces ont aussi suggéré la prédominance de la préservation de la matière organique sur la productivité primaire. Cette préservation est principalement contrôlée par les conditions d'anoxie des milieux et la protection des matières organiques par les phases minérales en présence au moment du dépôt des sédiments.

Ainsi, la présence des minéraux interstratifiés illite-smectite, smectite-illite, chlorite-smectite, illite-smectite-chlorite et smectite-illite-chlorite, de la pyrite en proportion non négligeable ainsi que les surfaces spécifiques relativement grandes, confèrent à ces roches une aptitude potentielle au gonflement. Il est donc important de mener une étude sur le potentiel de gonflement des formations de Donga et Yogou afin d'évaluer le taux de gonflement relatif au type de fluide de forage utilisé pour limiter les risques de coincement de la garniture ou de l'outil de forage pendant les opérations de forage.

RECOMMANDATIONS

La présente étude apparaît comme une importante contribution à la recherche pétrolière et au développement du champ pétrolier et gazier dans le bassin sédimentaire de Termit. Elle devra

permettre aux compagnies pétrolières de prendre en compte la phase minérale aussi bien dans son rôle protecteur de la matière organique dans son milieu de dépôt pour la recherche pétrolière que son inconvénient (aptitude potentielle au gonflement) dans les opérations du forage pétrolier et les opérations de production pétrolière.

PERSPECTIVES

Des études chiostratigraphiques et géochimique élémentaire plus fine (plus grand nombre de puits et d'échantillon) doivent être faites pour caractériser le milieu de dépôt des formations de Donga et Yogou afin d'établir un modèle géodynamique de l'environnement de dépôt de ces formations.

RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdel Kader, H.S., 2018. Évaluation des ressources en eau de l'aquifère du Continental Intercalaire/Hamadien de la région de Tahoua (bassin des Iullemeden, Niger) : impacts climatiques et anthropiques. Thèse de doctorat. *Université Abdou Moumouni*, 296p.
- Abdelhadi, E.H., 2013. Argile et minéraux argileux : propriétés physico-chimiques et propriétés colloïdes. Mémoire - Master. *Université Abdelmalek Essaadi*. 68p.
- Akinlua, A., Olise, F.S., Akomolafe, A.O., McCrindle, R.I., 2016. Rare earth element geochemistry of petroleum source rocks from northwestern Niger Delta. *Mar. Pet. Geol.* 77, 409–417.
- Arnarson, T., Keil, R., 2000. Mechanisms of pore water organic matter adsorption to montmorillonite. *Mar. Chem.* 71, 309–320
- Assifaoui, A., 2002. Étude de la stabilité de barbotines à base d'argiles locales : application aux formulations céramiques industrielles, Doctorat de 3ème cycle. *Université Hassan II Haïn-Chock de Casablanca, Maroc* p 83.
- Audiguier, M., Geremew, Z., Laribi, S., 2007. Caractérisation au laboratoire de la sensibilité au retrait-gonflement des sols argileux. *Rev. Fr. Géotechnique*, n° 120 121 67–82.
- Barker, C., 1979. Organic geochemistry in petroleum exploration. *AAPG continuing education course note series* No. 10, 159p.
- Barwise, A.J.G., 1990. Role of nickel and vanadium in petroleum classification. *Energy Fuels* 4, 647–652.
- Baudin, F., Tribouvillard, N.-P., Trichet, J., 2007. Géologie de la matière organique, 2^e édition. *Vuibert, Paris*. 326p.
- Bechtel, A., Jia, J., Strobl, S.A.I., Sachsenhofer, R.F., Liu, Z., Gratzner, R., Püttmann, W., 2012. Palaeoenvironmental conditions during deposition of the Upper Cretaceous oil shale sequences in the Songliao Basin (NE China): Implications from geochemical analysis. *Org. Geochem.* 46, 76–95.
- Bergaya, F., Lagaly, G., 2006. Chapter 1 General Introduction: Clays, Clay Minerals, and Clay Science, in: Bergaya, Faïza, Theng, B.K.G., Lagaly, Gerhard (Eds.), *Developments in Clay Science, Handbook of Clay Science*. Elsevier, 1–18.
- Biscaye, P.E., 1964. Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by x-ray diffraction. *Am. Mineral.* 49, 1281–1289.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *GSA Bull.* 76, 803–832.

- Bjorlykke, K. (Ed.), 2015. Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics, 2nd ed. *Springer-Verlag, Berlin Heidelberg*. 662p.
- Bond, G.C., 1987. Heterogeneous Catalysis: Principles and Applications, 2 ed, March 26, 1987. *Oxford University Press*, Oxford Oxfordshire, New York. 140p.
- Bonnefont, J.-C., 1980. Constituants et propriétés du sol. *Rev. Géographique Est* 20, 263–264.
- Bordenave, M.-L., 1993. Applied petroleum geochemistry - *Broché - Bordenave Max-Louis*. 528p.
- Bosworth, W., 1992. Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa. *Tectonophysics, Seismology and Related Sciences in Africa* 209, 115–137.
- Bou Daher, S., Nader, F.H., Strauss, H., Littke, R., 2014. Depositional environment and source-rock characterization of organic-matter rich upper Santonian – upper Campanian carbonates, northern lebanon. *J. Pet. Geol.* 37, 5–24.
- Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., 1997. Accumulation of organic matter in the Kimmeridge Clay formation (KCF): an update fossilisation model for marine petroleum source-rocks. *Mar. Pet. Geol.* 14, 75–83.
- Boussafir, M., Lallier-Verges, E., Bertrand, P., Badaut-Trauth, D., 1994. Structure ultrafine de la matière organique des roches mères du Kimméridgien du Yorkshire (UK). *Bull. Société Géologique Fr.* 165, 353–361.
- Bridge, J., Demicco, R., 2008. Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits. *Cambridge University Press* 1st Edition. 835p.
- Brigatti, M.F., Galán, E., Theng, B.K.G., 2013. Chapter 2 - Structure and Mineralogy of Clay Minerals, in: Bergaya, F., Lagaly, G. (Eds.), *Developments in Clay Science, Handbook of Clay Science. Elsevier*, 21–81.
- Buthiau, D., Biju-Duval, B., 2002. Sedimentary Geology: Sedimentary Basins, Depositional Environments, Petroleum Formation-*IFP. Editions Technip*. 656p.
- Calvert, S.E., 1987. Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 26, 137–151.
- Calvert, S.E., Bustin, R.M., Ingall, E.D., 1996. Influence of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1577–1593.
- Camille, T., 2010. Caractérisation et quantification des minéraux argileux dans les sols expansifs par spectroscopie infrarouge aux échelles du laboratoire et du terrain. Thèse de Doctorat. *Université de Toulouse*, 230p.

- Chang, E., Zung, L.S., 2017. 3D Reservoir Characterization of Field Deta, Termit Basin, Niger, in: Awang, M., Negash, B.M., Md Akhir, N.A., Lubis, L.A., Md. Rafek, A.G. (Eds.), ICIPEG 2016. *Springer Singapore*, 323–335.
- Chloé Le, G., 2017. Sédimentation de la matière organique dans les bassins profonds : cas du Bassin Arctique à l’Eocène. Thèse de doctorat. *Université Rennes 1*, Français. 286p.
- Chuanlian, L., Pinxian, W., Jinli, X., 2001. Algal blooms: the primary mechanism in the formation of lacustrine petroleum source rocks. *Geol. Rev.* 47, 207–210.
- Claire Kupper, Margaux Vaghi, 2014. Cartographie du pétrole en Afrique de l’Ouest. *Groupe de recherche et d’information sur la paix et la sécurité (GRIP)*. Page web : https://www.wathi.org/debat_id/diversification-economie/wathinote-diversification-economie/cartographie-du-petrole-en-afrique-de-louest/
- CNPC/NP, Ministère du pétrole du Niger, 2014. Étude de faisabilité du plan d’exploitation de la phase III du Bloc Agadem (No. 3). 158p.
- CNPC/NP, Ministère du pétrole du Niger, 2012. Étude de faisabilité du plan de développement de la phase, II Bloc Agadem (No. 2). 147p.
- Collins, Matthew J., Bishop, A.N., Farrimond, P., 1995. Sorption by mineral surfaces: Rebirth of the classical condensation pathway for kerogen formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59 (11), 2387–2391.
- Comparon, L., 2005. Étude expérimentale des propriétés électriques et diélectriques des matériaux argileux consolidés. *Institut de Physique du Globe*, Paris Français. 399p.
- Cowie, G.L., Hedges, J.I., 1992. The role of anoxia in organic matter preservation in coastal sediments: relative stabilities of the major biochemicals under oxic and anoxic depositional conditions. *Org. Geochem.*, Proceedings of the 15th International Meeting on Organic Geochemistry 19, 229–234.
- Craigie N., 2018. Principles of Elemental Chemostratigraphy. A Practical User Guide. *Advances in Oil and Gas Exploration & Production. Springer International Publ.* 189p.
- David, F., 2017. La genèse des combustibles fossiles — *Site des ressources d’ACCES* pour enseigner la Science de la Vie et de la Terre. Page web : <http://acces.ens-lyon.fr/acces/thematiques/CCCIC/ccl/petrole/comprendre/les-combustibles-fossiles>
- Davis, J.A., Gloor, Rolf., 1981. Adsorption of dissolved organics in lake water by aluminum oxide. Effect of molecular weight. *Environ. Sci. Technol.* 15, 1223–1229.

- Demaison, G.J., Moore, G.T., 1980. Anoxic Environments and Oil Source Bed Genesis. *AAPG Bull.* 64, 1179–1209.
- Dembicki, J., 2017. The Formation of Petroleum Accumulations in Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production. *Candice Janco. Elsevier Inc*, 342p.
- Derenne, S., Largeau, C., Berkaloff, C., Rousseau, B., Wilhelm, C., Hatcher, P.G., 1992. Non-hydrolysable macromolecular constituents from outer walls of *Chlorella fusca* and *Nanochlorum eucaryotum*. *Phytochemistry* 31, 1923–1929.
- Diamond, S., Kinter, E., 1965. Mechanisms of soil-lime stabilization. *Highw. Res. Rec*, 83-102.
- Drouin, S., 2007. Rôle des argiles dans la préservation et la fossilisation de la Matière Organique pétrolière. *Thèse de Doctorat, Université d'Orleans*. 217p.
- Durand, B., 1980. Sedimentary Organic Matter and Kerogen: Definition and Quantitative Importance of Kerogen. Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks, *Editions Technip*. ed. Paris. 519p.
- Egobobawaye, E.I., 2017. Petroleum Source-Rock Evaluation and Hydrocarbon Potential in Montney Formation Unconventional Reservoir, Northeastern British Columbia, Canada. *Nat. Resour.* 08, 716–756.
- Eglinton, G., 1969. Organic Geochemistry. The Organic Chemist's Approach, in: Eglinton, Geoffrey, Murphy, M.T.J. (Eds.), *Organic Geochemistry: Methods and Results. Springer, Berlin, Heidelberg*, 20–73.
- Eglinton, G., Murphy, M.T.J., 2013. *Organic Geochemistry: Methods and Results. Springer Science & Business Media*. 828p.
- Erwan, N.P., 2011. Transitions de phases dans les argiles. Influence de la minéralogie et de la morphologie. Comportement sous écoulement et sous champs. *Thèse de Doctorat Université Lorraine*, 314p.
- Escard, J., 1949. Méthodes de mesure de la surface des particules. *Bull. Groupe Fr. Argiles* 1, 34–39.
- Eslinger, E., Pevear, D.R., 1988. Clay minerals for petroleum geologists and engineers. *SEPM, Tulsa, OK, U.S.A.* 428 pages.
- Espitalie, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985a. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. *Rev. Inst. Fr. Pétrole* 40, 563–579.
- Espitalie, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985b. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Rev. Inst. Fr. Pétrole* 40, 755–784.

- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977a. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Fr. Pétrole* 32, 23–42.
- Espitalié, J., Madec, M., Tissot, B., Mennig, J., Leplat, P., 1977b. Source Rock Characterization Method for Petroleum Exploration. Presented at the Offshore Technology Conference, *Offshore Technology Conference* 2-5 May, Houston, Texas. p 6.
- Fabian, V., 2008. Caractérisation des particules fines d'un matériau granulaire de fondation par l'essai au bleu de méthylène. *Thèse de l'Université Laval, Québec*. 121p.
- Fairhead, J.D., Binks, R.M., 1991. Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system. *Tectonophysics, Silver Anniversary of Plate Tectonics* 187, 191–203.
- Faure, H., 1962. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Édité par le Bureau de recherches géologiques et minières et du Ministère de l'éducation nationale et publié par la Direction des mines et de la géologie de la République de Niger*. 630p.
- Faure, H., 1966. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Éd. Bureau de recherches géologiques et minières, Paris*, 630p.
- David, 2017. La genèse des combustibles fossiles — *Site des ressources d'Acces* pour enseigner la Science de la Vie et de la Terre, page web.
- Fea, I., Bakary, F., Jean-Paul N'goran, Y., 2018. Diagenetic control on the petrophysical properties of Albian-Cenomanian sandstones in the Ivorian basin, West Africa. *International journal of innovation and scientific research vol. 39, 2, 120–138*.
- Fiorillo, E., Crisci, A., Issa, H., Maracchi, G., Morabito, M., Tarchiani, V., 2018. Recent Changes of Floods and Related Impacts in Niger Based on the ANADIA Niger Flood Database. *Climate* 6, 59p.
- Floarea, M., Michel, T., Lazar, A., 2006. Analyse de certains minéraux argileux utilisés à la préparation des fluides de forage écologiques. Presented at the *Quatrième Colloque Franco-Roumain de Chimie Appliquée, France*, p. 8.
- Francez, A.-J., 1990. Production primaire et accumulation de matière organique dans les tourbières à sphaignes des monts du Forez (puy-de-dôme). Influence des activités humaines sur leur fonctionnement et leur évolution, *Thèse de Doctrat, Université Paris 6*. 282p.

- Fu, X., Wang, J., Zeng, Y., Cheng, J., 2011. origin and mode of occurrence of trace elements in marine oil shale from the Shengli river area, northern tibet, *China. Oil Shale* 28, 487.
- Galarraga, F., Reategui, K., Martínez, A., Martínez, M., Llamas, J.F., Márquez, G., 2008. V/Ni ratio as a parameter in palaeoenvironmental characterisation of nonmature medium-crude oils from several Latin American basins. *J. Pet. Sci. Eng.* 61, 9–14.
- Garba, N.A., Yao, K.A., Harouna, M., Fea, I., 2020. Petrographic characterization of Campanian sandstones in the Termit basin (Niger): Diagenetic implication on the reservoir quality. *Int. J. Innov. Appl. Stud.* 30, 162–173.
- Gautier, M., 2008. Interactions entre argile ammoniée et molécules organiques dans le contexte du stockage des déchets. Cas de molécules à courtes chaînes, Thèse de Doctorat, *Université d'Orléans* 277p.
- Genik, G.J., 1992. Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (C.A.R.). *Tectonophysics, Geodynamics of Rifting*, Volume II Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa 213, 169–185.
- Genik, G.J., 1993. Petroleum geology of Cretaceous-Tertiary rift basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *AAPG Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. U. S.* 77:8.
- German, M.H., 2002. Etude expérimentale de la sorption d'eau et du gonflement des argiles par microscopieélectronique à balayage environnementale (ESEM) et analyse digitale d'images. Thèse de Doctorat ; *Université Louis Pasteur, Strasbourg*. 163p.
- Glasby, G.P., 2006. Abiogenic Origin of Hydrocarbons: An Historical Overview. *Resour. Geol.* 56, 83–96.
- Grim. R. E., (1968), Clay Mineralogy, 2nd ed. *McGraw-Hill, New York* ("R. E, R. E"). 596 p.
- Gu, B., Schmitt, J., Chen, Z., McCarthy, J.F., 1995. Adsorption and desorption of different organic matter fractions on iron oxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 219–229.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *J. Afr. Earth Sci., Phanerozoic Evolution of Africa* 43, 83–143.
- Hakimi, M., Abdullah, W., 2014. Modelling petroleum generation of Late Cretaceous Dabut Formation in the Jiza-Qamar Basin, Eastern Yemen. *Mar. Pet. Geol.* 61, 1-13
- Hallberg, R.O., 1972. Sedimentary sulfide mineral formation — An energy circuit system approach. *Miner. Deposita* 7, 189–201.

- Hallberg, R.O., Халлберг, Р.О., 1976. A Geochemical Method for Investigation of Paleoredox Conditions in Sediments / *Ambio Spec. Rep.* 139–147.
- Harouna, M., Philp, R.P., 2012. Potential Petroleum Source Rocks in the Termit Basin, Niger. *J. Pet. Geol.* 35, 165–185.
- Harouna, M., Pigott, J.D., Philp, R.P., 2017. Burial History and Thermal Maturity Evolution of the Termit Basin, Niger. *J. Pet. Geol.* 40, 277–297.
- Hénin, S., 1956. Classification des minéraux argileux. *Bull. Groupe Fr. Argiles* 8, 29–35.
- Henrichs, S.M., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis—a comment. *Mar. Chem.* 49, 127–136.
- Hofmann, P., Ricken, W., Schwark, L., Leythaeuser, D., 2000. Carbon–sulfur–iron relationships and $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter for late Albian sedimentary rocks from the North Atlantic Ocean: paleoceanographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 163, 97–113.
- Hsu, C.S., Robinson, P.R. (Eds.), 2006. Practical Advances in Petroleum Processing. *Springer-Verlag, New York*. Edition N°1, p 866.
- Huc, A.-Y., 2008. Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks. *American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla.* 40, p 343.
- Hunt, J., 1979. Petroleum geochemistry and geology. *San Franc. Free Man Co.* 524–538.
- Hunt, J., 1995. Petroleum Geochemistry and Geology, Second Edition edition. ed. W. H. *Freeman, New York* p 743.
- Hunt, John.M., 1967. The Origin of Petroleum in Carbonate Rocks. Woods Hole Oceanographic Institution Contribution No. 1577., in: Chilingar, G.V., Bissell, H.J., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Carbonate Rocks. Elsevier*, p 225–251
- IEA, 2019. Key world energy statistics - *International Energy Agency*, oecd/aie, p 81.
- Ishiwatari, R., Ishiwatari, M., Rohrback, B.G., Kaplan, I.R., 1977. Thermal alteration experiments on organic matter from recent marine sediments in relation to petroleum genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 815–828.
- Janssen, M.E., Stephenson, R.A., Cloetingh, S., 1995. Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. *GSA Bull.* 107, 1317–1332.
- Jenkyns, H.C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc.* 137, 171–188.

- Jia, J., Bechtel, A., Liu, Z., Strobl, S.A.I., Sun, P., Sachsenhofer, R.F., 2013. Oil shale formation in the Upper Cretaceous Nenjiang Formation of the Songliao Basin (NE China): Implications from organic and inorganic geochemical analyses. *Int. J. Coal Geol.* 113, 11–26.
- Johns, W., 2003. Clay Mineral Catalysis and Petroleum Generation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* Vol 77, 183–198.
- Jones, B., Manning, D.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111, 111–129.
- Jouenne C. A., 1990. *Traité de Céramiques et Matériaux Minéraux*, Éditions Septima. ed. Paris, 657 p.
- Justin, W., 2017. 5 Reasons to Put Savannah Petroleum on your Watchlist Share. *Shares in Issue*, 7, 19 p.
- Katz, B. (Ed.), 1995. *Petroleum Source Rocks, Casebooks in Earth Sciences*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg Edition 1. p 327.
- Katz, B.J., 1983. Limitations of ‘Rock-Eval’ pyrolysis for typing organic matter. *Org. Geochem.* 4, 195–199.
- Keil, R.G., Cowie, G.L., 1999. Organic matter preservation through the oxygen-deficient zone of the NE Arabian Sea as discerned by organic carbon: mineral surface area ratios. *Mar. Geol.* 161, 13–22.
- Keil, R.G., Hedges, J.I., 1993. Sorption of organic matter to mineral surfaces and the preservation of organic matter in coastal marine sediments. *Chem. Geol., Third International Symposium on the Geochemistry of the Earth Surface* 107, 385–388.
- Keil, R.G., Montluçon, D.B., Prah, F.G., Hedges, J.I., 1994. Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments. *Nature* 370, 549–552.
- Kenfack, P.L., Njike Ngaha, P.R., Ekodeck, G.E., Ngueutchoua, G., 2012. Mineralogic Characterization and Petroleum Potential of Clays (Shales) of the N’Kappa Formation (Paleocene-Eocene) in the Douala Sedimentary Sub-basin (South-West Cameroon). *Int. J. Geosci.* 03, 696–709.
- Kennedy, M., Löhr, S., Alex Fraser, S., Baruch, E., 2014. Direct evidence for organic carbon preservation as clay-organic nanocomposites in a Devonian black shale; from deposition to diagenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 59–70.
- Kennedy, M.J., Pevear, D.R., Hill, R.J., 2002. Mineral surface control of organic carbon in black shale. *Science* 295, 657–660.

- Killops, S.D., Killops, V., 2004. Introduction to Organic Geochemistry, 2nd Edition. ed. Wiley-Blackwell, Malden, MA. 408p.
- Klemme, H.D. Ulmishek, G.F., 1991. Effective petroleum source rocks of the world: Stratigraphic distribution and controlling depositional factors. AAPG Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. U. S. 75:12.
- Knut, B., 2010. Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics, Dexième Edition. ed. University of Oslo. 662p.
- Kobayashi, Y., Aomine, S., 1967. Mechanism of inhibitory effect of allophane and montmorillonite on some enzymes. *Soil Sci. Plant Nutr.* 13, 189–194.
- Krevelen, D.W. van, 1993. Coal: Typology - Physics - Chemistry - Constitution, 3rd ed. Elsevier Science, Amsterdam; New York p 979.
- Lafargue, E., Marquis, F., 1998. Rock-Eval 6 Applications in Hydrocarbon Exploration, Production, and Soil Contamination Studies. *Rev. Inst. Fr. Pétrole* 53, 421–437.
- Lahcen, B., 2012. Fonctionnalisation des minéraux argileux d'origine marocaine par tio₂ en vue de l'élimination par photocatalyse de micropolluants organiques des milieux aqueux. (Thèse) Université Cadi Ayyad, Marrakech. p 298.
- Lai, H., Li, M., Liu, J., Mao, F., Xiao, H., He, W., Yang, L., 2018. Organic geochemical characteristics and depositional models of Upper Cretaceous marine source rocks in the Termit Basin, Niger. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 495, 292–308.
- Lallier-Verges, E., Tribouvillard, N.-P., Bertrand, P., 1995b. Organic Matter Accumulation, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg 57, p 187.
- Langford, F.F., Blanc-Valleron, 1990. Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using Graphs of Pyrolyzable Hydrocarbons vs. Total Organic Carbon. *AAPG Bull.* 74, 799–804.
- Largeau, C., Casadevall, E., Kadouri, A., Metzger, P., 1984. Formation of Botryococcus-derived kerogens—Comparative study of immature torbanites and of the extant alga Botryococcus braunii. *Org. Geochem.* 6, 327–332.
- Largeau, C., Derenne, S., Casadevall, E., Kadouri, A., Sellier, N., 1986. Pyrolysis of immature Torbanite and of the resistant biopolymer (PRB A) isolated from extant alga Botryococcus braunii. Mechanism of formation and structure of torbanite. *Org. Geochem.* 10, 1023–1032.
- Larter, S.R., Douglas, A.G., 1980. Melanoidins—kerogen precursors and geochemical lipid sinks: a study using pyrolysis gas chromatography (PGC). *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 2087–2095.
- Legros, J.-P., 2007. Les grands sols du monde. PPUR presses polytechniques. 574p.

