

REPUBLIQUE DE COTE D'IVOIRE

Union - Discipline - Travail

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



Institut National Polytechnique Félix
HOUPHOUËT- BOIGNY de Yamoussoukro



Ecole Doctorale Polytechnique

THÈSE

Pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE
FELIX HOUPHOUËT-BOIGNY

Mention : Géosciences

Spécialité : Environnements Sédimentaires et Energies Fossiles

Thème :

**IMPACT DE L'ENVIRONNEMENT DE DEPOT ET DE LA DIAGENESE SUR
LES RESERVOIRS PETROLIERS ALBO-CENOMANIENS ET CAMPANIENS
DU BASSIN DE TERMIT (NIGER) : APPROCHES SEDIMENTOLOGIQUE,
PETROPHYSIQUE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE**

Présentée et soutenue publiquement le 18 /12/ 2020 par

GARBA NEINO Abdoulaye

JURY

M. ADOUBY Kopoin	Professeur, INP-HB Côte d'Ivoire	Président
M. DIGBEHI Zeli Bruno	Professeur, UFHB Côte d'Ivoire	Rapporteur
M. KONATE Moussa	Professeur, UAM Niamey/Niger	Rapporteur
M. YAO N'Goran Jean-Paul	Maître de Conférences, UFHB Côte d'Ivoire	Examineur
M. YAO Kouakou Alphonse	Maître de Conférences, INP-HB Côte d'Ivoire	Co-directeur de thèse
M. HAROUNA Moussa	Maître de Conférences, UAM Niamey/Niger	Co-directeur de thèse

DEDICACE

Je dédie le présent mémoire de thèse à :

- *mon père **GARBA NEINO**, Chef de Service Production Animale à la Direction Régionale de l'Élevage Niamey/Niger pour son soutien moral et financier tout au long de mon cursus scolaire et universitaire ;*
- *ma mère **OUMA NOUHOU**, pour ses encouragements et ses conseils pendant la réalisation de ce mémoire de thèse. Que Dieu te récompense et te donne la santé et la longévité pour veiller sur vos enfants.*

REMERCIEMENTS

Ce mémoire de thèse qui marque le couronnement de quatre années de travaux de recherche au Laboratoire de Génie Civil, des Géosciences et des Sciences Géographiques (UMRI 68) de l'INP-HB/Yamoussoukro et au Centre d'Analyses et de Recherche de PETROCI Abidjan/Côte d'Ivoire, nous donne l'occasion d'adresser les remerciements les plus sincères à tous ceux qui d'une manière ou d'une autre ont contribué à sa réalisation.

Ces remerciements s'adressent tout d'abord, au Directeur Général de l'Institut National Polytechnique Félix Houphouët Boigny.

Merci particulièrement au Professeur YAO Kouassi Benjamin, Directeur de l'Ecole Doctorale, au Docteur KONIN Athanase, Directeur du Laboratoire de Génie Civil, des Géosciences et des Sciences Géographiques (UMRI 68).

Nos remerciements vont également au Docteur YAO Kouakou Alphonse, Directeur de l'Ecole Supérieure des Mines et de Géologie et coordonnateur du Centre d'Excellence Africain Mines et Environnement Minier de la Banque Mondiale sis à l'INP-HB de Yamoussoukro/Côte d'Ivoire qui, malgré ses multiples occupations, a accepté de diriger ce travail. Ses conseils, sa patience, sa disponibilité et surtout sa rigueur dans le travail dont il a toujours fait preuve ont été d'un grand apport dans la réalisation de ce travail. Nous lui témoignons ici toute notre reconnaissance et notre gratitude.

Nos remerciements vont aussi à l'endroit du Docteur HAROUNA Moussa, enseignant et chercheur de l'Université Abdou Moumouni de Niamey/Niger, pour avoir accepté de co-encadrer ce travail. Ses conseils, sa disponibilité et surtout sa rigueur dans le travail ont été d'un grand atout pour la réalisation et l'amélioration de ce mémoire. Nous lui témoignons également ici toute notre reconnaissance et notre gratitude.

Nous profitons de l'occasion pour remercier Monsieur le Secrétaire Général du Ministère de pétrole du Niger et ses collègues de la Direction des Hydrocarbures, qui nous ont accordé la permission de prélever des échantillons de carottes de forage au CDP (Centre de Documentation et archives Pétrolières) du Niger. Pendant la collecte de ces échantillons, certaines personnes nous ont été d'un apport considérable. Au nombre de celles-ci, nous voudrions particulièrement témoigner notre reconnaissance à Monsieur ABA OUMAR Aouya, Géophysicien au CDP/MP.

Nos sincères remerciements aussi, au Ministre de l'Enseignement Supérieur de la Recherche et de l'Innovation Monsieur YAHOUZA Sadissou, qui a autorisé le financement des travaux

d'analyse pour la réalisation de ce mémoire, via le FARSIT (Fonds d'Appui à la Recherche Scientifique et à l'Innovation Technologique) du Niger.

Nous n'oublions pas Monsieur GAMBO Saidou, Directeur des Ressources Financières et Matérielles au Ministère de l'Enseignement Supérieur de la Recherche et de l'Innovation pour sa paternité à notre égard et sa disponibilité.

Nous exprimons notre profonde reconnaissance à Monsieur FOFANA Bakary, Directeur du Centre d'Analyses et de Recherche de PETROCI (Société Nationale des Opérations Pétrolières de Côte d'Ivoire).

Nos remerciements vont également à Monsieur KPLOHI Yaba Hervé, Chef de Département de Sédimentologie et Madame ATSE Laure, Chef de Département de Géochimie Organique. Nous n'oublions pas les chefs de service d'analyse pétrographique, pétrophysique, géochimique et d'analyse MEB-EDS. Merci à Docteur FEA Isaac chef de service pétrophysique pour son sens élevé d'écoute, ses conseils, ses encouragements et surtout son esprit de partage.

Nous ne saurions terminer sans exprimer notre gratitude à Monsieur GADO Amadou, Proviseur du Lycée d'Enseignement Général de Tibiri-Maradi/Niger, pour sa contribution dans l'amélioration de ce travail.

Je ne saurais non plus oublier tous les membres de jury, en leurs grades et qualités dont les conseils et recommandations avisés m'ont permis de parfaire ce mémoire et grâce à qui la soutenance de ce mémoire a été possible.

Nous ne pourrions remercier assez nos parents, nos frères et sœurs, mon épouse Ramatou Maman Altine et notre fille Maimouna Abdoulaye Garba Neino. Nous leur disions merci pour leur patience, leur compréhension et leur soutien.

Merci à ma tante Fatimatou Nouhou, conseillère du Ministre de l'Hydraulique et de l'Assainissement pour son soutien moral et financier.

Nous remercions tous ceux qui, de près ou de loin, ont apporté leur précieuse contribution afin que ce travail aboutisse. Au-delà de son intérêt académique, cette thèse a été pour nous l'occasion de faire la connaissance de nombreuses personnes ayant des visions différentes, ce qui nous a beaucoup enrichi.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX	xiii
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS.....	xvi
RESUME.....	xvii
ABSTRACT	xviii
INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIERE PARTIE : GENERALITES	4
CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU BASSIN DU NIGER ORIENTAL	4
I.1. Cadre géographique du bassin du Niger oriental	4
I.2. Contexte structural et tectonique du bassin du Niger oriental	5
I.3. Présentation de la zone d'étude et localisation des puits étudiés.....	8
I.3.1. Lithostratigraphie du bassin sédimentaire de Termit	10
I.3.1.1. Crétacé inférieur (121 à 98,9 Ma)	10
I.3.1.2. Crétacé supérieur (98,9 à 65,5 Ma)	10
I.3.1.3. Paléogène (65,5 à 23,8 Ma).....	10
I.3.1.4. Néogène (23,8 à 0 Ma)	11
I.3.2. Réservoir et potentialité pétrolière du bassin sédimentaire de Termit	12
CHAPITRE II : APERÇU DE LA DIAGENESE DES RESERVOIRS SILICOCLASTIQUES	13
II.1. Généralités sur le système pétrolier.....	13
II.1.1. Roche mère.....	13
II.1.2. Roche réservoir	17
II.1.3. Roche couverture	18
II.1.4. Piège.....	18

II.1.5. Timing de migration des hydrocarbures.....	18
II.2. Roches silicoclastiques	18
II.3. Contrôle sédimentaire sur la porosité et la perméabilité des roches silicoclastiques	19
II.4. Diagenèse des réservoirs silicoclastiques	20
II.4.1. Stades de la diagenèse	21
II.4.1.1. Diagenèse précoce.....	22
II.4.1.2. Diagenèse tardive	24
II.5. Contrôle de la diagenèse sur la porosité et la perméabilité des réservoirs silicoclastiques	25
II.5.1. Impact de la compaction	26
II.5.2. Impact de la cimentation	27
II.5.2.1. Cimentation argileuse.....	28
II.5.2.2. Cimentation carbonatée.....	28
II.5.2.3. Cimentation de quartz	29
II.5.3. Impact de la dissolution	29
DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES	31
CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODES D'ETUDE.....	30
III.1. Matériel d'étude	33
III.1.1. Sédimentologie	33
III.1.2. Péetrophysique.....	34
III.1.3. Péetrographie	34
III.1.4. Géochimie	36
III. 2. Méthodes d'étude	37
III.2.1. Etude sédimentologique.....	38
III.2.1.1. Mode opératoire	38

III.2.1.2. Détermination des processus et environnements des dépôts sédimentaires	40
III.2.3. Détermination des caractéristiques pétrophysiques	41
III.2.3.1. Mesure de la perméabilité	41
III.2.3.2. Ecoulement visqueux	41
III.2.3.3. Approche de Klinkenberg	41
III.2.3.4. Principe d'utilisation du Perméamètre PDPK-400	42
III.2.3.5. Mesure des valeurs de perméabilité sur la carotte	43
III.2.4. Etude pétrographique	45
III.2.4.1. Description pétrographique	47
III.2.4.1.1. Observation au microscope	47
III.2.4.1.2. Comptage de point minéralogique	51
III.2.4.1.3. Classification des grès	51
III.2.4.2. Diffractométrie aux rayons X (DRX)	52
III.2.4.2.1. Extraction de la fraction argileuse	52
III.2.4.2.2. Semi-quantification des minéraux argileux	53
III.2.4.3. Observation au microscope électronique à balayage couplé à la spectrométrie de dispersion d'énergie (MEB-EDS)	54
III.2.5. Etude géochimique	54
III.2.5.1. Préparation des échantillons pour l'analyse au Rock-Eval 6	54
III.2.5.2. Analyse au Rock-Eval 6	56
III.2.5.3. Signification des paramètres géochimiques obtenus	58
TOISIEME PARTIE : RESULTATS, INTERPRETATIONS ET DISCUSSIONS.....	30
CHAPITRE IV : CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE	60
Introduction	60
IV.1. Description des unités lithologiques	60

IV.1.1. Puits NE-1.....	60
IV.1.2. Puits NE-2.....	63
IV.1.3. Puits NE-3.....	65
IV.2. Paléoenvironnements des dépôts sédimentaires des puits étudiés	67
IV.2.1. Puits NE-1.....	68
IV.2.2. Puits NE-2.....	69
IV.2.3. Puits NE-3.....	69
IV.4. Discussion	70
Conclusion partielle.....	72
CHAPITRE V : CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET PETROPHYSIQUE DES GRES	74
Introduction	74
V.1. Caractérisation pétrographique.....	74
V.1.1. Puits NE-1	74
V.1.1.1. Aspect général de la texture des grès du Campanien.....	74
V.1.1.2. Diagenèse des grès du Campanien.....	94
V.1.2. Puits NE-2.....	98
V.1.2.1. Aspect général de la texture des grès de l’Albien.....	98
V.1.2.2. Diagenèse des grès de l’Albien.....	102
V.1.3. Puits NE-3.....	104
V.1.3.1. Aspect général de la texture des grès du Cénomanién.....	104
V.1.3.2. Diagenèse des grès du Cénomanién.....	112
V.1.4. Chronologie des processus diagenétiques.....	113
V.2.3.3.1. Diagenèse précoce.....	116
V.2.3.3.2. Diagenèse tardive.....	118
V.1.5. Classification des grès étudiés	120

V.1.6. Contrôle de la sédimentation et de la diagenèse sur la porosité et la perméabilité des grès	121
V.1.6.1. Contrôle de la sédimentation sur la porosité et la perméabilité des grès	121
V.1.6.2. Contrôle diagenétique sur la porosité et la perméabilité des grès.....	122
V.1.6.2.1. Impact de la compaction.....	125
V.1.6.2.2. Impact de la cimentation carbonatée	126
V.1.6.2.3. Impact des argiles authigènes.....	126
V.1.6.2.4. Impact de la silicification	127
V.1.6.2.5. Impact des phénomènes diagenétiques mineurs.....	127
V.2. Caractérisation pétrophysique	128
V.2.1. Variation de la perméabilité des grès	128
V.2.1.1. Grès du Campanien.....	128
V.2.1.2. Grès de l’Albien	130
V.2.1.3. Grès du Cénomanién	131
V.2.2. Variation de la porosité des grès	132
V.2.2.1. Grès du Campanien.....	132
V.2.2.2. Grès de l’Albien	134
V.2.2.3. Grès du Cénomanién	135
V.3. Discussion	136
V.3.1. Contrôle sédimentaire sur la porosité et la perméabilité des grès.....	137
V.3.2. Contrôle de la diagenèse sur la porosité et la perméabilité des grès.....	138
Conclusion partielle.....	141
CHAPITRE VI : CARACTERISATION GEOCHIMIQUE	142
Introduction	142
VI.1. Puits NE-1	142

VI.2. Puits NE-2	148
VI.3. Puits NE-3	150
VI.4. Discussion	152
VI.4.1. Au plan de types de matière organique.....	152
VI.4.2. Au plan de l'absence de roches mères	152
Conclusion partielle.....	153
CONCLUSION GENERALE	154
PERSPECTIVES.....	157
REFERNCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	158
REFERENCES WEBOGRAPHIQUES.....	172
ANNEXES.....	xix

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique du Niger, montrant l'emplacement des bassins orientaux du Niger	5
Figure 2 : Coupe transversale AA' des bassins de Téfidet, de Ténééré, de Grein et de Bilma. .	6
Figure 3 : Coupe transversale BB' des bassins de Termit et N'Guel Edji.....	7
Figure 4 : Localisation de la zone d'étude	9
Figure 5 : Stratigraphie du bassin sédimentaire de Termit.....	11
Figure 6 : Schéma d'un système pétrolier classique composé de la roche mère, d'une roche réservoir, de pièges (anticlinaux et discordance) et de roches couvertures.	13
Figure 7 : Composition de la matière organique dans les sédiments	14
Figure 8 : Diagramme de Van Krevelen montrant les types de kérogène.....	15
Figure 9 : Pyrogramme d'une pyrolyse Rock Eval	16
Figure 10 : Situation du champ de la diagenèse en fonction de la pression, de la température et de la profondeur	21
Figure 11 : Schéma d'évolution d'un sédiment en fonction des régimes diagenétiques : éogénèse, mésogénèse et télogénèse	22
Figure 12 : Schéma illustrant les processus de compaction dans les grès.....	26
Figure 13 : Echantillons de carottes extraits des puits NE-1, NE-2 et NE-3 du bassin de Termit, classés dans des boîtes spécifiques (core box).	30
Figure 14 : Logs des puits étudiés montrant les intervalles échantillonnés.	32
Figure 15 : Matériel de description lithologique des carottes	33
Figure 16 : Perméamètre (PDPK-400 TM) couplé à un ordinateur.	34
Figure 17 : Principal matériel de confection de lames minces.....	34
Figure 18 : Matériel utilisé pour l'extraction de la fraction argileuse (inférieure à 2 µm).....	35
Figure 19 : Matériel utilisé pour l'analyse de la fraction argileuse.....	35
Figure 20 : Matériel utilisé pour l'analyse de l'ultrastructure de grès.	36
Figure 21 : Matériel d'analyse géochimique.....	37
Figure 22 : Ecran principal du logiciel PROPERM (PDPK-400).....	43
Figure 23 : Résultat diagnostique du test à vide selon le logiciel PROPERM (PDPK-400) utilisé dans ce travail.....	44
Figure 24 : Détermination visuelle de la sphéricité et de la rondeur des grains.....	47
Figure 25 : Abaque d'estimation visuelle du classement des grains.	48
Figure 26 : Types de contacts entre les grains.....	48