- Leonel, T.N., 2012. Comportement thermique des géopolymères obtenus à partir d'une argile kaolinite, Mémoire de Master - *Université de Yaoundé* 102 p.
- Liu, B., Bo, J.-H., Mo, L., Mao, F., Liu, J.-G., Lv, M.-Q., Wang, Y.-H., 2011. Marine Transgression of the Eastern Niger Basin in the Late Cretaceous: Paleontological and Geochemical Evidences. Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing (Chin. Engl. Abstr). *Acta Pet. Sin.* 21 291-304.
- Liu, B., Pan, X., Wan, L., Mao, F., Liu, J., Lü, M., Wang, Y., Chen, Z., Bu, H., 2012. Polyphase Rift Evolution of the Termit Basin, Eastern Niger: Constraints from Structural and Sedimentary Records (Chin. Engl. Abstr). *Acta Pet. Sin.* 33 394-403.
- Liu, B., Pan, X., Wan, L., Su, Y., Mao, F., Liu, J., Lü, M., Wang, Y., 2012. Structural evolution and main controlling factors of the Paleogene hydrocarbon accumulation in Termit Basin, eastern Niger. *Shiyou Xuebao Acta Pet. Sin.* 33, 394–403.
- Liu, B., Wan, L., Mao, F., Liu, J., Lü, M., Wang, Y., 2015. Hydrocarbon potential of upper cretaceous marine source rocks in the Termit basin, Niger. *J. Pet. Geol.* 38, 157–175.
- Liu, B., Zhang, G., Mao, F., Liu, J., Cheng, D., Lü, M., 2017. The petroleum system of the Tenere Basin: oil geochemistry from the SH-1 wildcat well in eastern Niger. *Pet. Geosci.* 23, 427–439.
- Liu, J., Zhang, G., Li, Z., Tang, Y., Xiao, H., Yang, C., 2019. Oil charge history of Paleogene–Eocene reservoir in the Termit Basin (Niger). *Aust. J. Earth Sci.* 66, 597–606.
- López, L., Lo Mónaco, S., 2017. Vanadium, nickel and sulfur in crude oils and source rocks and their relationship with biomarkers: Implications for the origin of crude oils in Venezuelan basins. *Org. Geochem.* 104, 53–68.
- Louis, P., 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad, Mémoires *ORSTOM, Paris*.
- Lucas, J., 1962. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du trias. Thèse de Doctorat - Université de Strasbourg. 202p.
- Lucas, J., Trauth, N., Thiry, M., 1974. Les minéraux argileux des sédiments paléogènes du Bassin de Paris. Evolution des smectites et des interstratifiés (7-14Sm). *Bull. Groupe Fr. Argiles* 26, 245–262.
- Lunkun, W., Jiguo, L., Fengjun, M., Mingsheng, L., Bang, L., 2014. The petroleum geochemistry of the Termit Basin, Eastern Niger. *Mar. Pet. Geol.* 51, 167–183.

- Macht, F., Eusterhues, K., Pronk, G.J., Totsche, K.U., 2011. Specific surface area of clay minerals: Comparison between atomic force microscopy measurements and bulk-gas (N₂) and -liquid (EGME) adsorption methods. *Appl. Clay Sci.* 53, 20–26.
- Mahamat Ahmat, A., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Guegan, R., valdés, J., Guiñez, M., Sifeddine, A., Le Forestier, L., 2016. Organic matter-clay interaction along a seawater column of the Eastern Pacific upwelling system (Antofagasta bay, Chile): Implications for source rock organic matter preservation. *Mar. Chem.* 179, 23–33.
- Mahamat Ahmat, A., Boussafir, M., Le Milbeau, C., De Oliveira, T., Le Forestier, L., 2017. Organic matter and clay interaction in a meromictic lake: Implications for source rock OM preservation (Lac Pavin, Puy-de-Dôme, France). *Org. Geochem.* 109, 47–57.
- Maillard, L.C., 1912. Formation of melanoidins in a methodical way (Google Scholar) *Compt Rend.* 23.
- Mamadou Sougou, D., Mazou Yessouph, F., Mahaman Rabiou, D.K., 2012. Plan directeur de la recherche géologique et minière au Niger. DRGM / Ministère des Mines et Energie / Niger, Niamey p 119.
- Manheim, F.T., 1961. A geochemical profile in the Baltic Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 25, 52–70.
- Garba, N.A., Yao, K.A., Harouna, M., Fea, I., 2020. Petrographic characterization of Campanian sandstones in the Termit basin (Niger): Diagenetic implication on the reservoir quality. *Int. J. Innov. Appl. Stud.* 30, 162–173.
- Moussa, H., Harouna, M., 2019. Diagenesis and reservoir quality evolution of the paleogene sokor1 sandstones in the agadem block, termit basin, eastern Niger. *Int. J. Adv. Geosci.* 7, 147.
- Maurin, J.-C., Guiraud, R., 1993. Basement control in the development of the early cretaceous West and Central African rift system. *Tectonophysics, Crustal Controls on the International Architecture of Sedimentary Basins* 228, 81–95.
- Mayer, L.M., 1994a. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1271–1284.
- Mayer, L.M., 1994b. Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chem. Geol.* 114, 347–363.
- Médard, T., Carrillo, N., Franke, C., Martineau, N., 2013. Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes. Rapport Technique N° RT131010MTHI, École des Mines de Paris, 34 p.

- Melesio, Q., 2012. Diagenèse organique dans un bassin euxinique, le bassin de cariacó depuis 130 ka. Thèse de doctorat. *Université Lille1* . 219p.
- Meunier, A., 2005. *Clays*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. Edition 1, 472p.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.* 27, 213–250.
- Ministère du pétrole du Niger, 2013. Historique du potentiel pétrolier du Niger. *Rapport Technique*, 00211, 117p.
- Mohialdeen, I., Ridha, S., 2012. Inorganic geochemical evidence for the depositional facies associations of the Upper Jurassic Chia Gara Formation in NE Iraq. *Arab. J. Geosci.* 6.
- Mongenot, T., Boussafir, M., Derenne, S., Lallier-Verges, E., Tribovillard, N.-P., 1997. Sulphur-rich organic matter from bituminous laminites of Orbagnoux (France, Upper Kimmeridgian). The role of early vulcanization. *Sulphur-Rich Org. Matter Bitum. Laminites Orbagnoux Fr. Up. Kimmeridgian Role Early Vulcanization* 168, 331–341.
- Moosavirad, S.M., Janardhana, M.R., Sethumadhav, M.S., Moghadam, M.R., Shankara, M., 2010. Geochemistry of lower jurassic shales of the shemshak formation, kerman province, central Iran: provenance, source weathering and tectonic setting. *Chem. ERDE-Geochem.* 71, 279–288.
- Morel, R., 1996. *Les sols cultivés*, 2^o édition. Ed. 380p.
- Murray, H.H., 2006. *Applied Clay Mineralogy: Occurrences, Processing and Applications of Kaolins, Bentonites, Palygorskitesepiolite, and Common Clays*, 2nd edition. ed. Elsevier Science, Amsterdam; Boston. Ed. 2. 188p.
- Nasaruddin, M.N., Zung, L.S., Rafek, A.G.M., 2017. Petrophysical Analysis of E5 sand group of Sokor Formation, Termit Basin, Niger. *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* 88, 012003
- Ning, Z., Xia, G., Jiangqin, H., Zhongmin, C., Guangya, Z., 2018. Sedimentary Characteristics and Lithological Trap Identification of Distant Braided Delta Deposits: A Case on Upper Cretaceous Yogou Formation of Termit Basin, Niger. *E3S Web Conf.* 53, 03020.
- Ochs, M., Čosović, B., Stumm, W., 1994. Coordinative and hydrophobic interaction of humic substances with hydrophilic Al₂O₃ and hydrophobic mercury surfaces. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 639–650.
- Orgel, L.E., 1960. An introduction to transition-metal chemistry: *ligand-field theory*. Methuen; London, 44, 7, A609.

- Orr, W.L., 1986. Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. *Org. Geochem.* 10, 499–516.
- Parker, A., Sellwood, B.W., 1994. Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology, Science Series C: *Springer Netherlands*, 453, p 288.
- Pelletier, M., 1999. Application de la spectroscopie infrarouge à l'étude de l'organisation de l'eau aux interfaces : le cas des phyllosilicates 2:1, Thèse de Doctorat, *Vandoeuvres-Nancy, INPL* 108p.
- Peters, K., Cassa, M., 1994. Applied Source Rock Geochemistry. *AAPG Mem.* 60–29.
- Peters, K. E., Peters, Kenneth Eric, Walters, C.C., Moldowan, J.M., 2005. The Biomarker Guide. 2nd edition. *Cambridge University Press*. 471p.
- Peters, K.E., 1998. rock-eval pyrolysis Rock-eval pyrolysis, in: *Geochemistry. Springer Netherlands, Dordrecht*, 551–554.
- Peters, K.E., Moldowan, J.M., 1993. The biomarker guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. *United States*. Second Edition, 1 488 p.
- Philp, R.P., 2003. 7.09 - Formation and Geochemistry of Oil and Gas, in: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry. Pergamon, Oxford*, 223–256.
- Poppe, L.J., Paskevich, F.V., Hathaway, J.C., Blackwood., D.S., 2020. A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction (Rapport No. 01–041). *U. S. Geological Survey*. Open-File Report 2001-41.
- Porfir'ev, V.B., 1975. *Inorganic Origin of Petroleum: REPLY. AAPG Bull.* 59, 886–889.
- Premuzic, E., Benkovitz, C., Gaffney, J., Walsh, J., 1982. The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas. *Org. Geochem.* 4, 63–77.
- Ransom, B., Bennett, R., Baerwald, R., Shea, K., 1997. TEM study of in situ organic matter on continental margins: occurrence and the “monolayer” hypothesis. *Mar. Geol.* 138, 1–9.
- Ransom, B., Kim, D., Kastner, M., Wainwright, S., 1998. Organic matter preservation on continental slopes: importance of mineralogy and surface area. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 1329–1345.
- Ransom, D.L., 1997. Identification of dynamic force coefficients of a labyrinth and gas damper seal using impact load excitations. *Texas A&M University ETD-TAMU-* 86p.
- Revill, A.T., Volkman, J., O'Leary, T., Summons, R.E., Boreham, C., Banks, M., Denwer, K., 1994. Hydrocarbon biomarkers, thermal maturity, and depositional setting of

- tasmanite oil shales from Tasmania, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 3803–3822.
- Riboulleau, A., Baudin, F., Deconinck, J.-F., Derenne, S., Largeau, C., Tribouvillard, N., 2003. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: The Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 197, 171–197.
- Romankevich, E.A., 1984. *Geochemistry of Organic Matter in the Ocean*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. Ed. 1. 336p.
- Ronov, A.B., 1958. Organic carbon in sedimentary rocks (in relation to presence of petroleum). *Geochemistry* 5, 510–536.
- Ross, D.J.K., Bustin, R.M., 2009. Investigating the use of sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of thermally mature organic-rich strata: Examples from the Devonian–Mississippian shales, Western Canadian Sedimentary Basin. *Chemical Geology* 260, 1–19.
- Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1977. Ignorance Concerning Episodes of Ocean-Wide Stagnation**Contribution No. 2420 of the Lamont-Doherty Geological Observatory., in: Heezen, B.C. (Ed.), *Developments in Sedimentology, Influence of Abyssal Circulation on Sedimentary Accumulations in Space and Time*. Elsevier, pp. 197–215.
- Satterberg, J., Arnarson, T., Lessard, E., Keil, R., 2003. Sorption of organic matter from four phytoplankton species to montmorillonite, chlorite and kaolinite in seawater. *Mar. Chem.* 81, 11–18.
- Schull, T.J., 1988. Rift basins of interior Sudan: petroleum exploration and discovery. *AAPG Am Assoc Pet Geol Bull U. S.* 72:10.
- Selley, R.C., Sonnenberg, S.A., 2014. *Elements of Petroleum Geology*. Academic Press. 3rd Ed. 526p.
- Sinninghe J.S., D., Schouten, S., 1997. Is there evidence for a substantial contribution of prokaryotic biomass to organic carbon in Phanerozoic carbonaceous sediments? *Org. Geochem.* 26, 517–530.
- Speers, G.C., Whitehead, E.V., 1969. Crude Petroleum, in: Eglinton, G., Murphy, M.T.J. (Eds.), *Organic Geochemistry: Methods and Results*. Springer, Berlin, Heidelberg, 638–675.
- Tao, S., Tang, D., Xu, H., Liang, J., Shi, X., 2013. Organic geochemistry and elements distribution in Dahuangshan oil shale, southern Junggar Basin: Origin of organic matter and depositional environment. *Int. J. Coal Geol.* 115, 41–51.