Figure 27 : Microphotographie d'une lame mince et Microscope polarisant couplé à une caméra pour la capture des images.	50
Figure 28 : Classification des grès.	52
Figure 29 : Log synthétique de la carotte NE-1 du bassin de Termit.....	61
Figure 30 : Log synthétique de la carotte NE-2 du bassin de Termit.....	64
Figure 31 : Log synthétique de la carotte NE-3 du bassin de Termit.....	66
Figure 32 : Microphotographie des lames minces en LPNA des grès campaniens, groupe 1..	77
Figure 33 : Microphotographie MEB-EDS et lame mince en LPA des grès campaniens, groupe 1.....	78
Figure 34 : Microphotographie MEB-EDS des grès campaniens, groupe 1.	81
Figure 35 : Microphotographie MEB-EDS des grès campaniens, groupe 1.	84
Figure 36 : Microphotographie MEB-EDS des grès campaniens, groupe 1.	85
Figure 37 : Microphotographie MEB et lame mince en LPNA des grès campaniens, groupe 1.	86
Figure 38 : Microphotographie de lames minces en LPNA et LPA des grès campaniens, groupe 2.....	89
Figure 39 : Microphotographie de lames minces en LPNA des grès campaniens, groupe 3..	92
Figure 40 : Microphotographie de lame mince en LPA des grès campaniens.	95
Figure 41 : Microphotographie MEB des grès campaniens.	96
Figure 42 : Microphotographie MEB des grès campaniens.	97
Figure 43 : Microphotographie MEB des grès campaniens..	98
Figure 44 : Microphotographies des lames minces en LPNA et LPA des grès albiens.	100
Figure 45 : Microphotographie MEB et lame mince en LPA des grès albiens, montrant le phénomène de cimentation.	102
Figure 46 : Microphotographie MEB et lame mince en LPA des grès albiens, montrant le phénomène de cimentation.....	103
Figure 47 : Microphotographie des lames minces en LPNA des grès cénomaniens, groupe 1..	106
Figure 48 : Microphotographies des lames minces en LPNA et LPA des grès cénomaniens, groupe 2.....	110
Figure 49 : Microphotographies des lames minces en LPA des grès cénomaniens, montrant le phénomène de compaction. (Cs).	112

Figure 50 : Classification des grès du Crétacé supérieur dans le bassin sédimentaire de Termit Niger.....	120
Figure 51 : Diagramme de répartition de la perméabilité des grès campaniens en fonction de la profondeur.	129
Figure 52 : Microphotographie MEB, montrant l'évolution des pores avec le développement de l'habitus du ciment de quartz (Sq) de grès campanien.	130
Figure 53 : Diagramme de répartition de la perméabilité des grès albiens en fonction de la profondeur.	131
Figure 54 : Diagramme de répartition de la perméabilité des grès cénomaniens en fonction de la profondeur.	132
Figure 55 : Diagramme de répartition de la porosité des grès campaniens en fonction de la profondeur.	133
Figure 56 : Microphotographie MEB-EDS d'un échantillon des grès campaniens.	133
Figure 57 : Diagramme de répartition de la porosité des grès albiens en fonction de la profondeur.	134
Figure 58 : Diagramme de répartition de la porosité des grès cénomaniens en fonction de la profondeur.	135
Figure 59 : Microphotographie MEB-EDS d'un échantillon de grès cénomanien.	135
Figure 60 : Variations des paramètres géochimiques des roches mères du Campanien du puits NE-1 du bassin de Termit.....	143
Figure 61 : Diagramme montrant la variation de Tmax du puits NE-1 du bassin de Termit en fonction de la profondeur.	146
Figure 62 : Diagramme montrant la variation de IH avec IO du puits NE-1 du bassin de Termit.	147
Figure 63 : Diagramme montrant la variation de S2 avec COT des roches mères de l'Albien du bassin de Termit.	149
Figure 64 : Diagramme montrant la variation de HI avec OI du puits NE-3 du bassin de Termit.	151

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Ages et longueurs des carottes prélevées dans les puits NE-1, NE-2 et NE-3 du bassin de Termit.	31
Tableau II : Coordonnées des puits étudiés.	31
Tableau III : Enregistrement automatique de la perméabilité par la méthode de Klinkenberg.	42
Tableau IV : Classification des valeurs de perméabilité	45
Tableau V : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès campaniens, puits NE-1.	46
Tableau VI : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès albiens, puits NE-2.	46
Tableau VII : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès cénomaniens, puits NE-3.	46
Tableau VIII : Classification des valeurs de porosité.....	50
Tableau IX : Caractérisation des principaux minéraux argileux et facteurs correctifs associés.	53
Tableau X : Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argilites du Campanien.....	55
Tableau XI : Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argilites de l'Albien.	55
Tableau XII : Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argilites du Cénomaniens.....	55
Tableau XIII : Quantification des paramètres issus de l'analyse au Rock Eval 6 des roches mères.	56
Tableau XIV : Types de kérogène et les produits expulsés.	57
Tableau XV : Maturité thermique de la matière organique	57
Tableau XVI : Inventaire récapitulatif des éléments accessoires et structures sédimentaires du puits NE-1.	62
Tableau XVII : Inventaire récapitulatif des éléments accessoires et structures sédimentaires du puits NE-2.	65
Tableau XVIII : Inventaire récapitulatif des éléments accessoires et structures sédimentaires de grès du puits NE-3.	67
Tableau XIX : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès campaniens, groupe 1.	75
Tableau XX : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès campaniens, groupe 1.	76
Tableau XXI : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès campaniens, groupe 1.	83

Tableau XXII : Profondeurs des échantillons des grès campaniens, groupe 2.....	87
Tableau XXIII : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès campaniens, groupe 2.	88
Tableau XXIV : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès campaniens, groupe 2.....	91
Tableau XXV : Profondeurs des échantillons des grès campaniens, groupe 3.....	92
Tableau XXVI : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès silteux d'âge campanien, groupe 3.	94
Tableau XXVII : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès albiens.....	98
Tableau XXVIII : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès albiens.....	99
Tableau XXIX : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès albiens. .	101
Tableau XXX : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès cénomaniens, groupe 1.	104
Tableau XXXI : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès cénomaniens, groupe 1.	105
Tableau XXXII : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès cénomaniens, groupe 1.....	108
Tableau XXXIII : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès cénomaniens, groupe 2.....	108
Tableau XXXIV : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès cénomaniens, groupe 2.	109
Tableau XXXV : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès cénomaniens, groupe 2.....	111
Tableau XXXVI : Séquence diagenétique des grès du Crétacé du bassin de Termit.	115
Tableau XXXVII : Proportion des minéraux authigènes avec les valeurs de porosité et de perméabilité des grès campaniens.	123
Tableau XXXVIII : Proportion des minéraux authigènes avec les valeurs de porosité et de perméabilité des grès albiens.....	124
Tableau XXXIX : Proportion des minéraux authigènes avec les valeurs de porosité et de perméabilité des grès cénomaniens.	125
Tableau XL : Paramètres Rock Eval des roches mères du Campanien du puits NE-1 du bassin de Termit.	144

Tableau XLI : Paramètres Rock Eval des roches de l'Albien du puits NE-2 du bassin de Termit.
..... 149

Tableau XLII : Paramètres Rock Eval des roches mères du Cénomanién du bassin de Termit.
..... 151

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

AIE	: Agence Internationale de l'Energie
BP	: « British Petroleum »
CDP - N	: Centre de Documentation et archives Pétrolières du Niger
PETROCI	: Société Nationale d'Opération Pétrolière de Côte d'Ivoire
CAR	: Centre d'Analyses et de Recherche
CNPC - NP	: China National Petroleum Corporation - Niger Petroleum
OPEP	: Organisation des Pays Exportateurs de Pétrole
Ma	: Million d'années
H/C	: Rapport atomique hydrogène sur carbone
O/C	: Rapport atomique oxygène sur carbone
Φ	: Porosité de la roche
K	: Perméabilité de la roche
mD	: MilliDarcy
COT	: Carbone Organique Total
Tmax	: Température maximale au sommet du pic de pyrolyse
IH	: Indice d'Hydrogène,
IO	: Indice d'Oxygène
CO	: Carbone Organique
IP	: Indice de Production
LPN	: Lumière Polarisée Naturelle
LPNA	: Lumière Polarisée Naturelle Analyisée

RESUME

Les formations albo-cénomaniennes et campaniennes constituent la nouvelle cible de l'exploration pétrolière dans le bassin sédimentaire de Termit (Niger). Des travaux antérieurs ont prouvé la présence d'importants réservoirs potentiels dans la formation de Yogou du Campanien. Malgré son importance en termes de réservoir, l'impact des phénomènes diagenétiques sur la qualité de réservoir n'a pas été souligné par ces travaux antérieurs. Les analyses sédimentologique, pétrographique et pétrophysique effectuées sur des échantillons de carottes ont permis de déterminer les milieux de dépôt des sédiments et les principaux processus diagenétiques influençant la porosité et la perméabilité des réservoirs dans cette partie du bassin. Les résultats de l'analyse des structures sédimentaires, combinés à ceux de l'étude des éléments accessoires, ont montré que les carottes étudiées se sont déposées dans plusieurs types d'environnements : chenaux du front deltaïque, zone subtidale, zone intertidale et prodelta. Les grès du Crétacé sont principalement des subarkosiques, des sublitharénites et des litharénites ayant une fraction importante de quartz, suivi de feldspaths et des fragments lithiques. L'existence de pores primaires et secondaires ont été mis en évidence. Les phénomènes diagenétiques observables dans les grès crétacés sont : la compaction, la cimentation, la dissolution, la recristallisation, la néoformation et le remplacement. Les principaux minéraux authigènes sont la calcite, la sidérite, la pyrite, les surcroissances de quartz, la kaolinite, l'illite et les interstratifiées illite/smectite et illite/chlorite. La présence de ces minéraux suggère que les grès crétacés ont subi les étapes de l'éogénèse et mésogénèse de la diagenèse. La prolifération de surcroissances de quartz dans les grès albo-cénomaniens a énormément réduit le volume de porosité primaire au cours de leur histoire diagenétique. La porosité secondaire est due à la dissolution partielle et complète de feldspaths et des grains de quartz, ce qui augmente la qualité du réservoir du Campanien. L'analyse des données pétrophysiques des grès crétacés a mis en évidence une large gamme de porosité comprise entre 0,1 % et 26,3 % et de perméabilité comprise entre 0,01 mD et 470,3 mD. Les réservoirs de meilleure qualité sont communs dans les chenaux du front deltaïque et dans la zone subtidal, qui présentent les valeurs les plus élevées de porosité (26,3 %) et de perméabilité (470,3 mD). La géochimie organique montre que la plupart des roches mères cénomaniennes et campaniennes sont matures ($435 < T_{max} < 445^{\circ}C$). Les kérogènes sont de types II, III ou II-III. Par contre, la formation albienne ne possède pas de roche mère ; car le kérogène est de type IV.

Mots clés : diagenèse, porosité, perméabilité, Crétacé, bassin de Termit (Niger).

ABSTRACT

The Albo-Cenomanian and Campanian formations constitute the new target of oil exploration in the Termit sedimentary basin (Niger). Previous work has proven the presence of important potential reservoirs in the Campanian Yogou Formation. Despite its importance in terms of reservoir, the impact of diagenetic processes on reservoir quality has not been highlighted by this previous work. Sedimentological, petrographic and petrophysical analyses carried out on core samples made it possible to determine the sediment deposition environments and the main diagenetic processes influencing the porosity and permeability of the reservoirs in this part of the basin. The results of the analysis of the sedimentary structures, combined with those of the study of accessory elements, showed that the sediments collected in these wells were deposited in several types of environments: channels of the deltaic front, subtidal zone, intertidal zone and prodelta. Cretaceous sandstones are mainly subarkosic, sublitharenites and litharenites with a large fraction of quartz, followed by feldspar and lithic fragments. The existence of primary (intergranular) and secondary (intragranular and rare microcracks) pores have been highlighted. The diagenetic processes observable in Cretaceous sandstones are: compaction, cementation, dissolution, recrystallization, neof ormation and replacement. The main authigenic minerals are calcite, siderite, pyrite, quartz overgrowths, kaolinite, illite and illite/smectite and illite/chlorite interlayers. The presence of these minerals suggests that Cretaceous sandstones underwent the eogenesis and mesogenesis stages of diagenesis. The proliferation of quartz overgrowths in Albo-Cenomanian sandstones has greatly reduced the volume of primary porosity during their diagenetic history. Secondary porosity is due to the partial and complete dissolution of feldspars and quartz grains, which increases the quality of the Campanian reservoir. The analysis of the petrophysical data of the Cretaceous sandstones revealed a wide range of porosity between 0.1 and 26.3% and permeability between 0.01 mD and 470.3 mD. Thus, the better-quality reservoirs were deposited in the channels of the deltaic front and in the subtidal zone, which have the highest values of porosity (26.3%) and permeability (470.3 mD). Organic geochemistry shows that most of the Cenomanian and Campanian source rocks are mature ($435^{\circ}\text{C} < T_{\text{max}} < 445^{\circ}\text{C}$). The kerogens are type II, III or II-III. On the other hand, the Albian formation does not have a source rock; the kerogen is type IV.

Keywords: diagenesis, porosity, permeability, Cretaceous, Niger Termit Basin.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Le pétrole est la source d'énergie la plus utilisée dans le monde. En 2017, il fournissait 34,2 % de la consommation énergétique mondiale « BP Statistical Review of World Energy » (2018). Le pétrole se trouve dans les bassins sédimentaires principalement dans des formations géologiques appelées roches réservoirs. Les roches réservoirs sont des roches sédimentaires à porosité et perméabilité suffisantes leur permettant de contenir d'importantes quantités d'hydrocarbures (Chadouli, 2013).

Au Niger, l'exploration pétrolière a débuté dans les années 1950 (Zanguina *et al.*, 1998 ; Harouna et Philp, 2012). Les premiers travaux d'exploration étaient réalisés dans les bassins sédimentaires du Niger par la plupart des compagnies pétrolières occidentales telles que Petropars (1960-1964), Texaco (1969-1975), Bishop Oil and Refining (1970), Sun Oil-Global Energy (1972) Conoco (1970-1973), SNEA(P) (1981-1990), Elf-Esso (1995). Les premiers indices datent de 1975 découverts par Texaco. Depuis, les découvertes se sont échelonnées jusqu'en 2004-2005 avec Esso, Elf, Petronas. La production totale cumulée de ces découvertes était estimée à près de 130 millions de barils, ce qui a permis au Niger de passer à la phase de production. En 2008, la compagnie pétrolière « China National Petroleum Corporation (CNPC) Niger Petroleum S.A » a également mis en évidence des gisements de pétrole dans la partie sud-est (bloc Agadem) du bassin de Termit. Ce dernier est composé des formations suivantes : K1 d'âge crétacé inférieur, K2 connues sous les noms de Donga, Yogou et Madama d'âge crétacé supérieur, Sokor1 daté du Paléocène-Eocène et Sokor2 de l'Oligocène. Les formations ciblées par l'exploration pétrolière dans ce bassin sont Sokor1 et Yogou. Les gisements de pétrole découverts sont concentrés dans deux unités de réservoirs gréseux : les grès de l'Eocène (formation de Sokor1) et les grès du Campanien (formation de Yogou) (Genik, 1993 ; Liu *et al.*, 2015 ; Nasaruddin *et al.*, 2017). Actuellement, les gisements de pétrole sont exploités essentiellement dans les réservoirs de l'Eocène qui sont bien connus (Liu *et al.*, 2015). C'est le cas des champs de Madama, de Faringa, de Goumeri, de Sokor, d'Agadi, etc.

Ainsi, le Niger est devenu producteur de pétrole en 2011 à la faveur de la mise en exploitation des gisements du bloc Agadem. La production actuelle, qui est de 20 000 barils/jour, contribue à plus de 600 milliards de francs CFA dans l'économie nationale (Act Niger, 2019). En plus, le Niger envisage son adhésion à l'Organisation des Pays Exportateurs de Pétrole (OPEP) avec une production pouvant atteindre 500 000 barils/jour vers 2025-2030 (french.china.org, 2019). En effet, le projet de construction d'un oléoduc de 1980 km à travers le corridor béninois

débouchant sur le port de Cotonou et d'un pipeline multi-produits de 1076 km traversant le Burkina Faso constituera la deuxième phase de l'exploitation pétrolière du pays. Cette phase consistera à faire passer la production du pétrole de 20 000 à 100 000 barils/jour d'ici 2021 (Act Niger, 2019). Par ailleurs, pour accompagner tous ces projets et assurer un développement durable de la production, un besoin urgent d'ouvrir de nouvelles zones d'exploration aussi bien dans le bassin de Termit qu'ailleurs s'impose. C'est dans ce contexte que des travaux récents (Harouna et Philp, 2012 ; Fu *et al.*, 2013 ; Tang *et al.*, 2015 ; Mao *et al.*, 2016 ; Bang *et al.*, 2017 ; Harouna *et al.*, 2017 ; Ning *et al.*, 2018 ; Lai *et al.*, 2018 ; Hamma et Harouna, 2019) ont permis de révéler la présence de roches mères potentielles, de réservoirs gréseux et de roches de couvertures dans le Crétacé et le Paléogène du bassin de Termit.

Cependant, des questions subsistent concernant les caractéristiques diagenétiques et l'évolution de la porosité et de la perméabilité des réservoirs du Crétacé. Par ailleurs, l'étude des caractéristiques diagenétiques qui affectent l'évolution des paramètres pétrophysiques notamment la porosité et la perméabilité de réservoirs du Paléogène (Sokor1) a été menée par Fu *et al.* (2013) et Hamma et Harouna (2019). Mais ces travaux n'abordent pas les questions de ces paramètres pétrophysiques de réservoirs du Crétacé et de ses contrôles diagenétiques. Les processus diagenétiques exercent un contrôle important sur la qualité et l'hétérogénéité de la plupart des réservoirs silicoclastiques. Ils conduisent généralement à la variation des propriétés physiques du réservoir notamment la porosité et la perméabilité (Worden et Burley, 2003 ; Morad *et al.*, 2010). En effet, une exploitation efficace des réservoirs dépend de plusieurs facteurs notamment, une meilleure compréhension de l'impact des processus diagenétiques sur la qualité (porosité et perméabilité) du réservoir (Islam, 2009). Les processus diagenétiques sont la compaction, la dissolution et la cimentation qui remplit partiellement ou totalement les pores du réservoir (Slatt, 2006). Ces processus diagenétiques conduisent soit à la réduction de la porosité et de la perméabilité soit à l'augmentation du volume de la porosité, ce qui influence directement la qualité des réservoirs d'hydrocarbures (Salah *et al.*, 2016). En outre, l'analyse des facteurs sédimentaires qui influencent l'histoire de la diagenèse des grès et la synthèse du modèle diagenétique jouent un rôle important dans l'évaluation des réservoirs d'hydrocarbures (Zhang *et al.*, 2014).

C'est pourquoi, l'objectif général de ce travail est de déterminer les principaux processus diagenétiques qui contrôlent l'évolution de la porosité et de la perméabilité des grès réservoirs du Crétacé afin de mieux évaluer leur potentiel pétrolier et faire progresser l'exploration pétrolière dans cette zone.

De façon spécifique, il s'agit :

- d'identifier les faciès lithologiques en présence pour établir des logs synthétiques des carottes ;
- d'identifier les différentes structures sédimentaires et les éléments accessoires pour déterminer les environnements de dépôts ;
- de déterminer les valeurs de la porosité et la perméabilité des faciès gréseux pour évaluer la qualité des réservoirs potentiels ;
- de déterminer la composition minéralogique, la texture et les caractéristiques diagenétiques des grès pour définir l'impact des facteurs sédimentaires et diagenétiques sur la qualité des réservoirs potentiels.

Ainsi, le présent travail s'articulera autour de trois grandes parties précédées d'une introduction générale :

- dans la première partie, nous présentons d'abord le cadre géographique et géologique du bassin du Niger oriental. Ensuite, des généralités sur le système pétrolier, les roches silicoclastiques et la diagenèse. Enfin, l'impact sédimentaire et diagenétique sur la porosité et la perméabilité des réservoirs silicoclastiques ;
- la deuxième partie fait la présentation du matériel et les méthodes utilisées pour élaborer ce travail ;
- enfin, la troisième partie expose les résultats obtenus, leurs interprétations et la discussion.

Le mémoire se termine par une conclusion, des perspectives de recherche et une présentation bibliographique.

PREMIERE PARTIE :
GENERALITES

CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU BASSIN DU NIGER ORIENTAL

Ce chapitre décrit les caractéristiques géographiques et géologiques du bassin du Niger oriental. Un accent est mis sur le bassin de Termit.

I.1. Cadre géographique du bassin du Niger oriental

Le bassin du Niger oriental a une superficie d'environ 1 500 000 km². Il s'étend sur 1000 km de longueur suivant une direction Nord-Sud et sur une largeur de 700 km dans la direction Est-Ouest du territoire du Niger (Harouna *et al.*, 2017). Il est délimité à l'Ouest par le socle de l'Aïr, au Nord par le Ténéré du Tafassasset et à l'Est par le granite mésozoïque Dibella (Fig. 1) (Genik, 1992). Le bassin du Niger oriental est un grand bassin sédimentaire composé de sept sous-bassins formant le système de fossés ténéréens.

Il s'agit des bassins de Ténéré, de Grein, de Kafra, de Bilma, de Téfidet, de N'Guel Edji et enfin le bassin de Termit. Le système de fossés ténéréens s'étend sur une distance d'environ 1200 km du Sud-algérien jusqu'au Lac Tchad (Bellion, 1987 ; Zanguina *et al.*, 1998 ; Ahmed *et al.*, 2016 ; Konaté *et al.*, 2019). Les fossés de Ténéré, de Grein, de Kafra et de Bilma se trouvent au Nord du 17^{ème} parallèle, tandis qu'au Sud se trouvent le bassin N'Guel Edji et celui du Termit. L'orientation de ces bassins varie de NW-SW à N-S (Fig. 1).

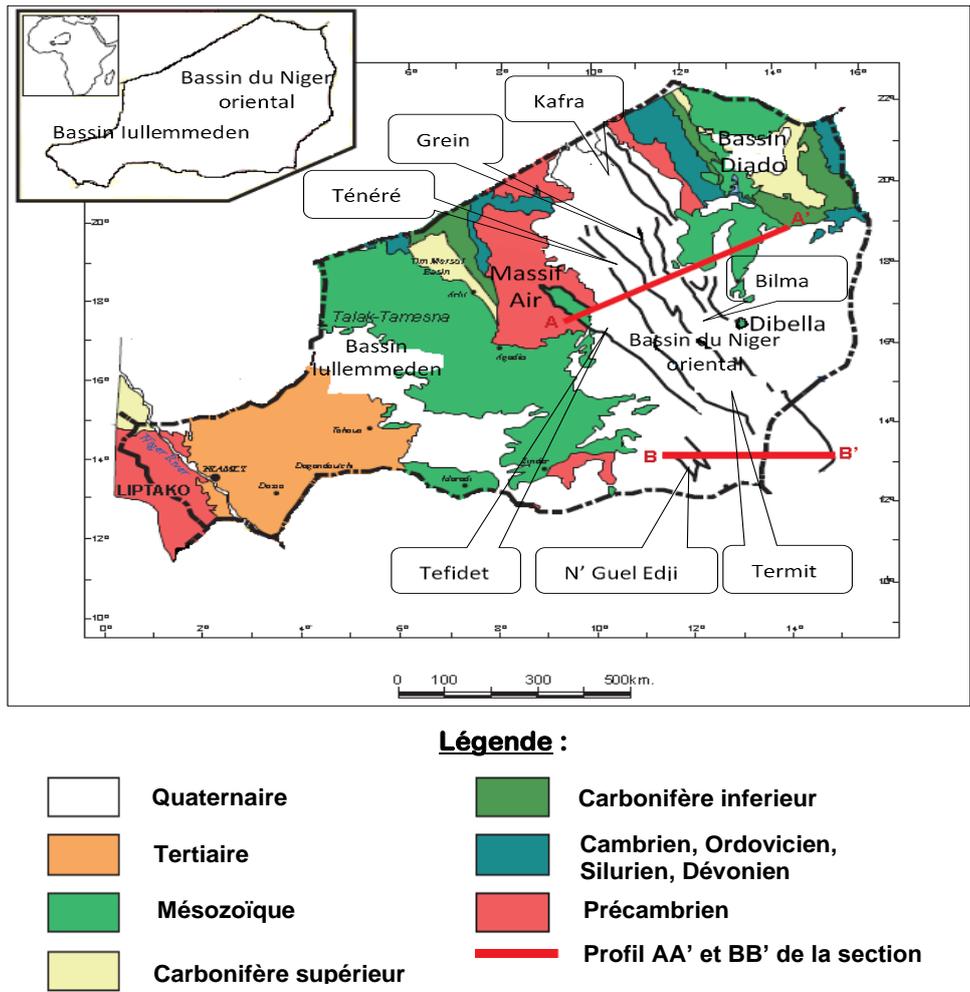


Figure 1 : Carte géologique du Niger, montrant l'emplacement des bassins orientaux du Niger (Harouna et Philp, 2012).

I.2. Contexte structural et tectonique du bassin du Niger oriental

L'histoire géologique du bassin du Niger oriental débute au début du Crétacé avec la dislocation du Gondwana (Genik, 1992, 1993 ; Harouna *et al.*, 2017). Les coupes transversales (Fig. 2 et 3) révèlent que le système de fossés ténéréens orienté N130°E à N170°E (Ahmed *et al.*, 2016) est délimité par trois système de faille (NW-SE) normales d'âges différents (Bellion, 1987 ; Zanguina *et al.*, 1998). Ces failles indiquent trois épisodes d'extension (Harouna *et al.*, 2017) :

- épisode 1, syn-Crétacé indique que les failles (1) affectent les strates du Crétacé ;
- épisode 2, montre que les failles (2) affectent le Crétacé (Maastrichtien) se limite au Tertiaire (Paléocène inférieur) ;
- et épisode 3, post-Crétacé indique que les failles (3) affectent le Tertiaire.

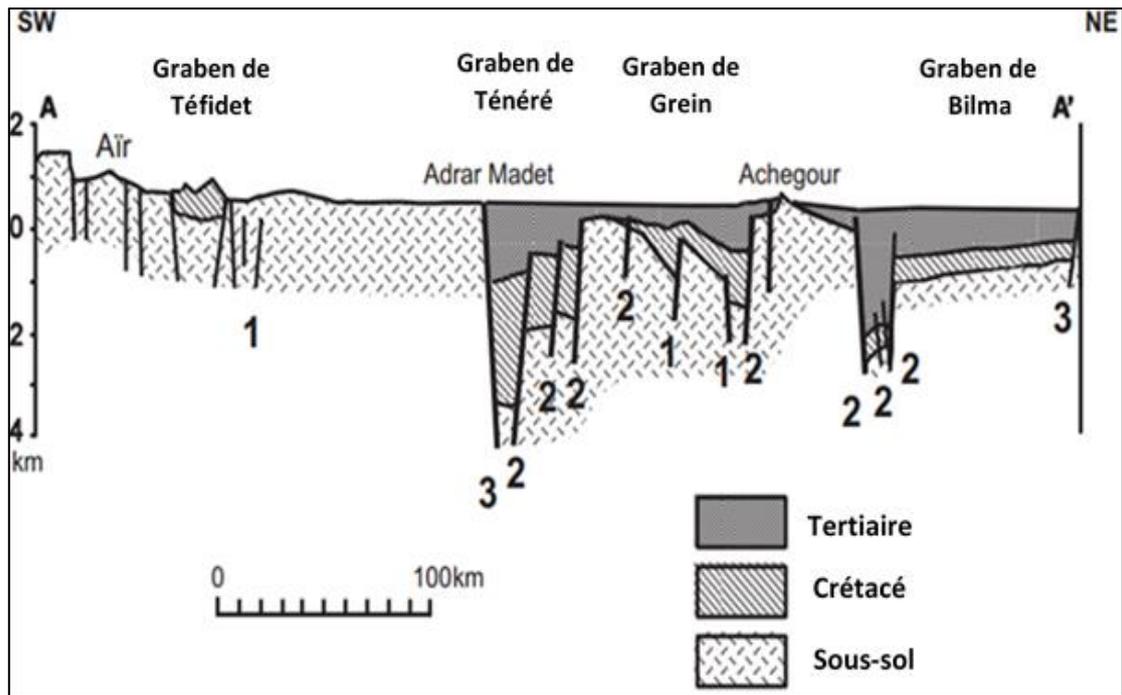


Figure 2 : Coupe transversale AA' des bassins de Téfidet, de Ténéré, de Grein et de Bilma (Bellion, 1987 ; Zanguina *et al.*, 1998, modifié par Harouna *et al.*, 2017).

Les failles désignées par des chiffres 1, 2 et 3 se réfèrent à leur association avec les épisodes 1, 2 et 3 d'extension crustal décrites par Harouna *et al.* (2017). Les failles 1 et 2 correspondent aux épisodes 1 et 2 d'extension crustal (syn-Crétacé). Les failles 3 correspondent à l'épisode 3 d'extension crustal (post-Crétacé).

Le bassin du Niger oriental est constitué par les formations suivantes : les grès argileux du Continental Intercalaire, les argiles du Crétacé supérieur, les sables du Continental Terminal, argiles du Pliocène et les sables du Plio-Quaternaire (Saley, 2018).