- Tegelaar, E.W., de Leeuw, J.W., Derenne, S., Largeau, C., 1989. A reappraisal of kerogen formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 3103–3106.
- Theng, B.K.G., 1982. Clay-Polymer Interactions: Summary and Perspectives. *Clays Clay Miner.* 30, 1–10.
- Thimsen, C., Keil, R., 1998. Potential interactions between sedimentary dissolved organic matter and mineral surfaces. *Mar. Chem.* 62, 65–76.
- Thorez J., J., 1976. Practical identification of clay mineral, À handbook for teachers and students in clay mineralogy, G, *Lelotte, Dison. ed. Belgique.* 90p.
- Tissot, B., Espitalié, J., 1975. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments : applications d'une simulation mathématique. Potentiel pétrolier des bassins sédimentaires de reconstitution de l'histoire thermique des sédiments. *Rev. Inst. Fr. Pétrole* 30, 743–778.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence, Second Revised and Enlarged Edition. ed. *Berlin Heidelberg NewYork Tokyo.* 702p.
- Trésor, 2020. Le contexte économique de l'Arabie saoudite. *Trésor-International.* Arabie Saoudite, Online.
- Tribouvillard, N., Baudin, F., 2018. Sédimentologie de la matière organique en milieu marin : le point de départ de la formation des roches mères d'hydrocarbures 25, 26–30.
- Usbek, 2018. Energie, le rapport « *BP Statistical review* » 2018.
- Van Krevelen, D.W., 1993. Coal: typology - physics - chemistry - constitution (Book) ETDEWEB. *University of Technology, Delft* (Netherlands) 1000p.
- Vandenbroucke, M., 2003. Kerogen: from Types to Models of Chemical Structure. *Oil Gas Sci. Technol.-Rev. Inst. Francais Pet. - Oil Gas Sci Technol* 58, 243–269.
- Vandenbroucke, M., Largeau, C., 2006. Kerogen origin, evolution and structure. *Org. Geochem.* 38, 719–833.
- Volkman, J.K., 2006. Marine Organic Matter: Biomarkers, Isotopes and DNA. *Springer Science & Business Media.* Ed. 1, 374p.
- Wagani, I., 2007. Potentialités uranifères des sources volcaniques envisageables pour la formation des minéralisations de la région d'Arlit (Niger). Thèse de Doctorat, *Université Paris 11.* 291p.
- Wakeham, S.G., Lee, C., Farrington, J.W., Gagosian, R.B., 1984. Biogeochemistry of particulate organic matter in the oceans: results from sediment trap experiments. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 31, 509–528.

- Wakeham, S.G., Lee, C., Hedges, J.I., Hernes, P., Peterson, M., 1997. Molecular indicators of diagenetic status in marine organic matter. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 5363–5369.
- Walters, C.C., 2006. The Origin of Petroleum, in: Hsu, C.S., Robinson, P.R. (Eds.), Practical Advances in Petroleum Processing. *Springer, New York, NY*, 79–101.
- Wan, L., Liu, J., Mao, F., Lv, M., Liu, B., 2014. The petroleum geochemistry of the Termit Basin, Eastern Niger. *Mar. Pet. Geol.* 51, 167–183.
- Wang, A., 1996. Discriminant Effect of Sedimentary Environment by the Sr/Ba Ratio of Different Existing Forms. *Nanjing Inst. Geol. Miner. Resour. DGMR* 14, 168–173.
- Wang, Xuying, Wan, L., Jiang, Z., Liu, R., Wang, Xiabin, Tang, W., Gao, Y., 2017. Controlling factors and accumulation model of hydrocarbon reservoirs in the Upper Cretaceous Yogou Formation, Koulele Area, Termit Basin, Niger. *J. Earth Sci.* 28, 1126–1134.
- Waples, D.W., 2013. Geochemistry in Petroleum Exploration. *Springer Science & Business Media*. 206p.
- Waples, D.W., 1985. Geochemistry in Petroleum Exploration, Tertiary Level Biology. *Springer Netherlands*. Edition 1. 232p.
- Waples, D.W., 1983. Reappraisal of Anoxia and Organic Richness, with Emphasis on Cretaceous of North Atlantic. *AAPG Bull.* 67, 963–978.
- Welte, D.H., Horsfield, B., Baker, D.R. (Eds.), 2011. Petroleum and Basin Evolution: Insights from Petroleum Geochemistry, Geology and Basin Modeling, Softcover reprint of the original 1st ed. 1997 edition. ed. *Springer, Berlin*. 535p.
- Wu, L.M., Zhou, C.H., Keeling, J., Tong, D.S., Yu, W.H., 2012. Towards an understanding of the role of clay minerals in crude oil formation, migration and accumulation. *Earth-Sci. Rev.* 115, 373–386.
- Xiao, H., Wang, T.-G., Li, M., Lai, H., Liu, J., 2019. Geochemical characteristics of Cretaceous Yogou Formation source rocks and oil-source correlation within a sequence stratigraphic framework in the Termit Basin, Niger. *J. Pet. Sci. Eng.* 172, 360–372.
- Yousif, M.M., Mohammed, H.H., M. Makeena, H.A., 2015. The origin, type and preservation of organic matter of the Barremian-Aptian organic-rich shales in the Muglad Basin, Southern Sudan, and their relation to paleoenvironmental and paleoclimate conditions | *Request PDF*. 65, 187–197.

- Yu, B., Dong, H., Jiang, H., Lv, 2009. The role of clay minerals in the preservation of organic matter in sediments of Qinghai Lake, NW China. *Clays Clay Miner.* 57, 213226.
- Zanguina, M., Bruneton, A., Gonnard, R., 1998. An Introduction to the Petroleum Potential of Niger. *J. Pet. Geol.* 21, 83–103.
- Zhang, S., Huang, H., Xiao, Z., Liang, D., 2005. Geochemistry of Palaeozoic marine petroleum from the Tarim Basin, NW China. Part 2: Maturity assessment. *Org. Geochem.* 36, 1215–1225.
- Zhang, S., Su, J., Wang, X., Zhu, G., Yang, H., Liu, K., Li, Z., 2011. Geochemistry of Palaeozoic marine petroleum from the Tarim Basin, NW China: Part 3. Thermal cracking of liquid hydrocarbons and gas washing as the major mechanisms for deep gas condensate accumulations. *Org. Geochem.* 42, 1394–1410.
- Zhou, J.L., Rowland, S., Fauzi, R., Mantoura, C., Braven, J., 1994. The formation of humic coatings on mineral particles under simulated estuarine conditions—A mechanistic study. *Water Res.* 28, 571–579.
- Zhou, L., Su, J., Dong, X., Shi, B., Sun, Z., Qian, M., 2017. Controlling factors of hydrocarbon accumulation in Termit rift superimposed basin, Niger. *Pet. Explor. Dev.* 44, 358–367.
- Zonneveld, K. a. F., Versteegh, G.J.M., Kasten, S., Eglinton, T.I., Emeis, K.-C., Huguet, C., Koch, B.P., Lange, G.J. de, Leeuw, J.W. de, Middelburg, J.J., Mollenhauer, G., Prahl, F.G., 2010. Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences*, 7, 483–511, 2010
- Zullig, J., Morse, J., 1988. Interaction of organic acids with carbonate mineral surfaces in seawater and related solutions: I. Fatty acid adsorption. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1667–1678.

ANNEXES



Mineralogical characterization of Upper Cretaceous petroleum source rocks of Termit sedimentary basin (Niger)

M. B. Alassane Ibrahim ¹, K. A. Yao ^{1*}, Z. B. Digbehi ²

¹Laboratoire de Génie Civil, Géosciences et Sciences Géographiques, Institut National Polytechnique Félix Houphouët-Boigny, de Yamoussoukro BP 1093, Côte d'Ivoire

²Biostratigraphie et Sédimentologie, UFR-STRM, Université Félix Houphouët-Boigny, Abidjan/Côte d'Ivoire

Received 22 May 2020,
Revised 25 June 2020,
Accepted 27 June 2020

Keywords

- ✓ Termit Basin,
- ✓ mineralogical characterization,
- ✓ XRD,
- ✓ infrared,
- ✓ FRX.

alphonse.yao@inphb.ci
Phone: +22588914364

Abstract

The Dg and Yg source rocks of Termit sedimentary basin were subjected to mineralogical characterization to determine if they present a risk of swelling. Mineralogy is determined by X-ray diffraction on crude rocks and clayey fractions. It is mainly dominated by clay (52.80% for Dg and 42.70% for Yg), quartz (25.20% for Dg and 32.60% for Yg) and a significant proportion of muscovite (5.00% for Dg and 8.84% for Yg) and pyrite (12.80% for Dg and 7.00% for Yg). The clayey fractions are dominated by kaolinite (51.00 and 67.9%) and have interstratified minerals at two and three sheets. These interstratified are composed of illite-smectite (31.40%) and illite-chlorite (17.60%) for Dg and illite-smectite-chlorite (32.10%) for Yg. These results are verified by X-ray fluorescence spectroscopy and scanning electron microscopy on crude rocks and then confirmed by infrared spectrometry. The specific surface areas of these clays determined by BET, are respectively 530.40 m²/g and 464.90 m²/g for Dg and Yg. In total, the mineralogical composition of the crude rocks and their clayey fractions analyzed as well as their specific surface areas show that these rocks present a risk of swelling.

1. Introduction

Upper Cretaceous petroleum source rocks (Yg and Dg formations) of Termit sedimentary basin (Niger) are mainly composed of clays. These clays have been the subject of several studies, including mineral and organic petrography, organic geochemistry and paleontology [1–9] to determine the level of thermal maturity, characterize the depositional environment, and evaluate their oil potential. Other studies have focused on the characterization of the basin's oil reservoirs [10–17].

The interest of clays study in general and clay minerals in particular, is based on their multiple applications as water treatment materials, paint components, barriers against pollutants, adsorbent substances, catalysts and as drilling fluids [18–22]. Other studies determined the behaviour of some clay minerals to prevent the risk of shrinkage and swelling of clays [23–25]. This phenomenon of shrinkage and swelling is very common in oil drilling operations because the role of mud-cake is predominant for porous and permeable formations [26]. Knowledge of mineralogical composition of these clay source rocks will determine if they present a risk of swelling, a phenomenon that causes jamming of drilling rig and drilling bit.

Therefore, this work focuses on mineralogical characterization of Dg and Yg clay formations, which may be crossed by oil exploration and development drilling in Termit sedimentary basin.

2. Material and Methods

2.1 Study area

The Mesozoic and Cenozoic intracontinental Termit basin is a sub-basin of Eastern Niger sedimentary basin which is located between parallels 14°15' and 17° northern latitude and meridians 14° and 11°45' western longitude. It is limited in Niger by two major geological areas. From the west and northwest, the basin is bordered by crystalline rocks from basement of Gouré Precambrian massif and Zinder Mesozoic massif (Damagaram Mounio), in the north by Téfidet basin and Ténéré basin (Fig 1) and in the east and northeast by Dibella Mesozoic granite [9]. In the south, the Termit basin is bordered by the Bornu basin at the northern boundary of northern zone for Benoue faults in Nigeria and Chad [6].

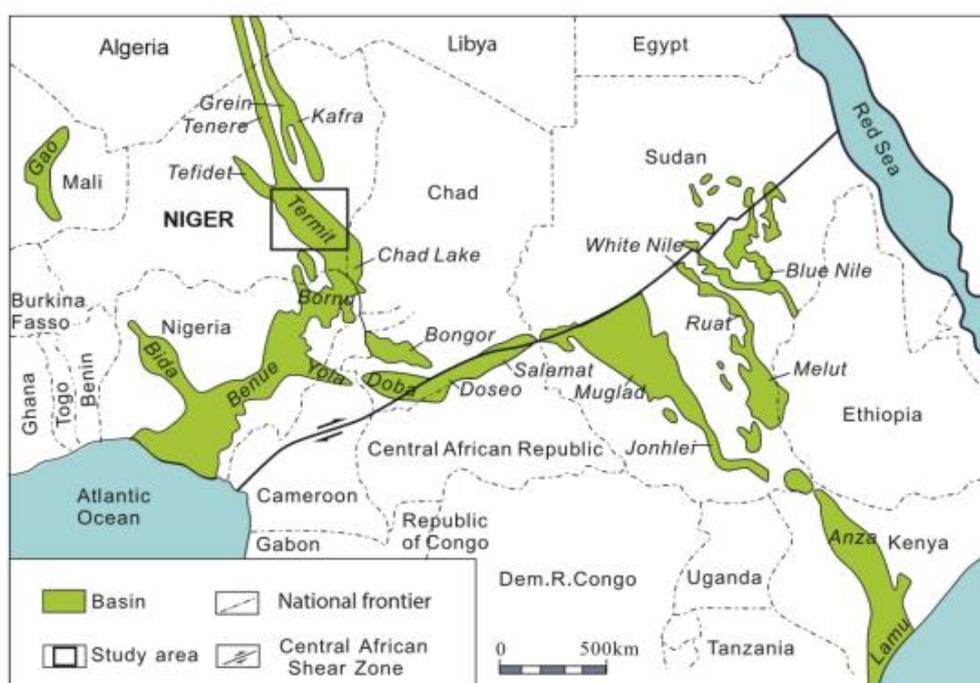


Fig 1: Regional map of West and Central African rift system with location of Termit basin in Eastern Niger [27]

2.2 Samples

The samples from clayey oil source rocks were taken at the Centre de Documentation et d'Archives Pétrolières du Niger (CDP). These are cuttings from Yg and Dg formations at intervals of 2507 to 3025 m and 3025 to 3325 m from F-1AT well for the X = 519535, 254 m Eastern and Y = 1766538.873 m Northern coordinates.