Ainsi, le bassin de Téfidet, s'étend sur une longueur d'environ 200 km. Il contient des sédiments silicoclastiques marins du Crétacé inférieur et du Cénomano-Turonien (Faure, 1966). Le bassin de Téfidet est principalement rempli de grès grossiers et de grès argileux à grain fin du Crétacé inférieur, ainsi que de calcaires et de silts du Crétacé supérieur (Konaté *et al.*, 2019). Le bassin du Ténéré est foré jusqu'à 3740 m de profondeur. Il contient des sédiments du Crétacé inférieur, mais avec absence des dépôts Éocène-Oligocène, soit par érosion (Zanguina *et al.*, 1998), soit par non dépôt (Harouna *et al.*, 2017). Le bassin de Grein-Kafra, s'étend sur plus de 600 km. Il contient une succession Crétacé-Tertiaire de 3 000 à 4 000 m d'épaisseur (Zanguina *et al.*, 1998).

Le bassin de Bilma, épaisseur maximum de sédiments Crétacé-Tertiaire estimée à 1 000 m. Ces sédiments recouvrent un substrat probablement du Crétacé inférieur ou Permo-Triassique. Enfin, les bassins de N’Guel Edji et de Termit de direction NW-SE (Fig. 3) se prolongent par le fossé de Téfidet à l’Est du massif de l’Aïr (Fig. 2).

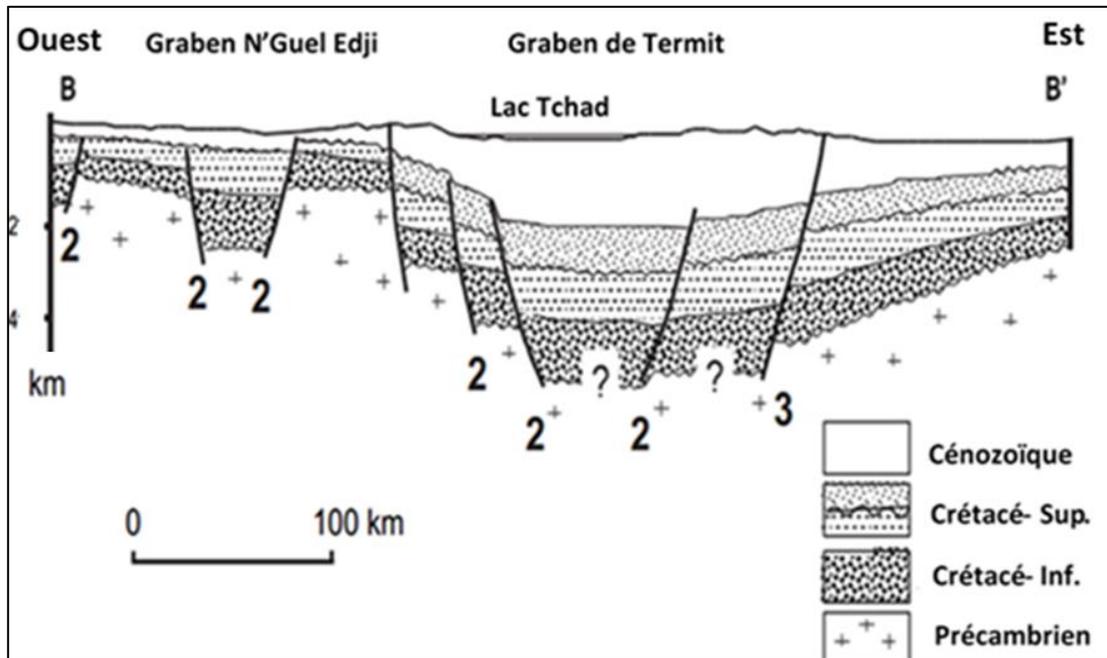


Figure 3 : Coupe transversale BB’ des bassins de Termit et N’Guel Edji (Bellion, 1987, modifié par Harouna *et al.*, 2017).

Les failles désignées par des chiffres 2 et 3 se réfèrent à leur association avec les épisodes 2 et 3 d’extension crustal décrites par Harouna *et al.* (2017). Les failles 2 correspondent à l’épisode 2 d’extension crustal (syn-Crétacé). Les failles 3 correspondent à l’épisode 3 d’extension crustal (post-Crétacé).

Le bassin N’Guel Edji, peu profond est situé à l’Ouest du bassin de Termit. Il mesure environ 100 km de long et 40 km de large. Le bassin de Termit, s’étend sur plus de 400 km de long et environ 200 km de large (Harouna *et al.*, 2017). Il contient des sédiments du Crétacé inférieur et des dépôts plus récents d’âge Quaternaire.

Dans les bassins orientaux du Niger, six grandes phases tectoniques sont identifiées : deux pré-rift (Jurassique), trois synrift (deux pendant le Crétacé et une dans le Paléogène) et une phase post-rift (Néogène) (Genik, 1993 ; Harouna *et al.*, 2017).

I.3. Présentation de la zone d'étude et localisation des puits étudiés

La zone d'étude (bassin de Termit) est un bassin intracontinental, couvrant la partie sud du grand bassin du Niger oriental (Fig. 4). Il s'allonge dans la partie nord du Cameroun et dans la partie nord-est du Nigéria. Le bassin de Termit est typique du rift mésozoïque-cénozoïque du système de l'Afrique de l'ouest et s'étend du Mali au Kenya (Harouna *et al.*, 2017 ; Hamma et Harouna, 2019). La combinaison de ce système de rift avec celui de l'Afrique Centrale constitue le système dit du rift de l'Afrique de l'ouest et central (Genik, 1992, 1993 ; Guiraud *et al.*, 2005). Ce système de rift résulte de la formation des océans Atlantique Sud et de la dislocation du Gondwana au début du Crétacé (Genik, 1993 ; Hamma et Harouna, 2019).

Le bassin de Termit est situé au sud-est du pays, à environ 1 400 km à l'est de Niamey (capitale du Niger), entre 12° et 17° de latitude nord, 12° et 16° de longitude Est (Fig. 4a). Dans ce bassin trois (3) puits suivant le transect Nord-Sud (Fig. 4b) ont été étudiés.

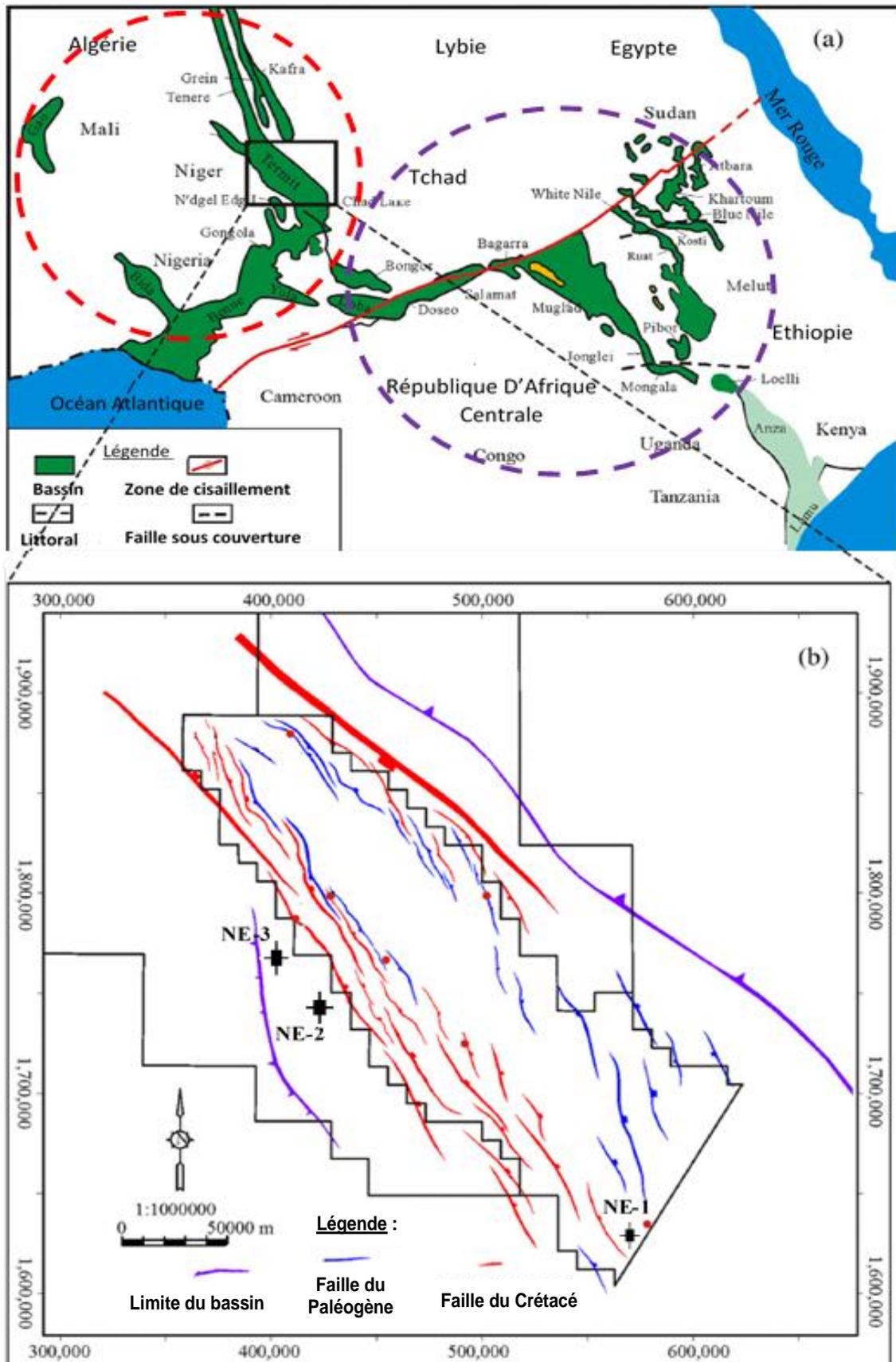


Figure 4 : Localisation de la zone d'étude (a) ; emplacement des puits étudiés (b) (Genik, 1993). Système de rift de l'Afrique de l'ouest (cercle rouge) et central (cercle violet).

I.3.1. Lithostratigraphie du bassin sédimentaire de Termit

Le bassin de Termit est rempli de sédiments et repose sur un socle précambrien composé de roches cristallines (Lai *et al.*, 2018). Du point de vue stratigraphique, il est constitué par des sédiments d'âge au moins jurassique peu métamorphisés, crétacé inférieur, crétacé supérieur, paléogène, néogène et de dépôts plus récents d'âge quaternaire (Fig. 5). Chaque unité lithologique a une épaisseur très variable en raison de l'affaissement différentiel et de l'érosion. L'épaisseur maximale de l'ensemble des sédiments peut dépasser 14 000 m (Genik, 1992).

I.3.1.1. Crétacé inférieur (121 à 98,9 Ma)

Le Crétacé inférieur (Aptien-Albien) est un ensemble de strates sédimentaires continentales composées d'argilites et de grès lacustres, qui se sont déposés pendant le rifting, résultant de la dislocation du Gondwana (Fairhead et Binks, 1991).

I.3.1.2. Crétacé supérieur (98,9 à 65,5 Ma)

Au cours du Crétacé supérieur, un refroidissement et une transgression marine d'extension régionale ont été enregistrés au Cénomaniens supérieur (Lai *et al.*, 2018). Cette période a également été marquée par une diminution de l'influence marine au Santonien et une régression de l'eau de mer au Maastrichtien (Genik, 1993). Cela a permis de distinguer trois formations dans le Crétacé supérieur :

- la formation Donga ou "Argile de Donga" (Cénomaniens-Coniacien) : l'épaisseur est estimée entre 200 et 1 000 m de sédiments. Elle est formée de dépôts épais de séries de schistes marins, légèrement calcaires. Le Cénomaniens est caractérisé par une transgression régionale au Crétacé supérieur ;
- la formation Yogou ou "Série de Yogou" d'âge campanien à une épaisseur des sédiments comprise entre 300 et 1 700 m. Elle est caractérisée par de dépôts épais de schistes avec une alternance de sable ;
- la formation Madama ou "Grès de Madama" : épaisseur estimée entre 300 et 1 500 m. Elle est caractérisée par un dépôt épais des grès massifs fluviaux au Maastrichtien.

I.3.1.3. Paléogène (65,5 à 23,8 Ma)

Le Paléogène (Paléocène-Oligocène) est caractérisé par l'alternance de schistes fluvio-lacustres et sablonneux appelé "Alternances de Sokor ou Sokor-1", épais de 300 à 900 m. Il renferme

aussi, des schistes lacustres nommés "Sokor Shales ou Sokor-2", d'épaisseur comprise entre 30 et 1 100 m.

I.3.1.4. Néogène (23,8 à 0 Ma)

Le Néogène a une épaisseur qui est comprise entre 20 et 500 m. Il se caractérise par des dépôts plus ou moins profonds. Il comprend des argilites lacustres avec des grès dans la partie basale. Le Mio-Pliocène ou "Formation récente" comprend des séries sablonneuse et schisteuse fluviolacustres, et des grès éoliens récents.

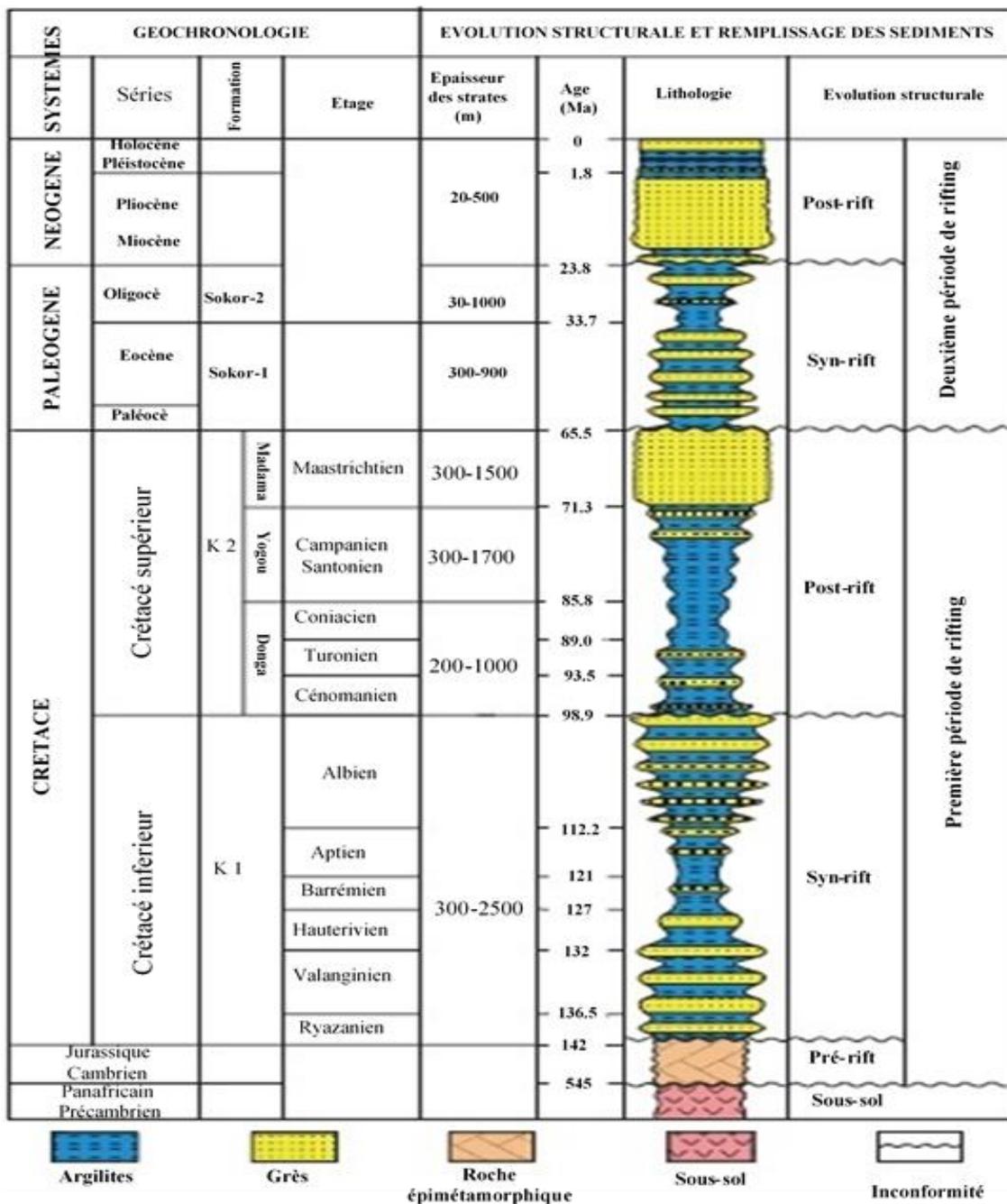


Figure 5 : Stratigraphie du bassin sédimentaire de Termit (Genik, 1993).