2.3 Methods

The drilling cuttings samples were washed to remove them from the drilling mud. Several analyses were conducted to characterize these samples. These are X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence spectrometry (XRF), infrared spectroscopy (IR), scanning electron microscopy combined with energy dispersive spectrometry (SEM/EDS) and the Brunauer, Emmett and Teller (BET) method.

The XRF was made using portable XRF spectrometer Niton XL3t® type coupled with a computer to ensure the transfer of data after analysis through the NDT (Niton Data Transfer) software.

The measure in All-Geo mode were performed on an accessory equipped with an RFID (Radio Frequency Identification) chip allowing the analyzer to automatically detect and convert it into a benchtop analyzer. Thus, the elemental composition of crude rock samples was determined.

For the XRD analysis, the crude rock samples were analyzed firstly on disoriented powder and then prepared according to Medard protocol [28]. The oriented section of clayey fractions (less than 2µm) obtained were made and previously analysed in order to be saturated with ethylene glycol and heated to 550°C. The diffractograms are obtained by using a Bruker D8 ADVANCE diffractometer in $\theta/2\theta$ mode. The relative percentage of each clay phase was determined by using the FITYK diffractogram processing software and Thorez intensity correction factor [29–31]. This analysis made it possible to determine mineral composition of the crude rock samples and to identify different crystalline phases contained in clayey fractions. Then, the crude rock samples were analyzed by using a Bruker FT-IR spectrometer equipped with a diamond crystal in 400 to 4000 cm^{-1} wavelength range. This analysis allowed to determine the different functions that are characteristics of crystalline phases through their vibration modes. The Brunauer, Emmett and Teller (BET) method was used to estimate the specific surface area of crude rock samples.

At the end, scanning electron microscopy coupled with energy dispersive spectrometry (SEM/EDS) made it possible to study the morphology of minerals through digital images and to determine the distribution of elements in minerals and the relative content at a given point in the images.

The device used is a SEM/EDS with Variable Pressure of the D.C.A.R. (MEB FEG Supra 40 VP Zeiss), equipped with an X-ray detector (OXFORD Instruments X-Max 20) connected to an EDS (Inca Dry Cool, without liquid nitrogen) microanalyst platform.

3. Results and discussion

3.1 X-ray diffraction

The mineralogical composition of the crude rock samples determined by the X-ray diffraction and performed on disoriented powder is shown in Table I.

Table I: Mineralogical composition of crude rock samples

Samples	Samples Constituents of crude rock (%) (%)							
	Quartz	Muscovite	Garnet	Siderite	Pyrite	Clays	Aragonite	Albite
Dg	25,20	5,00	1,10	3,20	12,80	52,80	0,00	0,00
Yg	32,60	8,40	0,00	0,00	7,00	42,70	5,20	3,00

This table shows a dominance of clays in both samples (52.8% for Dg and 42.7% for Yg). These samples contain quartz, pyrite and muscovite in significant proportions. In some samples, minerals such as siderite, albite, aragonite and garnet are found secondarily. The presence of pyrite in these clays samples is subject to shrinkage and swelling for the rocks studied [32]. Figure 2 shows the diffractograms of the crude rock samples from Dg and Yg formations. Peaks can be observed which also have the characteristics of quartz, kaolinite and illite [28, 33–36]. For clayey fractions, mineralogy presents two types of clayey minerals: the simple mineral, which is kaolinite in a very large proportion in the two samples, and interstratified minerals with two and three different sheets also composed of two types of regular and irregular edifices [37, 38] (Table II and Figure 3). The presence of these interstratified compounds of type 2:1 minerals confirms the relative abundance of potassium and calcium in samples

and possible intrastructural substitutions [39, 40]. These interstratified minerals, in particular illite-smectite and illite-smectite-chlorite, have a high swelling potential [32, 41]. Figure 3 shows the XRD diffractograms of the clayey fractions of Dg and Yg formations.

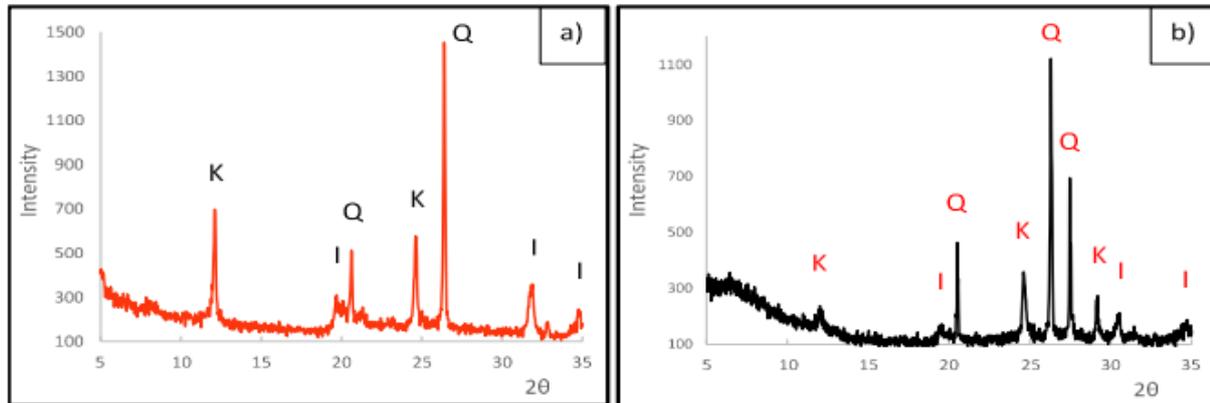


Figure 2: XRD diffractograms of the crude samples a) Dg formation and b) Yg formation; K: kaolinite; I: Illite Q: Quartz.

Table II: Mineralogical composition of the clayey fractions of Dg and Yg formations.

Samples	Single	Regular interstratified	Irregular interstratified	
	Kaolinite	Illite-smectite	Chlorite-illite	Illite-smectite-chlorite
Dg	51.00	31.40	17.60	0
Yg	67.90	0	0	32.10

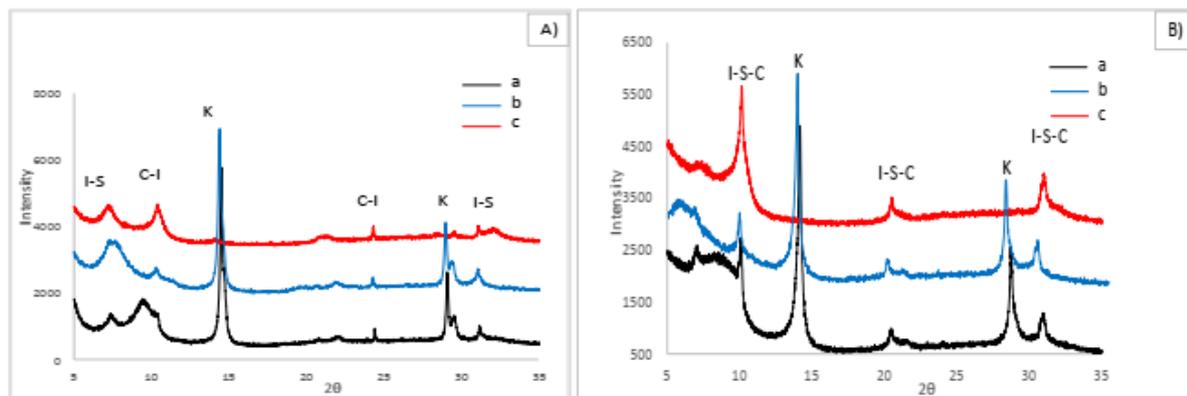


Figure 3: XRD diffractograms of the clayey fractions of A) Dg and B) Yg; a: natural; b: ethylene glycol; c: heated to 550°C; K: kaolinite; C-I: Chlorite-Illite; I-S : Smectite-Illite; I-S-C: Illite-Smectite-Chlorite.

3.2 X-ray fluorescence

The XRF results are presented in Table III. Here, the abundance of silicon and aluminum on one hand and the relatively high Si/Al ratios on the other hand in the XRF elemental analysis results confirm the clay and quartz content of the crude rocks. The high iron content also confirms the presence of pyrite in the crude samples. The relatively high contents of potassium (K) and calcium (Ca) are probably due to substitutions in the octahedral and tetrahedral structures of Al^{3+} by Fe^{2+} and Si^{4+} by Al^{3+} or Fe^{3+} respectively, thus causing a slight charge deficit in these structures and compensated by these interlayer cations in clay materials [37, 42]. This is due to the presence of muscovite and probably that of illite and smectite [42].

Table III: Elemental analysis by X-rays fluorescence spectrometry of crude rocks Dg and Yg

Samples	Components of crude rocks (%)									
	Fe	Mn	Ti	Ca	K	S	Mg	Al	Si	SI/Al
Dg	19.1	0.28	1.4	4.31	3.85	2.26	2.08	17.71	48.02	2.71
Yg	13.25	0.09	1.18	4.3	5	1.91	1.6	14.21	57.37	4.04

3.3 Infrared Spectroscopy

Figure 4 shows the IR spectra of the crude rock samples: Dg and Yg. These spectra show absorbance (arbitrary unit) as a function of waves number (cm^{-1}).

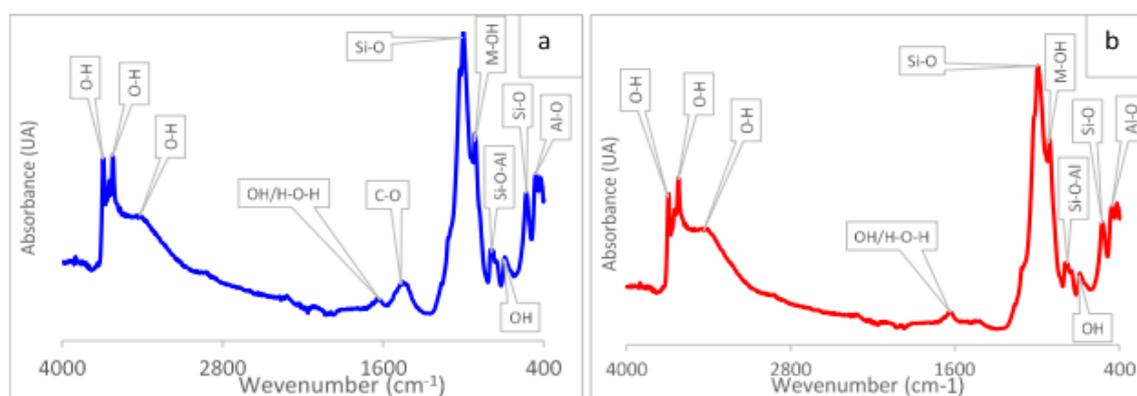


Figure 4: IR spectra of the crude rock samples: a) Dg and b) Yg

The appearance of these spectra is almost identical. The differences observed in shape and position of the absorption bands and peaks can be related to difference in the stacking of the various layers of sheet minerals (clayey minerals). The spectra are characterized by a strong and wide band centered on 1004.3 and 998.2 cm^{-1} corresponding to the Si-O elongation vibration mode of kaolinite [43–47]. Moderately intense lines at 459-461 and 526.7-528.7 cm^{-1} respectively characterize the elongation vibrations of Al-O (illite) and Si-O (smectite) deformation [21]. In addition, there are the bands at 694.1 and 698.1 cm^{-1} respectively, which characterize the hydroxyl (OH) deformation vibration in trioctahedral clay minerals in general. However, fine and low intensity lines with a wave number of 790 cm^{-1} are due to quartz [25, 48]. Similarly, the shoulders around 914.5 and 910.4 cm^{-1} observed for each sample are result of M^{VI} -OH low-precision deflection vibration modes characteristic of montmorillonite (Al, Fe, Mg) [49, 50]. The band centered at 1465.7 cm^{-1} moderately thick of C-O elongation vibration corresponds to the presence of calcium carbonate (CaCO_3) [25, 51]. The bands of H-O elongation and H-O-H deformation vibration modes in water molecules adsorbed or present in the cavities of the structure of clay materials are observable at 1624.9 and 1647.4 cm^{-1} [52]. The wide bands and low-intense centered at 3417.2 and 3423.4 cm^{-1} respectively are due to the symmetric and asymmetric elongation vibration modes of OH for water adsorbed or interspersed in the interlayer space. The less intense lines at 3212.4 and 323.4 cm^{-1} and then at 3692.8 and 3694.9 cm^{-1} correspond to region of structural OH elongation modes in the octahedral layer characteristic of kaolinite [43, 47, 53]. The absorption bands observed for Dg and Yg (Figure 5) are well related to the characteristic bonds of clay minerals of type 1:1 (Kaolinite), type 2:1

(smectite and Illite), quartz and carbonate (Dg). These results, therefore, confirm those found by the DRX and FRX. The specific surface areas of Dg and Yg samples for this study are 530.40m²/g and 464.90m²/g respectively. These relatively large values give these samples a high swelling potential [32].

3.4 Scanning Electron Microscopy / Energy Dispersion Spectrometry

Figure 6 shows detrital quartz grains (Q) embedded in a clayey paste and covered with illitic materials (I), sometimes chloritic (C) and interstratified illite-smectite (I-S) (Fig. 5-(a)). The pores between quartz grains are partially filled with pseudo-hexagonal kaolinite and interstratified illite-smectite (I-S) and chlorite-smectite (C-S) (Fig. 5-(a), (d) and Fig. 6-(a), (b)) [54, 55]. Books of kaolinite, fan chlorites and micropores are also found in pore fillings (Fig. 5-(b) and (d)) [55].

Micrographs in figure 5 (c) and (d) and figure 6 (a) and (b) show that clayey particles form irregularly contoured blocks and sheets and some aggregate clusters due to other associated minerals. This morphology is characteristic of kaolinite poorly crystallized [48, 54, 55]. Indeed, these results are in agreement with the XRD, XRF and IR analyses. The energy dispersive spectrum of samples in Figure 6 - (c) and (d) shows that the majority peaks of the elements observed in these spectra are common elements observed using XRD and XRF [55]. These are silicon (Si), aluminum (Al), magnesium (Mg), iron (Fe), sodium (Na), potassium (K), calcium (Ca), titanium (Ti) and sulphur (S). The Au and C elements come from the support grid and sample cap. The chemical composition of crude rocks expressed as oxides of these elements is presented in Table IV.

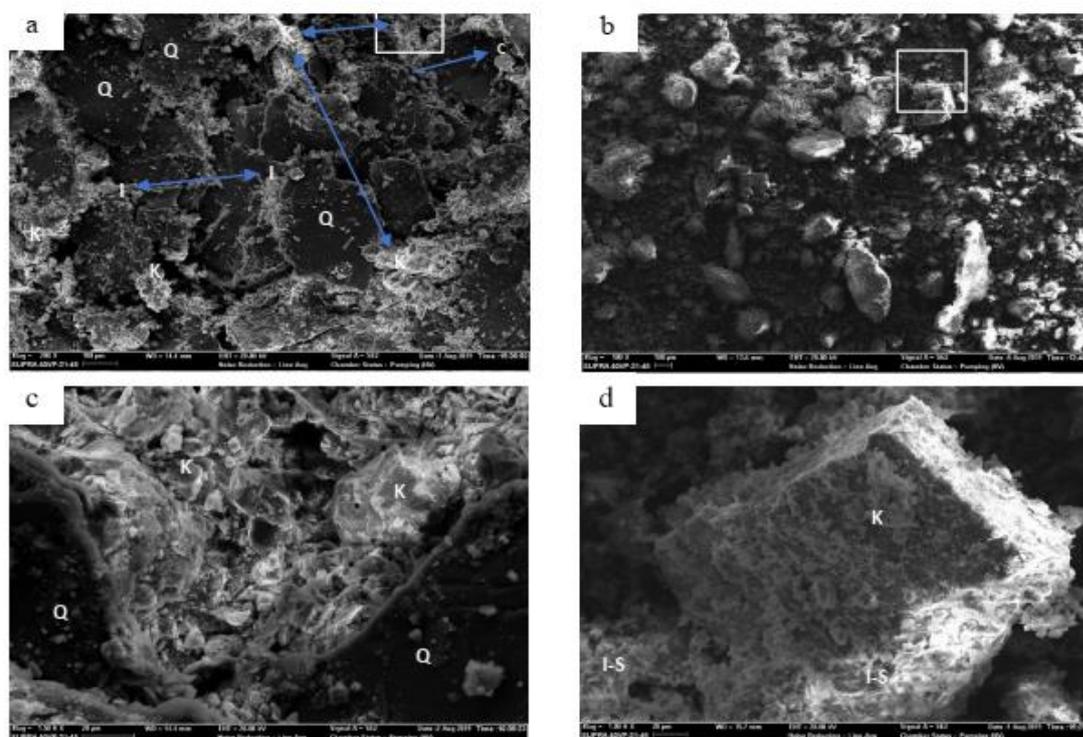


Figure 6: SEM images of crude rocks: (a) - Yg sample at 100μ; (b) - Dg sample at 100μ; (c) - Yg sample at 20μ and (d) - Dg sample at 20μ

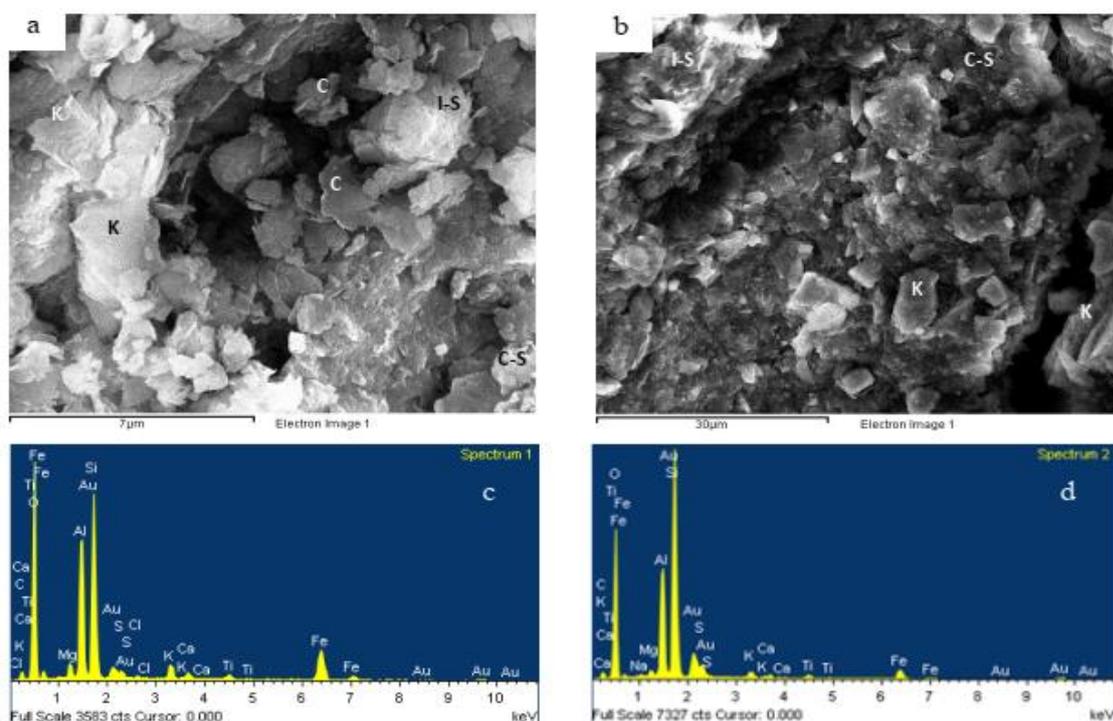


Figure 7: SEM images and corresponding EDS spectra of the crude rock samples: (a) - Yg sample at 7 μ ; (b) - Dg sample at 30 μ ; (c) - Yg spectrum and (d) - Dg spectrum.

Table V: Chemical composition of crude rocks (Yg and Dg)

Oxides	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	SiO ₂ / Al ₂ O ₃
Dg (c) (%)	1.67	1.39	18.87	52.93	0	3.01	5.11	1.78	12.03	2.80
Yg (d) (%)	0.00	2.00	21.05	50.32	1.89	3.22	4.99	1.29	13.37	2.39

The EDS analysis (Table IV) shows SiO₂ / Al₂O₃ ratio values of 2.39 and 2.80 respectively for Yg and Dg are significantly higher than those of standard kaolinite which are 1.73 to 1.8 [54, 56]. This is in concordance with the results of the XRD and XRF which reveal the presence of siliceous minerals, in particular quartz and small amounts of type 2:1 clay, such as smectite and illite in crude rocks [57]. Therefore, the mineralogical composition of the Dg and Yg raw rocks and their clayey fractions, and their specific surface areas show that these rocks present a risk of swelling that can cause the jamming of the drilling rig and the drilling bit.

Conclusion

Dg and Yg source rocks are mainly composed of clay (52.80 and 42.70%) and quartz (25.20 and 32.60%) respectively. These rocks also contain minerals such as muscovite (5.00% for Dg and 8.84% for Yg) and pyrite (12.80% for Dg and 7.00% for Yg) with significant proportions. The clayey fractions (< 2 μ m) of Dg and Yg are mainly dominated by kaolinite (51.00% and 67.9%). In addition, Dg clayey fraction contains interstratified with two different sheets which are illite-smectite (31.40%) and illite-chlorite

(17.60%) and Yg clayey fraction of interstratified with three different sheets which is illite-smectite-chlorite (32.10%). Finally, the crude rocks are characterized by relatively high specific surface areas (530.40m²/g for Dg and 464.90m²/g for Yg). Thus, the presence of significant proportions of pyrite, interstratified minerals illite-smectite and illite-smectite-chlorite as well as relatively high specific surface areas, give these rocks a risk of swelling. It is therefore important to conduct a study on the swelling potential of these rocks to assess the rate of relative swelling to the type of drilling fluid used to limit the risk of jamming of the drilling rig and the drilling bit.

References

1. M. Zanguina, A. Bruneton, R. Gonnard, « An Introduction to the Petroleum Potential of Niger », *J. Pet. Geol.*, 21(1) (1998) 83-103.
2. B. Liu, L. Wan, F. Mao, J. Liu, M. Lü, et Y. Wang, « Hydrocarbon potential of upper cretaceous marine source rocks in the Termit basin, Niger », *J. Pet. Geol.*, 38 (2) (2015) 157-175.
3. M. Harouna et P. Philp, « Potential petroleum source rocks in the Termit Basin, Niger », *J. Pet. Geol.*, vol. 35, (2012) 165–185. DOI: [10.1111/j.1747-5457.2012.00524.x](https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2012.00524.x).
4. M. Harouna, J. D. Pigott, et R. P. Philp, « Burial history and thermal maturity evolution of the Termit basin, Niger », *J. Pet. Geol.* 40, (2017) 277–297. <https://doi.org/10.1111/jpg.12676>.
5. H. Lai *et al.*, « Organic geochemical characteristics and depositional models of Upper Cretaceous marine source rocks in the Termit Basin, Niger », *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 495 (2018) 292-308. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.024>.
6. L. Wan, J. Liu, F. Mao, M. Lv, et B. Liu, « The petroleum geochemistry of the Termit Basin, Eastern Niger », *Mar. Pet. Geol.*, 51 (2014) 167-183.
7. H. Xiao *et al.*, « Geochemical characteristics of Cretaceous Yogou Formation source rocks and oil-source correlation within a sequence stratigraphic framework in the Termit Basin, Niger », *J. Pet. Sci. Eng.*, 172 (2019) 360-372. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.09.082>.
8. H. Faure et M. Niger, « Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental" et traités dans leur ouvrage "Géologie du Niger" », Numéro OCLC 490477133 (1966).
9. G. J. Genik, «Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (C.A.R.)», *Tectonophysics*, 213 (1992) 169-185. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90257-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90257-7).
10. E. Chang et L. S. Zung, « 3D Reservoir Characterization of Field Deta, Termit Basin, Niger », in *ICIPEG*, 10 (2017) 323-335. DOI: [10.1007/978-981-10-3650-7_28](https://doi.org/10.1007/978-981-10-3650-7_28).
11. B. Liu, G. Zhang, F. Mao, J. Liu, D. Cheng, et M. Lü, « The petroleum system of the Tenere Basin: oil geochemistry from the SH-1 wildcat well in eastern Niger », *Pet. Geosci.*, 23 (2017) 427-439. DOI: <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-067>.
12. B. Liu *et al.*, « Structural evolution and main controlling factors of the Paleogene hydrocarbon accumulation in Termit Basin, eastern Niger », *Shiyou Xuebao. Acta Pet. Sin.*, 33 (2012) 394-403.
13. Z. M. Muhammad Syafiq, Z. Lo Shyh, et M. R. Abdul Ghani, « Petrophysical Analysis on Radioactive Sands for Koala Field in Termit Basin, Niger », *J. Eng. Appl. Sci.*, 13 (2018) 5122-5130. DOI: [10.36478/jeasci.2018.5122.5130](https://doi.org/10.36478/jeasci.2018.5122.5130).
14. M. N. Nasaruddin, L. S. Zung, et A. G. M. Rafek, « Petrophysical Analysis of E5 sand group of Sokor Formation, Termit Basin, Niger », *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.*, 88 (1) (2017) 012003. DOI: [10.1088/1755-1315/88/1/012003](https://doi.org/10.1088/1755-1315/88/1/012003).