I.3.2. Réservoir et potentialité pétrolière du bassin sédimentaire de Termit

Des travaux antérieurs (Zanguina *et al.*, 1998 ; Harouna et Philp, 2012 ; Wan *et al.*, 2014 ; Harouna *et al.*, 2017 ; Liu *et al.*, 2017 ; Xiao *et al.*, 2019) ont mis en évidence des accumulations significatives d'hydrocarbures dans le bassin sédimentaire de Termit, au Niger.

Les roches réservoirs se trouvent dans les formations Sokor1 et Yogou, datés respectivement du Paléogène et du Crétacé supérieur (Nasaruddin *et al.*, 2017). La plupart des pièges du Paléogène sont structuraux, tandis que les pièges du Crétacé supérieur sont essentiellement stratigraphiques. Les pièges ciblés pour l'exploration pétrolière sont principalement les failles du Paléogène qui ont été créés par un épisode tectonique du début au mi-Miocène (Arthur, 2014). La plupart des failles traversent les formations Sokor1 et Sokor2 du Paléogène. Cependant, ces failles sont à une échelle limitée dans les formations de Madama, de Yogou et de Donga du Crétacé supérieur (Wang *et al.*, 2017). D'après Ning *et al.* (2018) la distribution des failles causée par la dépression et la distension multi périodique de l'évolution du bassin de Termit peut entraîner la formation des pièges stratigraphiques (intercalation de sables et de schistes fins) dans la formation de Yogou du Crétacé supérieur. L'hydrocarbure se trouve principalement dans les pièges structuraux dominés par des horsts et des grabens, contrôlés par des failles développées pendant le cycle de rifting (Wang *et al.*, 2014).

Dans le bassin de Termit, les mudstones du Crétacé supérieur (Donga et Yogou) et ceux du Paléogène (Sokor1 et Sokor2) constituent les roches mères (Harouna et Philp, 2012). L'analyse au Rock Eval-6 de la température maximale (Tmax) et de l'indice d'hydrogène (IH) a montré que la matière organique du membre supérieur de la formation Yogou contient du kérogène de types I, II, II-III et III, tandis que le membre inférieur (formation Donga) est dominé par de kérogène de types II-III et III (Wan *et al.*, 2014).

CHAPITRE II : APERÇU DE LA DIAGENESE DES RESERVOIRS SILICOCLASTIQUES

Ce chapitre présente les notions de base sur le système pétrolier, la roche silicoclastique, la diagenèse et sur les principaux processus sédimentaires et diagenétiques qui influencent la porosité et la perméabilité des réservoirs silicoclastiques.

II.1. Généralités sur le système pétrolier

Le système pétrolier est constitué d'éléments et de processus géologiques favorables à l'accumulation des hydrocarbures (Magoon et Dow, 1994). Selon ces auteurs les composants d'un système pétrolier sont : la roche réservoir, le piège, l'accumulation du pétrole, la roche couverture et le timing de migration d'hydrocarbures.

Ainsi, un bassin sédimentaire peut être considéré comme un système pétrolier lorsqu'il est constitué de la roche mère, de la roche couverture, du piège qui est défini par la géométrie, de la roche réservoir et d'un timing de migration d'hydrocarbures (Gluyas et Swarbrick, 2004).

La figure 6 montre un système pétrolier classique.

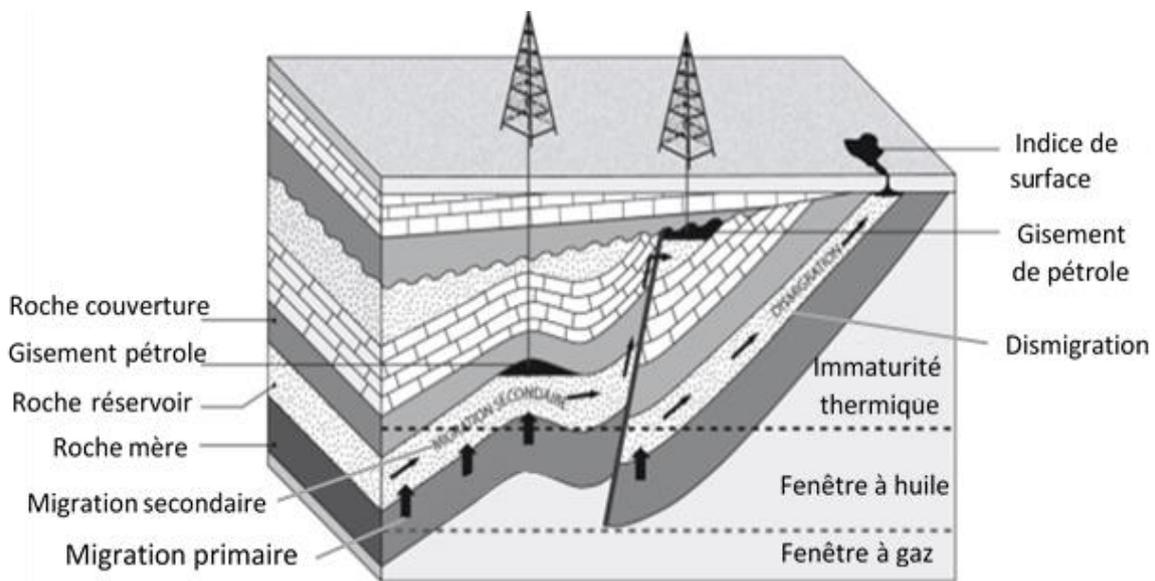


Figure 6 : Schéma d'un système pétrolier classique composé de la roche mère, d'une roche réservoir, de pièges (anticlinaux et discordance) et de roches couvertures (Anthony, 2013).

II.1.1. Roche mère

La roche mère contient une quantité importante de matières organiques sédimentaires qui a produit ou qui est potentiellement capable de générer des hydrocarbures (huile ou gaz). Cette

roche a généralement une faible porosité et une faible perméabilité (Chadouli, 2013). La transformation de cette matière organique par voie chimique et bactérienne donne naissance à un solide appelé kérogène, qui constitue la fraction insoluble dans les solvants organiques (Fig. 7) (Durand, 1980).

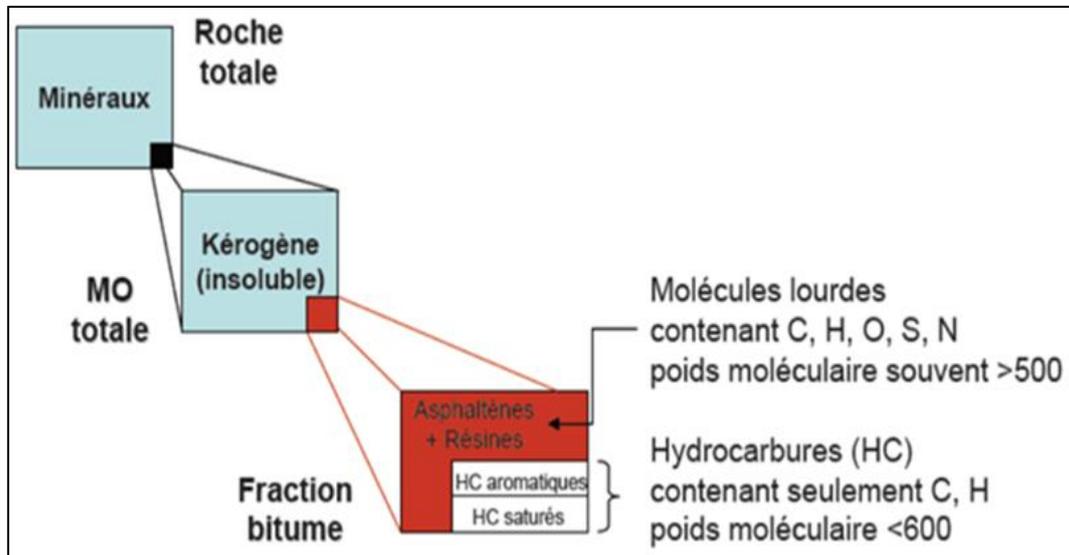


Figure 7 : Composition de la matière organique dans les sédiments (modifiée par Tissot *et al.*; 1987 in Durand (1980)).

Le kérogène subit une augmentation de la température et de la pression lors de l'enfouissement de la roche mère. Cette augmentation de température provoque une maturation de kérogène qui produit des hydrocarbures. En fonction des rapports atomiques H/C et O/C, quatre types de kérogène avec leur environnement de dépôt (lacustre, marin et continental) et leurs lignées d'évolution se distinguent dans le diagramme de Van Krevelen (1993) (Fig. 8) :

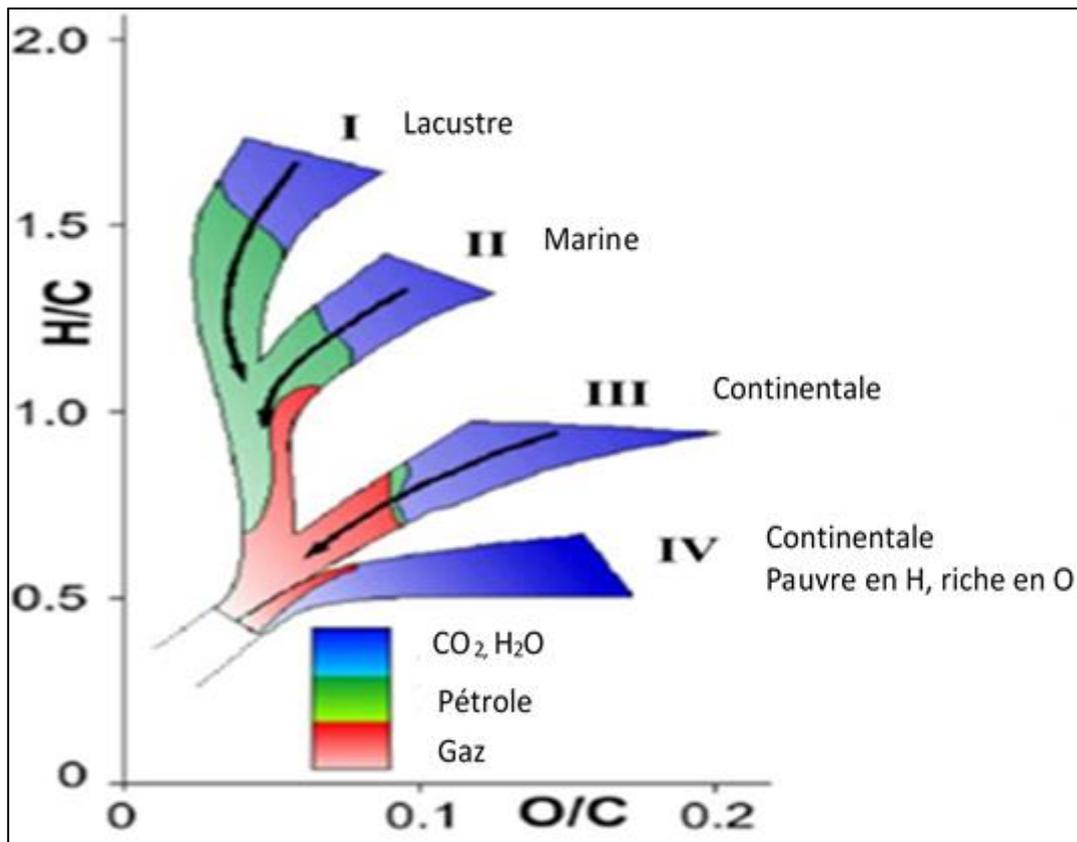


Figure 8 : Diagramme de Van Krevelen (1993) montrant les types de kérogène.

- Type I : la matière organique est d'origine lacustre, principalement formée par l'accumulation des algues. Ce type de kérogène est caractérisé par de fortes valeurs d'H/C et d'assez faibles valeurs d'O/C. Elle génère généralement du gaz à condensat autour de 10 mg/g de roche ;
- Type II : la matière organique est d'origine marine, principalement planctonique et bactérienne. Ce type de kérogène est caractérisé par les valeurs des rapports atomiques H/C et O/C intermédiaires entre les types I et III. Il génère plus de pétrole que le premier type avec des valeurs de l'ordre de 20 mg/g de roche ;
- Type III : la matière organique est d'origine continentale. Elle provient de la décomposition des végétaux supérieurs. Ce type de kérogène comporte un rapport atomique H/C faible et O/C très élevé. Il génère principalement du gaz à des taux très importants environ 50 mg/g de roche ;
- Type IV : il s'agit le plus souvent de matière organique de type III remaniée, sans aucune capacité génératrice d'hydrocarbures. Par conséquent, il ne possède aucun intérêt pétrolier.

La maturité de la matière organique peut être mesurée par la température maximale au sommet du pic de pyrolyse (T_{max}) de la matière organique. Le niveau de la maturité est en relation avec l'évolution du potentiel d'une roche mère et le degré de l'évolution thermique de la matière organique. Il est également associé avec la teneur en carbone organique (COT) et le potentiel pétrologène indiqué par l'indice d'hydrogène (IH) de la roche mère (Chadouli, 2013). Ces paramètres sont obtenus par pyrolyse de l'échantillon de roche mère par la méthode Rock Eval (Fig. 9) (Espitalié *et al.*, 1985).