15. Z. Ning, G. Xia, H. Jiangqin, C. Zhongmin, et Z. Guangya, « Sedimentary Characteristics and Lithological Trap Identification of Distant Braided Delta Deposits: A Case on Upper Cretaceous Yogou Formation of Termit Basin, Niger », *E3S Web Conf.*, 53 (1) (2018) 03020.
16. X. Wang *et al.*, « Controlling factors and accumulation model of hydrocarbon reservoirs in the Upper Cretaceous Yogou Formation, Koulele Area, Termit Basin, Niger », *J. Earth Sci.*, vol. 28 n° 6, (2017) 1126-1134. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0936-5>.
17. L. Zhou *et al.*, « Controlling factors of hydrocarbon accumulation in Termit rift superimposed basin, Niger », *Pet. Explor. Dev.*, 44 n° 3 (2017) 358-367
18. « "Grim. R. E., Clay Mineralogy, 2nd ed. McGraw-Hill, New York (, R. E, R. E" на Поиске Mail.Ru » ISBN: 0070248362 9780070248366 (1968).
19. D. M. Moore et R. C. Reynolds, *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press, ISBN: 019505170X, 9780195051704 (1989).
20. F. Bergaya et G. Lagaly, « Chapter 1 General Introduction: Clays, Clay Minerals, and Clay Science », in *Developments in Clay Science*, vol. 1, F. Bergaya, B. K. G. Theng, et G. Lagaly, Éd. Elsevier, 1 (2006) 1-18. [https://doi.org/10.1016/S1572-4352\(05\)01001-9](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01001-9).
21. M. Floarea, T. Michel, et A. Lazar, « Analyse de certains minéraux argileux utilisés à la préparation des fluides de forage écologiques », présenté à Quatrième Colloque Franco-Roumain de Chimie Appliquée, France, 5 N°3 (2006) 8.
22. D. M. Moore et R. C. Reynolds, *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, Oxford University Press Oxford, ISBN: 978-0-19-505170-4 (1989).
23. Z. Yigzaw, « Analyse des processus de retrait-gonflement de sols argileux en réponse à des sollicitations hydriques cycliques : rôle de la microstructure », PhD Thesis, Paris, ENMP, (2009).
24. M. J. Collins, A. N. Bishop, et P. Farrimond, « Sorption by mineral surfaces: Rebirth of the classical condensation pathway for kerogen formation? », *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, 59 N°11 (1995) 2387-239.
25. T. Camille, « Caractérisation et quantification des minéraux argileux dans les sols expansifs par spectroscopie infrarouge aux échelles du laboratoire et du terrain. », PhD Thesis, Université Toulouse 3 Paul Sabatier, (2010).
26. N. Jean Paul, « Techniques d'exploitation pétrolière : Le Forage ». (Français). *Institut français du pétrole*, ISBN: 978-2-7108-0558-8 (1993).
27. M. Harouna, J. D. Pigott, et R. P. Philp, « Burial History and Thermal Maturity Evolution of the Termit Basin, Niger », *J. Pet. Geol.*, 40 n° 3 (2017) 277-297.
28. T. Médard, N. Carrillo, C. Franke, et N. Martineau, *Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes*. 3 (2013) 34.
29. P. E. Biscaye, « Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans », *GSA Bull.*, 76 n° 7 (1965) 803-832.
30. P. E. Biscaye, « Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by x-ray diffraction », *Am. Mineral.*, 49 n° 9-10 (1964) 1281-1289.
31. J. Thorez J., *Practical identification of clay mineral, A handbook for teachers and students in clay mineralogy*, G, Lelotte, Dison. Belgique, Numéro OCLC: 2558848 (1976).
32. M. Audiguier, Z. Geremew, S. Laribi, et R. Cojean, « Caractérisation au laboratoire de la sensibilité au retrait-gonflement des sols argileux », *Rev. Fr. Géotechnique*, n° 120-121 (2007) 67-82. <https://doi.org/10.1051/geotech/2007120067>.

33. M. Raven et P. Self, « Identification and Quantification of Clays », *Clays in the Minerals Processing Value Chain*, (2017) 142-204.
34. Hillier, S. « Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD). » *Clay mineral cements in sandstones* (1999) 213-251.
35. G. Brown et G. W. Brindley, « X-ray diffraction procedures for clay minerals identification », *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, Mineralogical Society (London), (1980) 305– 360.
36. G. W. Brindley et G. Brown, Éd., *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. Colchester and London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, ISBN: 978-0-903056-08-3 978-0-903056-37-3 (1980).
37. J. Lucas, N. Trauth, et M. Thiry, « Les minéraux argileux des sédiments paléogènes du Bassin de Paris. Evolution des smectites et des interstratifiés (7-14Sm) », *Bull. Groupe Fr. Argiles*, 26 n° 2 (1974) 245-262.
38. D. M. C. Mac Ewan, « Some Notes on the Recording and Interpretation of X-Ray Diagrams of Soil Clays », *J. Soil Sci.*, 1 n° 1 (1950) 90-103. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1950.tb00721.x>.
39. L. Pauling, « The Structure of the Micas and Related Minerals », *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 16 n° 2 (1930) 123-129. <https://doi.org/10.1073/pnas.16.2.123>.
40. L. Pauling, « THE STRUCTURE OF THE CHLORITES », *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 16 n° 9 (1930) 578-582. doi: [10.1073/pnas.16.9.578](https://doi.org/10.1073/pnas.16.9.578).
41. G. Montes Hernandez, « Experimental study of water adsorption and swelling of clays by Environmental Scanning Electron Microscopy (ESEM) and digital image analysis », Theses, Université Louis Pasteur - Strasbourg I, (2002).
42. J. Lucas, *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du trias*. Persée - Portail des revues scientifiques en SHS, 23 (1962) 197.
43. A. K. Chakraborty, *Phase Transformation of Kaolinite Clay*. Springer India, ISBN: 978-81-322-1153-2 (2014). DOI 10.1007/978-81-322-1154-9.
44. V. C. Farmer, Éd., « Vibrational Spectroscopy in Mineral Chemistry », in *The Infrared Spectra of Minerals*, London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, (1974) 1-10.
45. V. C. Farmer, Éd., « The Layer Silicates », in *The Infrared Spectra of Minerals*, London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 1974, p. 331-363.
46. V. C. Farmer, Éd., *The Infrared Spectra of Minerals*. London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, ISBN: 978-0-903056-05-2 978-0-903056-53-3 (1974).
47. C. Ibtissem, L. Bachir, B. Lakhdar, C. Abdelmadjid, F. Natalie, « Caractérisation minéralogique et physico-chimique des formations argileuses sous numidiennes de la région d’Azzaba (NE Algérie) », *Courrier du Savoir* 26 (2018) 621-632.
48. A. Qlihaa, S. Dhimni, F. Melrhaka, N. Hajjaji, et A. Srhiri, « Caractérisation physico-chimique d’une argile Marocaine [Physico-chemical characterization of a morrocan clay] », *J. Mater. Environ. Sci.*, 7 (2016) 1741-1750.
49. M. Pelletier, « Application de la spectroscopie infrarouge à l’étude de l’organisation de l’eau aux interfaces : le cas des phyllosilicates 2:1 », (1999).
50. G. Marou, Z. Adamou, N. Ibrahim, et B. Anne, « Caractérisation d’une argile mixte du Niger », *Rev. CAMES – Sciences Struct. Mat.* 1 (2013) 11.
51. A. S. Benosman, H. Taibi, M. Mouli, et M. Belbachir, « Valorisation de la spectrométrie infrarouge (irtf) pour l’analyse qualitative de composés des ciments, argiles, et des mélanges ciment/argile », *Communication Sciences & Technologie* N°3 (2004) 77-88.

52. T. N. Leonel, « Memoire Online - Comportement thermique des géopolymères obtenus à partir d'une argile kaolinite - Leonel Tchadjie Noumbissie », *Memoire Online*, (2012).
53. J. Chaussidon et R. Prost, « Spectre infrarouge des vibrations de valence de l'eau adsorbée par la montmorillonite », *Bull. Groupe Fr. Argiles*, 19 N° 2 (1967) 25-38.
54. H. H. Murray, *Applied Clay Mineralogy: Occurrences, Processing and Applications of Kaolins, Bentonites, Palygorskitesepiolite, and Common Clays*, 2nd edition. Amsterdam; Boston: Elsevier Science, ISBN: 978-0-444-51701-2 (2006).
55. J. E. Welton, *Sem Petrology Atlas*. Tulsa, Okla: Amer Assn of Petroleum Geologists, (1984).
56. Z. Ousman, A. Alassane, L. N. Dan, R. Paolo, T. P. Gemma, et A. Issaka, « Caractérisation des Sols de Périmètres Irrigués de l'Ouest du Niger par Diffraction de Rayons X, *J. Soc; Ouest-Afr. Chim.* 026 (2008) 89 - 97.
57. C. A. Jouenne, *Traité de Céramiques et Matériaux Minéraux*, Editions Septima. Paris, ISBN: 5552904845010 (1990).