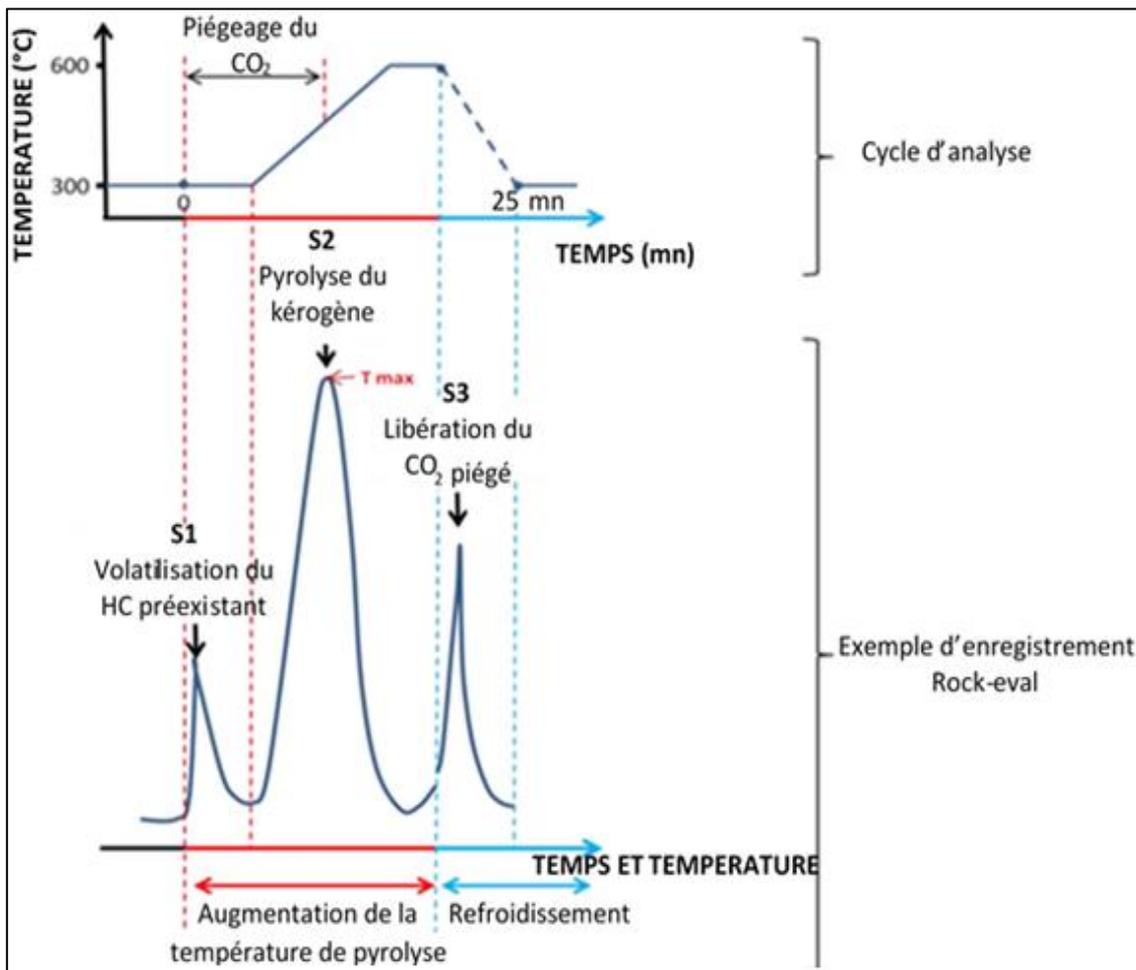


Figure 9 : Pyrogramme d'une pyrolyse Rock Eval (Espitalié *et al.*, 1985). **S1** : hydrocarbures libres ; **S2** : hydrocarbures pyrolysables et **S3** issu du craquage du kérogène ; **T_{max}** : température au sommet du pic de pyrolyse.

Le COT est exprimé en % pondéral, et est défini comme étant la somme du carbone organique pyrolysé et du carbone organique résiduel. L'index d'hydrogène (IH) est exprimé en mg d'hydrocarbures par gramme de COT (mgHC/g de COT). Il représente la quantité de composés hydrocarbonés provenant du craquage entre 300 et 600°C du kérogène. L'index d'oxygène (IO)

représente la quantité du CO₂ piégé séparément lors du craquage du kérogène à des températures entre 300 et 390°C. Il est exprimé en mg de CO₂ par gramme de COT (mgCO₂/g de COT).

II.1.2. Roche réservoir

Cette roche est définie comme une unité poreuse et perméable de sédiments, contenant des vides (pores ou fissures) dans lesquels s'accumulent et circulent les hydrocarbures. Les roches réservoirs pétroliers sont principalement de types silicoclastiques et carbonatées. Dans ces réservoirs, la porosité (Φ) est déterminée par le rapport entre le volume des pores (V_p) sur le volume total (V_t) de la roche. On distingue deux types de porosités : la porosité primaire ou intergranulaire, correspondant aux vides entre les grains préexistants et la porosité secondaire, correspondant à la dissolution des grains et à la fracturation de la roche.

La perméabilité d'une roche correspond à son aptitude à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient de pression et se définit par la loi empirique de Darcy (1856). La perméabilité s'exprime en Darcy (D), correspondant à la perméabilité d'un corps continu et isotrope au travers duquel un fluide de viscosité équivalent à celle de l'eau à 20°C s'écoule à une vitesse de 1 cm/s lorsqu'il est soumis à une pression de 1 atm ($1 D = 0,97 \times 10^{-12} m^2$) (Anthony, 2013). La perméabilité est généralement liée à la porosité primaire où la connection des pores est importante.

Chadouli (2013) a affirmé que pour décrire les roches réservoirs, il faut étudier leur matrice et leur espace intergranulaire :

- l'étude de la matrice consiste à déterminer sa minéralogie, sa texture et ses structures primaires et secondaires afin de déterminer la lithologie ;
- et l'étude de l'espace intergranulaire consiste à déterminer les caractéristiques qui définissent la qualité des réservoirs pétroliers telles que la porosité (primaire et secondaire) et la connection entre les pores (perméabilité). Ces grandeurs peuvent être modifiées par la composition initiale de la roche et les processus diagenétiques qu'elle a subis (Mostafa *et al.*, 2018).

La porosité (Φ) et la perméabilité (K) déterminent la bonne ou la mauvaise qualité de la roche réservoir (Anthony, 2013; Chadouli, 2013). La porosité est définie comme le rapport du volume des pores sur le volume total de la roche, elle peut exprimer encore la capacité de la roche à contenir des hydrocarbures. La porosité est soit formée au moment de la formation de la roche

(porosité primaire) ou résultant du processus de dissolution des grains (secondaire). La perméabilité est définie comme la connection entre les pores, et la capacité de la roche de laisser circuler des fluides. Ces deux paramètres permettent donc de donner une évaluation approximative de la capacité de la roche à accumuler des réserves récupérables au sein d'un réservoir pétrolier.

II.1.3. Roche couverture

La roche couverture est une roche imperméable qui se trouve au-dessus de la roche réservoir. Elle forme une barrière qui empêche la migration des huiles et des gaz vers la surface. La roche couverture permet donc aux hydrocarbures de s'accumuler pour former un gisement de pétrole. Cette roche est imperméable ou très peu perméable et résistante à la déformation. Les roches couvertures les plus fréquentes sont les mudstones, les argilites, les shales et les anhydrites. La roche couverture peut être riche en matière organique pour constituer également une roche mère, notamment en Mer du Nord (Anthony, 2013).

II.1.4. Piège

Un piège est défini comme la géométrie d'un système où les fluides sont accumulés. Il est constitué de couple roche réservoir/roche couverture. Le piège peut être de type structural, stratigraphique ou mixte. Les pièges structuraux sont mis en place par la présence des anticlinaux, des failles et des dômes de sels. Une barrière de perméabilité d'origine stratigraphique (due à des chenaux fluviaux, des turbidites, des dunes hydrauliques et des discordances) en aval de la roche réservoir constitue un piège stratigraphique. A l'absence de ces pièges, les huiles peuvent migrer à travers les failles vers la surface (Fig. 6).

II.1.5. Timing de migration des hydrocarbures

La dernière notion élémentaire nécessaire au fonctionnement d'un système pétrolier est le timing relatif de mise en place du réservoir, de la roche couverture, du piège et de l'expulsion des hydrocarbures depuis la roche mère (Anthony, 2013). La genèse d'hydrocarbures, précédant la formation d'un piège (couple réservoir/couverture) ne permettra pas l'accumulation des hydrocarbures et donc conduira à la migration du pétrole vers la surface (Fig. 6).

II.2. Roches silicoclastiques

Une roche silicoclastique est constituée des particules sédimentaires remaniées. Malgré la diversité de la nature des particules, elle est dominée par des silicates (essentiellement de quartz

et de feldspaths) pour les fractions grossières des sédiments, et des phyllosilicates (minéraux argileux) pour les fractions fines. Ce sont donc essentiellement des particules silicoclastiques (Deconinck et Chamley, 2011). Les roches silicoclastiques ont des milieux et des conditions de formation différentes. Elles se présentent par conséquent sur des faciès différents.

Les faciès fluviatiles (remplissage de chenaux) et proximaux (plus proches de la source) sont plus riches en fragments lithiques, quartz polycristallin et feldspaths, du fait d'une abrasion moins poussée (Ethridge, 1977). Les faciès de plaine d'inondation sont plus riches en matériel argileux et en micas dérivés de la désagrégation des fragments lithiques. Ces faciès sont mal triés et correspondent à des dépôts issus de suspensions et de faible énergie (Maréchal, 2000). Les faciès d'embouchure sont riches en quartz monocristallin et bien classés, du fait d'un vannage et d'un remaniement important et régulier des sédiments sous l'action des courants tidiaux (Kairo *et al.*, 1993). Cela montre l'influence de l'environnement de dépôt sur la composition minérale initiale et sur la texture des grès.

II.3. Contrôle sédimentaire sur la porosité et la perméabilité des roches silicoclastiques

La porosité et la perméabilité initiales d'un sédiment dépendent en premier lieu de son environnement de dépôt et donc de sa composition minéralogique initiale et texturale (Anthony, 2013). Les environnements de dépôts peuvent exercer un contrôle majeur sur la composition minérale initiale et sur la texture des réservoirs silicoclastiques. Les conditions hydrodynamiques du milieu de dépôt de sédiments contrôlent les paramètres granulométriques (dépôt ou absence de l'argile) et texturaux (taille et tri des grains) (Fea, 2019), et donc les faciès sédimentaires. Ces derniers peuvent influencer les propriétés pétrophysiques notamment la porosité et la perméabilité, ainsi que l'évolution diagenétique des roches silicoclastiques (Salem *et al.*, 2005).

Ainsi, dans un milieu subtidal de hautes et de basses mers, la granulométrie est généralement fine à moyenne. Elle peut être à l'origine de la qualité moyenne ou faible du réservoir. En revanche, la porosité peut être mieux préservée dans des grès grossiers et bien triés, contenant une teneur faible en argiles détritiques. Ces dernières, permettent de ralentir la compaction (Fea, 2019). Le revêtement des grains de quartz par la chlorite précipitée dans un milieu fluviatile inhibe la cimentation du quartz, ce qui permet de préserver la porosité (Baker, 1991). D'après McBride *et al.* (1996) la porosité initiale peut atteindre jusqu'à 45% dans les grès bien triés. Le bon tri des grains est généralement lié aux faciès côtiers déposés au début de la transgression. Par contre, le mauvais tri des grains est lié aux faciès côtiers déposés à la fin de la régression

(Homewood *et al.*, 2000). Wazir (2014) montre également une corrélation inverse entre la porosité et le tri des grains détritiques des sables. Selon Pryor (1971) la porosité peut aussi dépendre de la taille des grains détritiques des sables, tandis que la perméabilité montre une corrélation avec la taille des grains (Fea, 2019). Cela montre que la porosité et la perméabilité sont influencées par l'environnement de dépôt et la texture des grès.

Par ailleurs, la présence des grains ductiles ou instables tels que les micas et les fragments lithiques dans une roche entraîne une réduction du volume des pores lors de l'enfouissement due à la compaction (Makowitz et Milliken, 2003). Les surcroissances de quartz dues à la compaction chimique occluent plus facilement les pores dans les grès fins. Malgré le volume important de quartz, les pores larges sont préservés dans les grès de chenaux. Ainsi, la porosité et la perméabilité ont tendance à être mieux préservées dans les faciès gréseux grossiers. Ces derniers sont généralement liés à des environnements de dépôts d'énergie élevée, marins peu profonds, deltaïques ou de chenaux fluviatiles. Ceci est dû à l'abondance de quartz détritique avec des grains grossiers bien triés et à la faible teneur en argiles détritiques (Fea, 2019).

Cependant, l'environnement de dépôts et les faciès sédimentaires influencent la composition minérale initiale, la texture et la composition chimique de fluides qui circulent dans une formation (Salem *et al.*, 2000). La composition minérale initiale et la texture des sédiments ont une influence directe sur la porosité et la perméabilité, alors que la composition chimique de fluides de formation influence indirectement la porosité et la perméabilité ; car elle influence les processus diagenétiques qui à leur tour influencent la porosité et la perméabilité des grès (Fea, 2019).

II.4. Diagenèse des réservoirs silicoclastiques

Les transformations chimiques, physiques et biologiques qui se produisent dans les sédiments après leur dépôt sont regroupées sous le terme de diagenèse (Berner, 1980). Ces transformations sont fonction de l'évolution de la température et de la pression liées à l'enfouissement ou aux contraintes tectoniques. Le domaine de la diagenèse s'étend jusqu'à environ 200°C pour des pressions maximales voisines de 4 kb et des profondeurs pouvant atteindre 15 à 20 km selon le gradient géothermique. Au-delà, débute le domaine du métamorphisme (Fig. 10) :

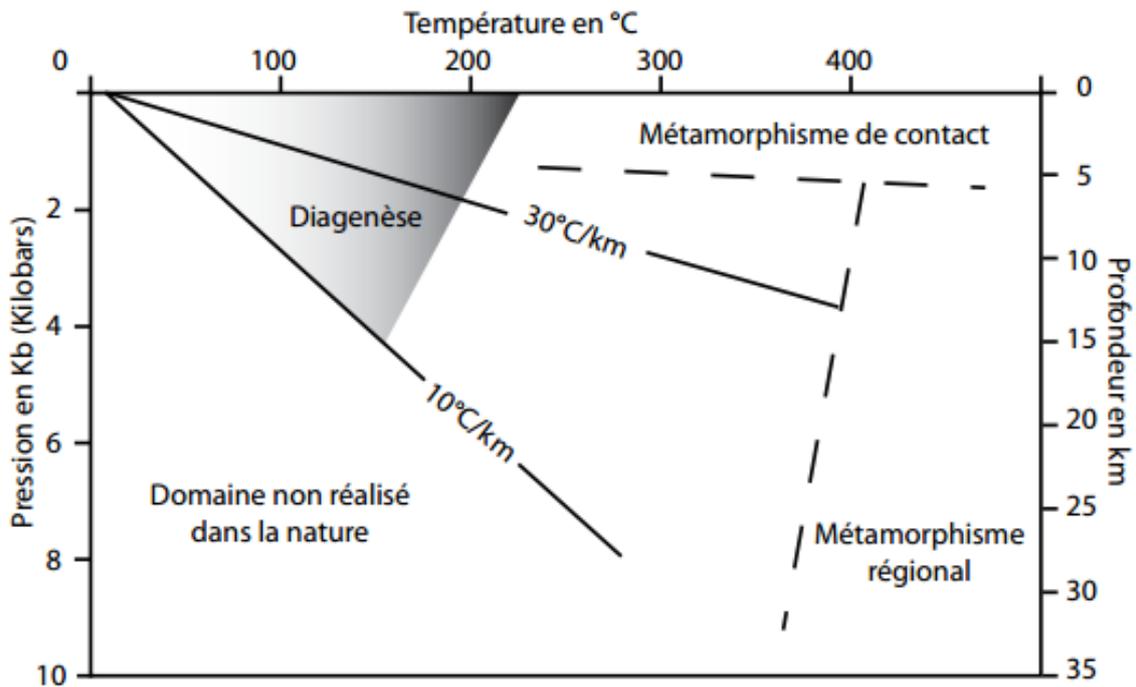


Figure 10 : Situation du champ de la diagenèse en fonction de la pression, de la température et de la profondeur (Worden et Burley, 2003).

II.4.1. Stades de la diagenèse

La diagenèse est subdivisée en trois stades successifs : l'éogénèse, la mésogénèse et la télogénèse (Fig. 11). L'éogénèse constitue le stade de la diagenèse précoce, tandis que la mésogénèse et la télogénèse correspondent aux phases de la diagenèse tardive ou d'enfouissement.

L'éogénèse s'applique aux processus physiques et chimiques qui interviennent juste après le dépôt des sédiments et jusqu'à leur enfouissement. À ce stade, la chimie des eaux interstitielles est contrôlée par l'environnement de dépôt (Worden et Burley, 2009). La mésogénèse s'effectue lorsque la surcharge sédimentaire devient importante lors de l'enfouissement. Elle est liée aux interactions fluides-minéraux sans influence des agents de surface que ce soit en milieu fermé ou à ouverture restreinte (fracture). Dans certains cas, l'origine des eaux profondes peut être de nature météoritique avec infiltration en bordure de bassin (Pagel *et al.*, 2014). Le stade de télogénèse intervient après l'inversion tectonique du bassin sédimentaire et débute à n'importe quel moment des deux stades précédents. La télogénèse est liée aux phénomènes de "uplift" et d'exhumation des roches. Elle est contrôlée par l'infiltration des eaux météoriques, dont la chimie est différente de celle des eaux au moment du dépôt (Anthony, 2013).

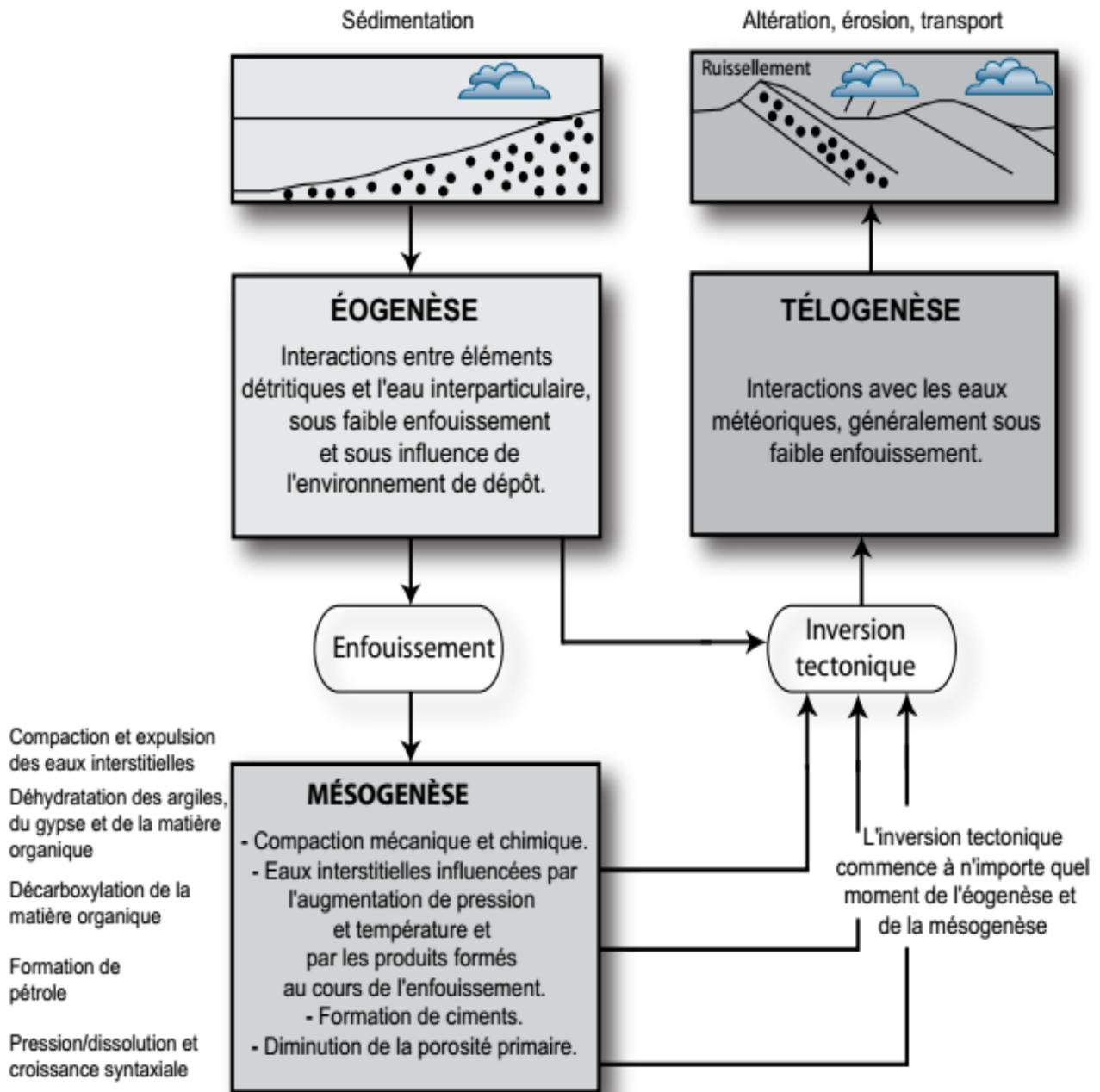


Figure 11 : Schéma d'évolution d'un sédiment en fonction des régimes diagenétiques : éogénèse, mésogénèse et télogénèse (Worden et Burley, 2003).

II.4.1.1. Diagenèse précoce

Dans les grès, la limite de profondeur de la diagenèse précoce est généralement établie entre un (1) et deux (2) km pour des températures allant de 30 à 70°C (Morad *et al.*, 2000). Ce domaine est ouvert puisque les eaux porales restent en connection avec les eaux de surface. Dans ces conditions, des transformations éodiagenétiques peuvent affecter les sédiments suivant deux voies : transformation par circulation d'eau météoritique et dégradation de la matière organique.

Le moteur principal de la diagenèse précoce est la dégradation de la matière organique qui induit de forts gradients d'oxydation et de réduction (gradient redox) (Pagel *et al.*, 2014). Lorsque les conditions sont faiblement réductrices (post-oxiques ou suboxiques), l'oxydation de la matière organique s'effectue par la réduction des composés plutôt que par la sulfato-réduction. En effet, dans les conditions de subsurface, les eaux météoritiques sont faiblement chargées en sulfates. L'oxydation de la matière organique par sulfato-réduction est donc limitée et l'utilisation d'oxydants comme Mn (IV) et Fe (III) peut devenir prépondérante, car les sédiments peuvent contenir des hydroxydes et des oxydes porteurs de ces éléments. Il y a alors, production de Fe^{2+} et de Mn^{2+} solubles dans l'eau (Fea, 2019). Si les conditions chimiques sont favorables, certains minéraux caractéristiques de la diagenèse précoce telles que la calcite (CaCO_3), la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), la sidérite (FeCO_3) et la pyrite (FeS_2) peuvent se former (Curtis et Coleman, 1986 ; Andrews *et al.*, 1991). La pyrite peut aussi résulter de la réduction du fer ferrique Fe (III) due à la présence de sulfate d'eau de mer lors de l'enfouissement précoce (Love, 1967).

Les ciments carbonatés (la calcite, la dolomite et la sidérite) se développent aussi bien pendant la diagenèse précoce que pendant la diagenèse tardive. La sidérite précoce se forme dans un environnement réducteur riche en fer, sous influence d'eau météorique à marine peu profonde et avec une température allant de 20 à 40°C (Girard *et al.*, 2002 ; Worden et Burley, 2003). La calcite et la dolomite précoce se développent dans un environnement marin peu profond. Elles résultent de l'altération de la matière organique ou des réactions entre les minéraux aluminosilicatés ou de la dissolution et/ou la précipitation de coquilles de mollusques (Curtis et Coleman, 1986).

Les ciments argileux se développent également pendant la diagenèse précoce et la diagenèse tardive. L'infiltration des argiles détritiques (kaolinite, illite et chlorite) peut se produire pendant la diagenèse précoce (Brahim, 2017). La cimentation argileuse est principalement dominée par la néoformation de la kaolinite, de l'illite, de la chlorite et de la smectite (Chamley, 1989). Pétrographiquement, l'origine éogénétique de la kaolinite peut être mise en évidence par sa texture vermiculaire ou son association avec la sidérite ou par sa transformation partielle en illite (McAulay *et al.*, 1994 ; Wilkinson *et al.*, 2004). Cette transformation s'effectue aux contacts entre les minéraux et les eaux météoritiques (El-Ghali *et al.*, 2006). La kaolinitisation des feldspaths est également une réaction qui nécessite un écoulement des eaux météoritiques (Eq.1) (Bjørlykke, 1998a ; Worden et Morad, 2000).



Eq. 1 : Transformation de K-feldspaths en kaolinite et quartz.

La smectite et la chlorite riche en fer peuvent se former au stade précoce de la diagenèse (Mostafa *et al.*, 2018). En effet, la chlorite authigénique se forme lors de la transformation de la smectite en illite, en utilisant le fer et le magnésium de la smectite (Chamley, 1989). La glauconite est aussi un minéral argileux qui se forme précocement en milieu marin peu profond au niveau de l'interface eau-sédiment (Odin et Fullagar, 1988a). Elle se présente le plus souvent sous forme de petits grains de couleur verdâtre (Santerre, 2010). La présence de ce minéral caractérise les milieux pauvres en oxygène et témoigne d'un ralentissement de la sédimentation. Ainsi la glauconite est généralement observée dans les niveaux condensés (Assalé *et al.*, 2012).

II.4.1.2. Diagenèse tardive

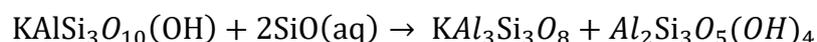
Le domaine de la diagenèse tardive s'étend de 30 à 70°C (limite de la diagenèse précoce) jusqu'à des températures d'environ 180 à 230°C (limite du métamorphisme) (Anthony, 2013). Pendant l'enfouissement des sédiments, certaines réactions chimiques faisant intervenir les minéraux se produisent avec l'augmentation de la température.

Les feldspaths et les minéraux argileux peuvent être les plus sensibles à ces variations de températures (Fea, 2019). La dissolution ou transformation des feldspaths en minéraux d'argiles authigéniques telle que l'illite a été mise en évidence dans des formations gréseuses de nombreux bassins sédimentaires (Eq.2) (Giles, 1997 ; M. Wang *et al.*, 2017 ; Fea *et al.*, 2018).



Eq. 2 : Transformation de K-feldspath en illite avec formation de la silice.

L'illite se forme à des températures très élevées de l'ordre de 120 à 140°C (Bjørlykke, 1998b). L'illite peut se former dans les grès tout comme dans les argiles. Dans les grès, l'illite se forme au détriment du feldspath potassique (Ehrenberg et Nadeau, 1989; Bjørlykke, 1998b). L'illite peut également se former au détriment de la smectite et des micas (Paredes *et al.*, 2018). En présence de K⁺, la smectite se transforme en illite par l'intermédiaire des couches mixtes illite/smectite pendant l'enfouissement des grès (Paredes *et al.*, 2018). Les micas (muscovite et biotite) peuvent également s'altérer en kaolinite (Eq.3) et en illite (Fea, 2019).



Eq. 3 : Transformation de la muscovite en K-feldspath et en kaolinite.

Dans les argiles, au-delà de 2 km de l'enfouissement, l'illite se forme au détriment du feldspath potassique, de la smectite et des couches mixtes illite/smectite (Hover *et al.*, 1996). La teneur en illite augmente lors de l'enfouissement (Ehrenberg et Nadeau, 1989; Bjørlykke et Aagaard, 1992) et les couches mixtes illite/smectite sont plus riches en feuillets illitiques (Hover *et al.*, 1996 ; Land *et al.*, 1997).

Le ciment de quartz et la calcite sont les phases secondaires les plus abondantes dans les sédiments ayant subi des fortes transformations diagenétiques (Fea, 2019). La précipitation de calcite lors de la diagenèse tardive repose sur la dissolution et/ou la reprécipitation des ciments carbonatés préexistants sous une forme plus ferrifère (Lønøy *et al.*, 1986). En effet, la dissolution des feldspaths plagioclases produit de la calcite (Fea, 2019). Paredes *et al.* (2018) ont montré que le remplacement des feldspaths par la calcite éparse est caractéristique du stade mésogène. La dolomite peut également se développer en présence de fluides riches en carbonates (CaCO₃) et en magnésium (Mg) à environ 100°C (Brahim, 2017).

Le ciment quartzeux peut se précipiter à divers stades d'enfouissement et engendrer, par dilution, une modification importante de la composition chimique et minérale de roche (Fea, 2019). La cimentation quartzeux est généralement la plus développée dans les réservoirs silicoclastiques (Primmer *et al.*, 1997). Cette prolifération de ciment quartzeux peut s'expliquer par le fait que les grains détritiques de quartz sont à la fois la principale source de silice lors de l'enfouissement, et aussi comme support à la croissance dudit ciment (Anthony, 2013).

La formation d'oxyde de fer peut avoir lieu à l'interface eaux météoritiques-sédiments lors du stade télogène (Walker *et al.*, 1981).

II.5. Contrôle de la diagenèse sur la porosité et la perméabilité des réservoirs silicoclastiques

Les différentes transformations diagenétiques causées par les variations de température et de fluides modifient les propriétés pétrophysiques notamment la porosité et la perméabilité des réservoirs gréseux (Salah *et al.*, 2016). Ils peuvent dans certains cas les dégrader et dans d'autres cas améliorer leur capacité à accumuler des hydrocarbures (Brahim, 2017).

La compaction et la cimentation contribuent à la réduction progressive ou à la perte de la porosité et de la perméabilité des grès réservoirs lors de l'enfouissement (Houseknecht, 1989 ; Salah *et al.*, 2016). Par contre, la dissolution des grains détritiques et/ou de ciments peut aboutir à une augmentation de la porosité, avec la création des pores secondaires (Anthony, 2013).

II.5.1. Impact de la compaction

La compaction est définie comme étant le tassement d'une couche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents (Anthony, 2013). C'est un mécanisme diagenétique précoce qui peut se produire juste après le dépôt de sédiments ou tardivement durant la mésogénèse. Il existe deux types de compaction à savoir : la compaction mécanique et chimique (Fig. 12a et 12b).