(2020) ; <http://www.jmaterenvirosci.com>

Annexe - 2 : Principaux oxydes des formations de Donga et Yogou (EDS)

Éléments	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	K ₂ O	TiO ₂	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Échantillons	Composés %					Rapports
PA E19 Dg 2-1	19,24	40,59	5,05	3,09	0,39	2,11
PA E19 Dg 2-2	19,26	41,05	7,86	2,6	0,58	2,13
PD E15 Yg -1	15,6	47,99	6,72	2,37	0,92	3,08
PD E15 Yg -2	14,52	44,9	7,81	4,3	0,72	3,09
Moyenne Dg	19,25	40,82	6,46	2,85	0,49	2,12
Moyenne Yg	15,06	46,45	7,27	3,34	0,82	3,08

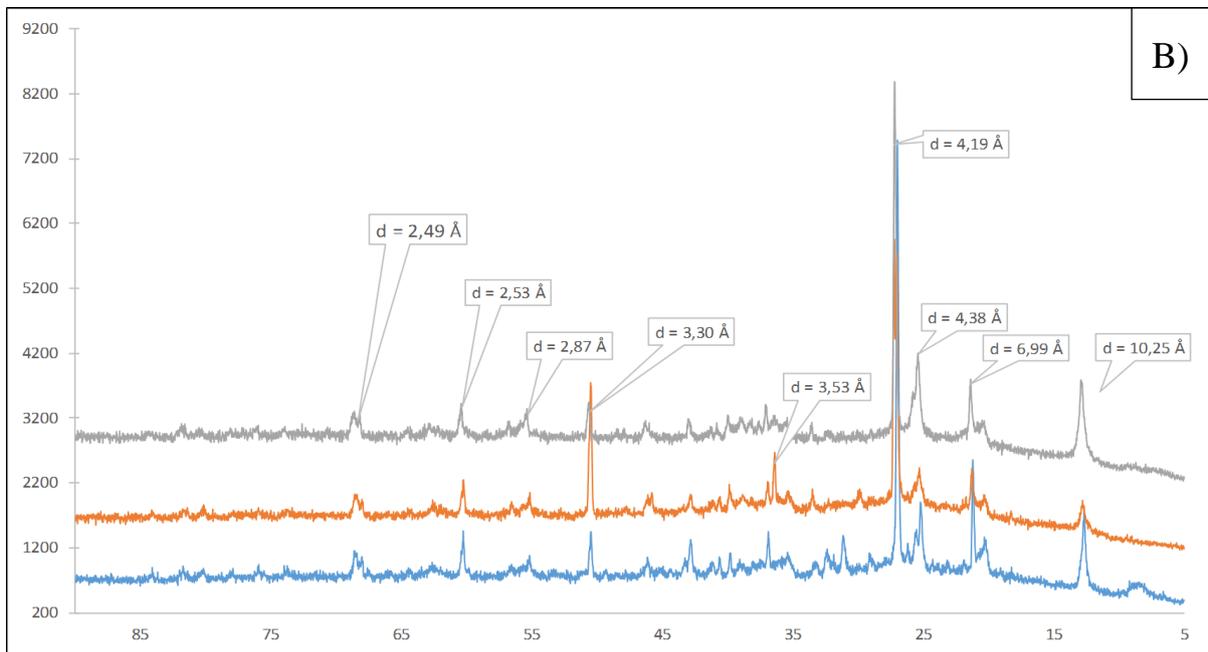
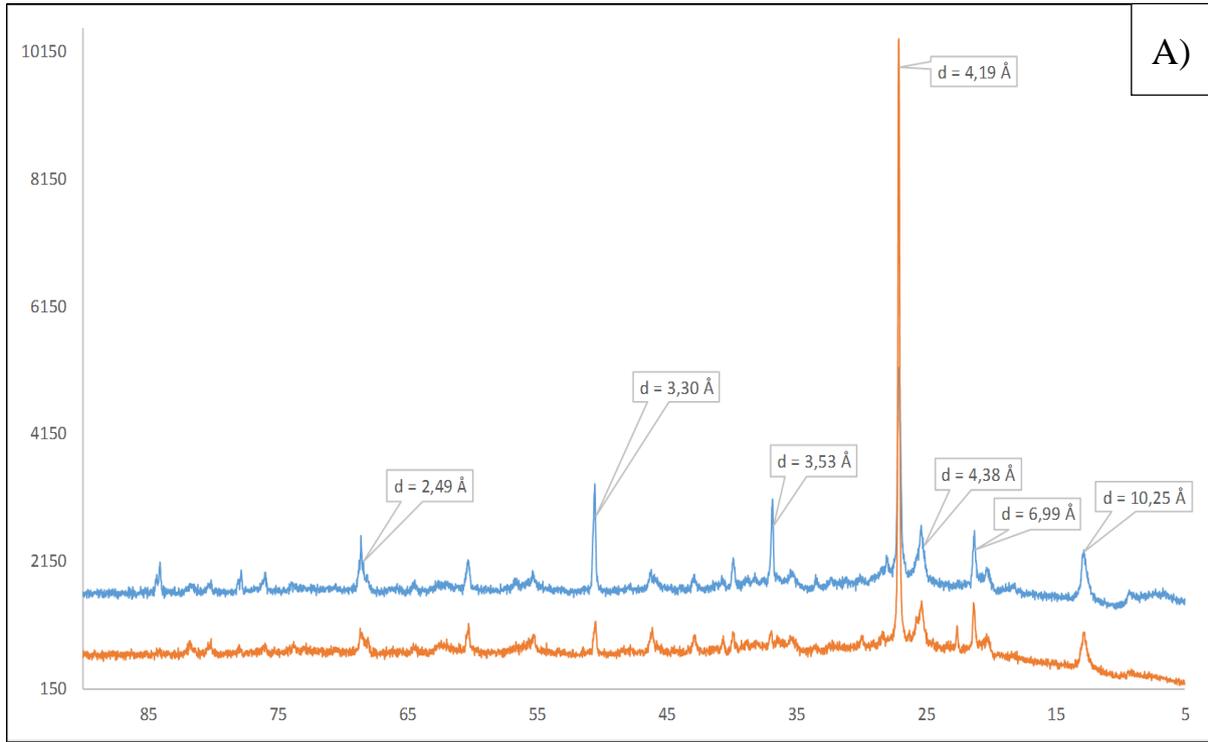
Annexe - 3 : Positions d Å aux différents traitements (naturel, éthylène-glycol et chauffé à 55à°C) des échantillons analysés par DRX

Échant.	Position (d) en Å									NOMS
	Naturel			Éthylène-glycol			Chauffé à 55à°C			
	001	002	003	001	002	003	001	002	003	
EDg-PH	31	15	10	32	16	10,6	21	10,1	4,3	CHLORITE/SMECTITE R1
	15--10	5	3,4-3,3	17--10	3	3,3	10,3-10,1	5	3,4-3,3	SMECTITE/ILLITE R0
	7,2	3,6	2,4	7,2	3,6	2,4				KAOLINITE
EYg-PF	15-13-10		5-4,6	15-13-10		5-4,7	14--10		5-4,7	ILLITE/SMECTITE/CHLORITE
	7,2	3,6	2,4	7,2	3,6	2,4				KAOLINITE
EDg-PK	24	12	8	27	15	9		12,4		ILLITE/SMECTITE R1
	14--10		5-4,7	14--10		5-4,7	14--10		5-4,7	CHLORITE/ILLITE R0
	7,2	3,6	2,4	7,2	3,6	2,4				KAOLINITE
EDg-PM	24	12	8	27	15	9		12,4		ILLITE/SMECTITE R1
	15-13-10		5-4,6	15-13-10		5-4,7	14--10		5-4,7	SMECTITE/ILLITE/CHLORITE
	7,2	3,6	2,4	7,2	3,6	2,4				KAOLINITE
EYg-PO	15-13-10		5-4,6	15-13-10		5-4,7	14--10		5-4,7	SMECTITE/ILLITE/CHLORITE
	7,2	3,6	2,4	7,2	3,6	2,4				KAOLINITE

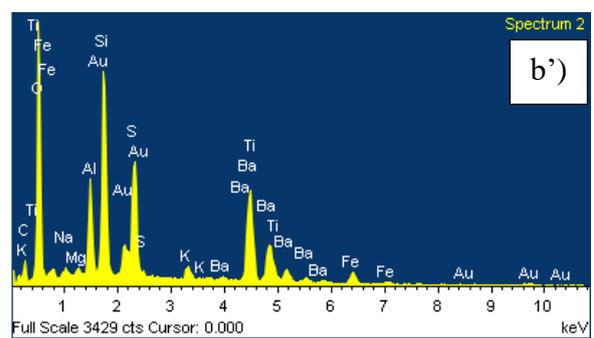
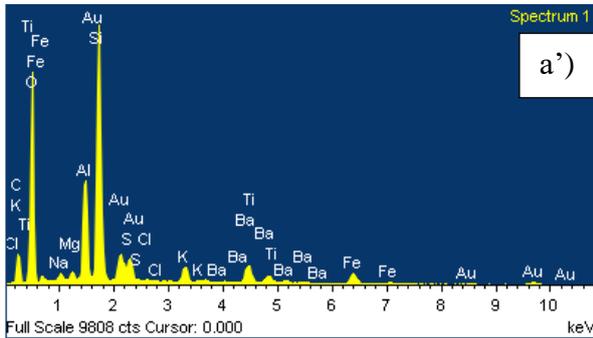
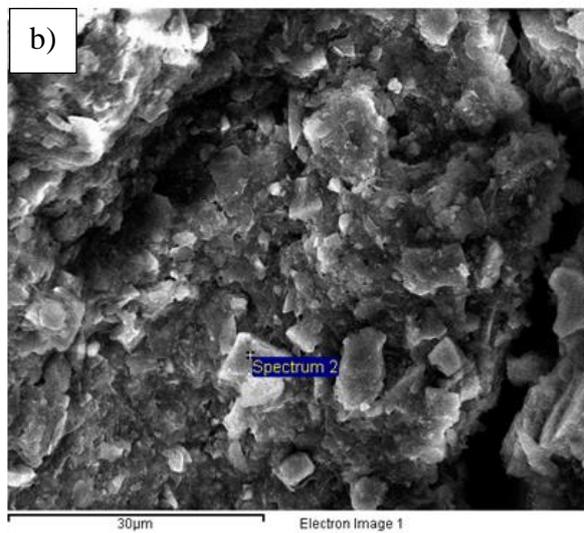
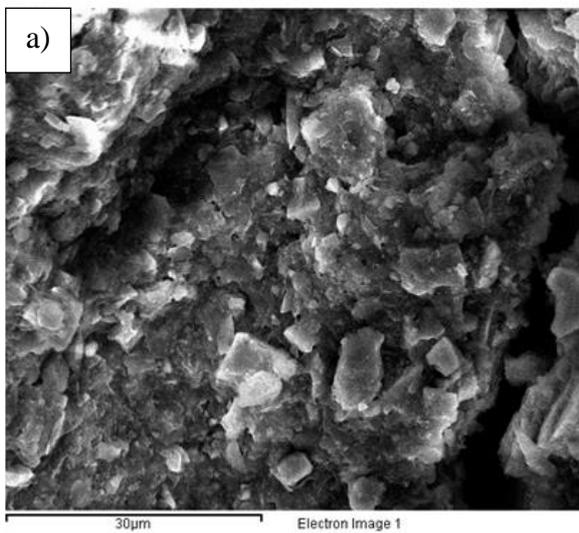
Annexe 4 : Positions d en 2θ aux différents traitements (naturel, éthylène-glycol et chauffé à 55à°C) des échantillons analysés par DRX

	Position (2θ) en degré									NOMS
	Naturel			Éthylène-glycol			Chauffé à 55à°C			
	001	002	003	001	002	003	001	002	003	
EDg-PH	3,31	6,85	10,28	3,21	6,42	9,69	4,89	10,1 7	24,04	CHLORITE/SMECTITE R1
	5,89-8,84	20,64	26,25- 27,01	5,20-8,84	34,74	31,49	8,59- 8,76	20,6 4	26,25- 27,01	SMECTITE/ILLITE R0
	14,29	28,81	43,82	14,29	28,81	43,82				KAOLINITE
EDg-PK	8,56	17,17	25,88	7,61	13,72	22,96		16,6 1		ILLITE/SMECTITE R1
	14,72-20,63		41,98- 44,81	14,72-20,63		41,98- 44,81	14,72- 20,63		41,98- 44,81	CHLORITE/ILLITE R0
	14,29	28,81	43,82	14,29	28,81	43,82				KAOLINITE
EYg-PF	13,72-15,85- 20,52		41,98- 45,81	13,72-15,85- 20,52		41,98- 4481	14,72- 20,63		41,98-4481	ILLITE/SMECTITE/CHLORIT E
	14,29	28,81	43,82	14,29	28,81	43,82				KAOLINITE
EDg- PM	8,56	17,17	25,88	7,61	13,72	22,96		16,6 1		ILLITE/SMECTITE R1
	13,72-15,85- 20,52		41,98- 45,81	13,72-15,85- 20,52		41,98- 4481	14,72- 20,63		41,98-4481	SMECTITE/ILLITE/CHLORIT E
	14,29	28,81	43,82	14,29	28,81	43,82				KAOLINITE
EYg-PO	13,72-15,85- 20,52		41,98- 45,81	13,72-15,85- 20,52		41,98- 4481	14,72- 20,63		41,98-4481	SMECTITE/ILLITE/CHLORIT E
	14,29	28,81	43,82	14,29	28,81	43,82				KAOLINITE

Annexe - 5 Diffractogrammes des échantillons des formation de Donga A) et Yogou B)



Annexe 6 : (a) et (b) micrographies MEB et (a') et (b') Spectres EDS correspondant d'échantillons : PM E43 Yg-1 (a) et PM E43 Yg-2 (b) de roche brute de la formation de Yogou



Annexe 7 : (a) et (b) micrographies MEB et (a') et (b') Spectres EDS correspondant des échantillons PH E7 Dg (a et a') et PK E22 Dg (b et b') de roche brute de la formation de Donga