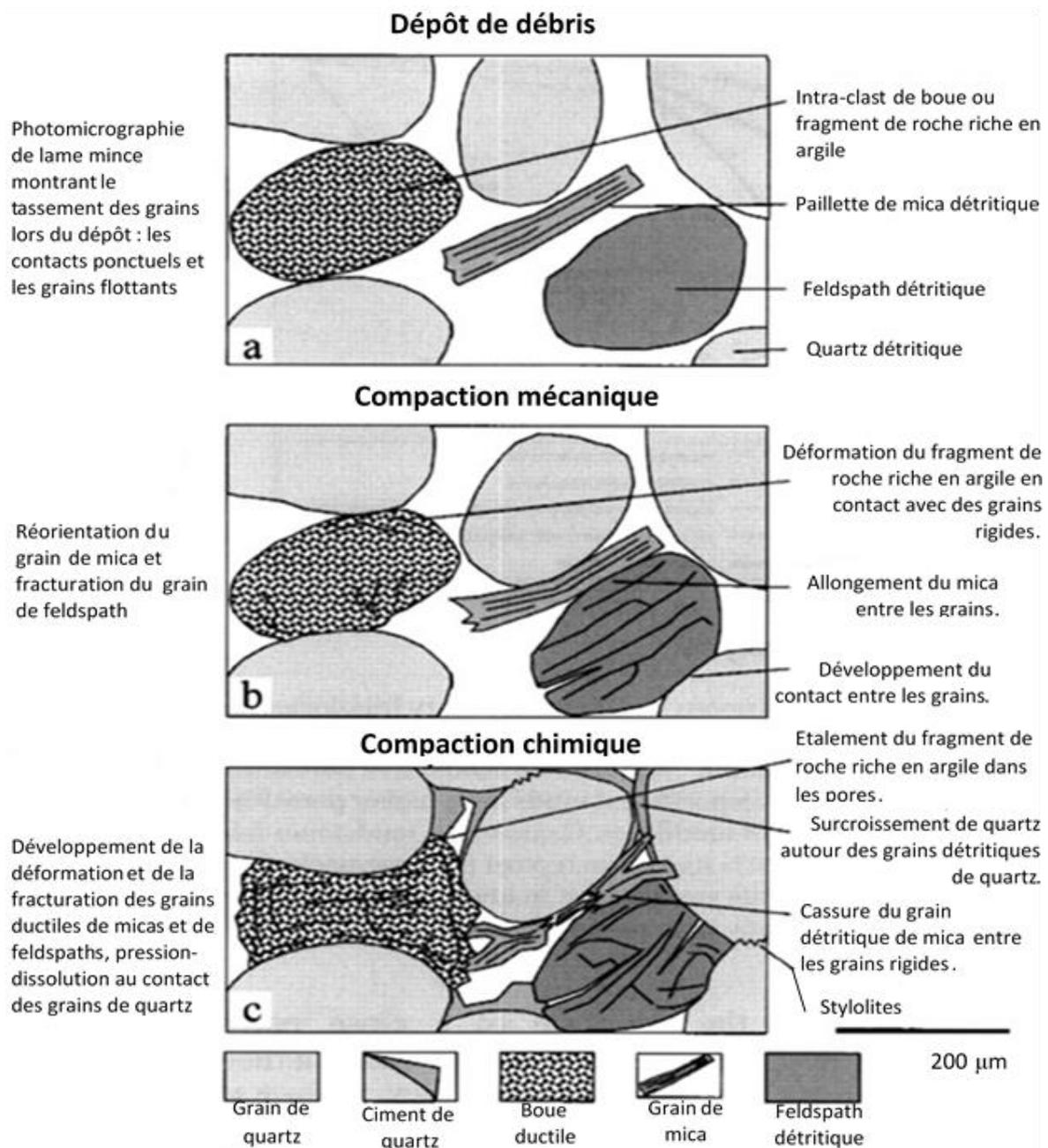


Figure 12 : Schéma illustrant les processus de compaction dans les grès (Worden et Burley, 2003). (a) : grès à haute porosité lors du dépôt ; (b) : grès après compaction mécanique ; (c) : grès après compactage mécanique et chimique.

La compaction mécanique commence dès le début de l'enfouissement des sédiments. Elle conduit à l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle dans les sédiments, engendrant des contacts ponctuels et plans entre les particules (Fig. 12b). Son impact repose aussi sur la réorientation des particules ductiles tels que les micas et les argiles (Makowitz et Milliken, 2003). La compaction mécanique est le principal phénomène qui aboutit à la diminution de la porosité des grès enfouis entre 0 et 2 km (Anthony, 2013).

La compaction chimique n'est pas un processus précoce, car elle intervient généralement après la compaction mécanique. Lors de l'enfouissement progressif, l'assemblage des sédiments devient plus compact (Fig. 12c). Cela engendre la dissolution de minéraux détritiques à leurs points de contact (Worden *et al.*, 2000). Cette dissolution est souvent représentée par des microstylolites ou contacts suturés (Fig. 12c). Lorsque l'un des deux grains en contact est plus résistant à la dissolution, il se forme alors des contacts concavo-convexes. Les minéraux dissous aux niveaux des zones sous contraintes sont alors intégrés dans le fluide percolant, pouvant contribuer à la formation des surcroissances ou ciments de quartz sur les grains adjacents (El-Khatri *et al.*, 2015). La compaction chimique contribue à une diminution forte de la porosité et de l'interconnectivité (perméabilité) de pores des grès (Ehrenberg et Nadeau, 1989 ; McBride *et al.*, 1995).

En raison des changements de contacts entre les grains, Hakimi *et al.* (2012) ont démontré la réduction de porosité intergranulaire des grès du réservoir Biyadh du Crétacé inférieur du bassin de Masila (Yémen).

II.5.2. Impact de la cimentation

La cimentation conduit au remplissage progressif des espaces poreux par des minéraux (calcite, dolomite, oxydes de fer, minéraux argileux, etc.) ou par des surcroissances syntaxiales autour des grains détritiques (silice secondaire), ce qui conduit à la réduction de la porosité des grès (Brahim, 2017).

La cimentation est un processus diagenétique qui peut se produire durant l'éogenèse ou plus tardivement durant la mésogenèse ou la télogenèse. Les principaux ciments précipités pendant ces phases diagenétiques possèdent des formes et des natures différentes.

II.5.2.1. Cimentation argileuse

La cimentation argileuse résulte de la décantation des éléments en suspension dans les eaux, suite à une chute relative de l'énergie du milieu (Brahim, 2017). La porosité des grès réservoirs est fonction de sa teneur en argile (Ramm, 2000). En général, chaque type d'argiles entraîne différentes modifications de la structure des pores en fonction de la teneur et de la morphologie des cristaux (Fea *et al.*, 2018). Dans les réservoirs gréseux, la cimentation argileuse est principalement dominée par les néoformations de kaolinite, de l'illite, de smectite et de chlorite (Anthony, 2013).

D'un point de vue pétrographique, la kaolinite se présente sous forme de livrets de types vermiculaires et pseudo-hexagonale. Les cristaux vermiculaires sont en remplissage des pores secondaires et en remplacement des grains détritiques comme les feldspaths potassiques (Worden et Morad, 2003). Quant aux cristaux pseudo-hexagonaux, ils sont généralement en remplissage des pores primaires et en remplacement des micas (Mansurbeg *et al.*, 2006). L'illite se développe sous forme plate et/ou fibreuse en remplissage de pores intergranulaires (Welton, 1984). Elle recouvre la surface des grains détritiques et en remplacement des feldspaths et/ou de kaolinite (Lanson *et al.*, 2002 ; Paredes *et al.*, 2018). La kaolinite, l'illite et les couches mixtes illite/smectite empêchent la migration de fluides (eau, pétrole, gaz) dans les réservoirs (Wilson *et al.*, 2014). La chlorite intergranulaire, d'origine détritique ou diagenétique remplit également l'espace poreux intergranulaire (Brahim, 2017). La chlorite diagenétique se présente sous forme de rosettes et en nids d'abeilles (Paredes *et al.*, 2018).

II.5.2.2. Cimentation carbonatée

La cimentation carbonatée provient des processus chimiques, suite à des variations de la température, de la pression et du potentiel d'hydrogène. Elle est principalement représentée par la calcite, la dolomite et la sidérite. Les ciments carbonatés ont un impact négatif sur la qualité des réservoirs gréseux (Fea *et al.*, 2018).

Des études pétrographiques ont montré d'une part, que la calcite et la dolomite peuvent former localement des ciments poecilitiques (plages cristallines englobant les grains), obturant complètement la porosité et la perméabilité d'un réservoir à l'échelle métrique (Mostafa *et al.*, 2018). D'autre part, la calcite et la dolomite poecilitiques peuvent inhiber le phénomène de compactage entre les grains (Ehrenberg, 1993). Les ciments carbonatés à texture poecilitique se précipitent très tôt au cours de la diagenèse précoce (Mostafa *et al.*, 2018). La précipitation

précoce de la dolomite peut inhiber l'altération de feldspaths et entraîner une perte totale de la porosité et de la perméabilité des réservoirs (Salah *et al.*, 2016).

La sidérite se présente généralement sous forme de petits cristaux rhomboédriques (5 à 10 μm). Ces cristaux sont associés à une matrice argileuse riche en fer, à des micas, ou éventuellement à de la matière organique et des sulfures. On retrouve ces phases minérales en remplissage de pores intergranulaires sous la forme de cristaux rhomboédriques riches en fer caractéristiques d'une diagenèse d'enfouissement ou tardive (El-Khatiri *et al.*, 2015).

II.5.2.3. Cimentation de quartz

La cimentation de quartz dérive des processus chimiques lors des variations de la température, de la pression et du potentiel d'hydrogène. La silicification peut être due à la pression-dissolution aux contacts entre les grains de types concavo-convexes à suturés (Brahim, 2017). La silicification peut également résulter de la dissolution des grains détritiques de feldspaths suivant deux principales réactions chimiques (Eq.1 et 2). Ces phénomènes chimiques (Houseknecht 1989 ; Bjorkum *et al.*, 1993 ; Ramm et Bjørlykke, 1994), et la cimentation de quartz se produisent généralement dans les réservoirs gréseux très enfouis (Walderhaug, 1994 ; Worden et Morad, 2000 ; Dutton et Loucks, 2010). Houseknecht (1989) ; Worden et Morad (2000) ; Worden et Burley (2003) et Cook *et al.* (2011) ont démontré que ces processus diagenétiques sont responsables de la perte totale de porosité et de perméabilité de la plupart des grès réservoirs.

Pétrographiquement, la silice issue de ces phénomènes physico-chimiques serait reprécipitée sous forme de surcroissances de quartz syntaxiales, entraînant une diminution de la porosité et de la perméabilité des réservoirs gréseux (Wazir, 2014).

II.5.3. Impact de la dissolution

La dissolution est un phénomène précoce dans les sédiments, créant de la porosité secondaire. Cette porosité est très importante, car elle contribue à l'amélioration du potentiel réservoir d'une roche. Ce phénomène est engendré par la solubilisation de minéraux par le fluide qui circule dans l'espace poreux du sédiment (Santerre, 2010). Il affecte essentiellement les grains détritiques et même des ciments (Anthony, 2013).

Dans les grès, le développement de la porosité secondaire résulte essentiellement de la dissolution de feldspaths et des ciments carbonatés (calcite et dolomite) (Schmidt et McDonald, 1979 ; Salah *et al.*, 2016). La dissolution des ciments carbonatés préexistants est favorisée par

la présence de solutions organiques acides. Les ions évacués (Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-}) peuvent reprécipiter plus haut dans la série gréseuse sous forme de carbonates, cependant que les pores libérés sont susceptibles d'accueillir les hydrocarbures en migration depuis les roches-mères du pétrole (Chamley, 2000). Toutefois, la porosité secondaire la plus courante résulte de la dissolution de feldspaths (Burley et Kantorowicz, 1986). Cette dissolution est parfois suivie de la précipitation de kaolinite, qui remplit certains pores secondaires (Wang *et al.*, 2017 ; Fea *et al.*, 2018). La dissolution totale de feldspaths sans être accompagnée de précipitation de kaolinite entraîne une augmentation significative du volume de porosité de la roche réservoir (Salah *et al.*, 2016). Les grains de quartz peuvent également se dissoudre, en créant une porosité secondaire (Anthony, 2013).

La fissuration est un phénomène de la diagenèse tardive qui contribue aussi à l'augmentation de la porosité par la présence des microfissures surtout ouvertes. Certaines fissures peuvent être colmatées par les argiles authigéniques (Brahim, 2017).

DEUXIEME PARTIE :
MATERIEL ET METHODES

CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODES D'ETUDE

Cette deuxième partie a pour objectif de présenter le matériel et les méthodes utilisés pour caractériser les formations d'âges albo-cénomarien et campanien du bassin de Termit. La caractérisation de ces dernières s'est faite à partir des échantillons de carottes extraits des puits NE-1, NE-2 et NE-3 (Fig. 13).

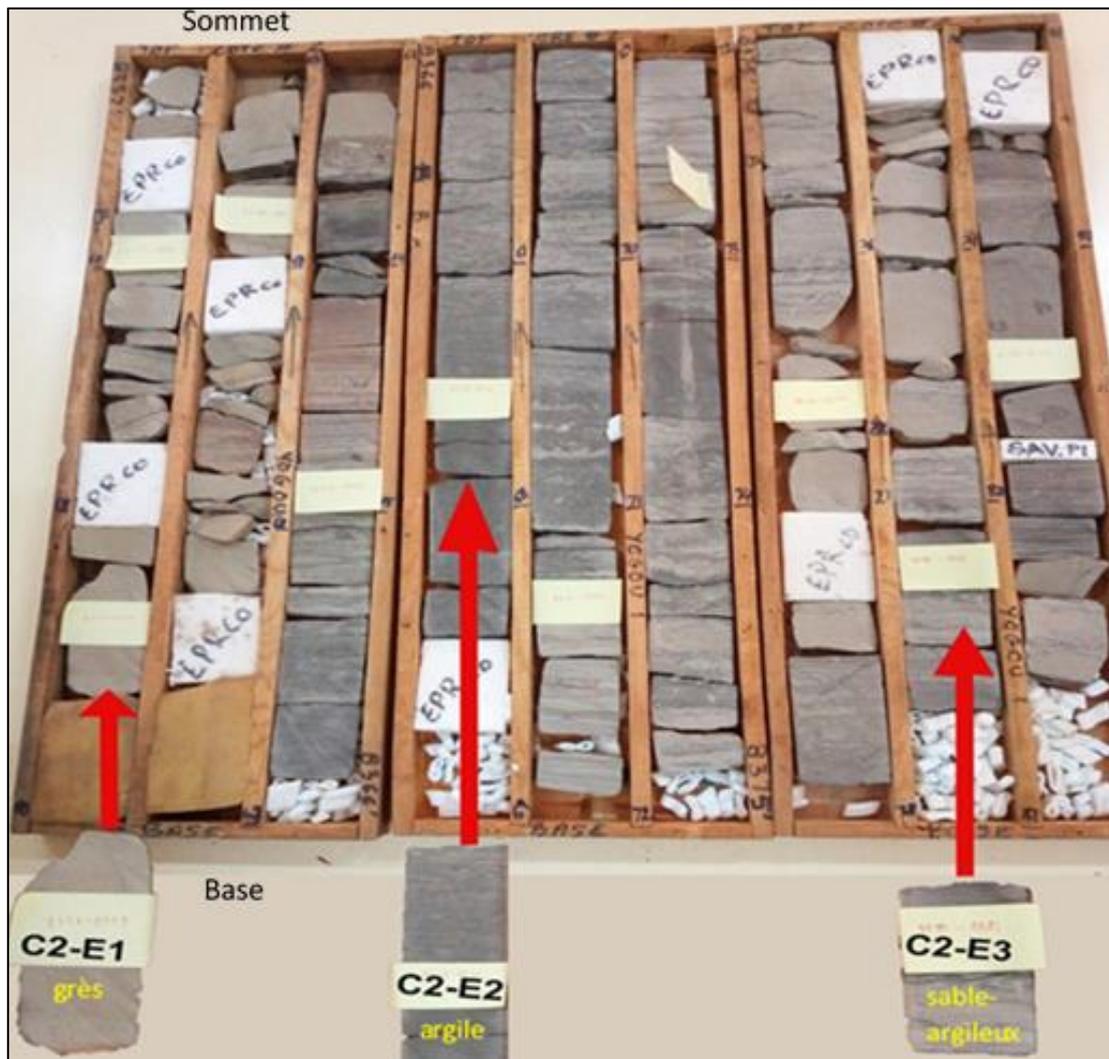


Figure 13 : Echantillons de carottes extraits des puits NE-1, NE-2 et NE-3 du bassin de Termit, classés dans des boîtes spécifiques (core box).

Ces échantillons de carottes ont été collectés au Centre de Documentation et des Archives Pétrolières (CDP) du Niger. En effet, les échantillons de carottes prélevés ainsi que leurs datations ont été hérités des travaux d'exploration effectués par les compagnies pétrolières Esso Exploration et Production Niger Inc. en 1979 et Esso/Texaco (1969-1975).

La carotte NE-1 a été prélevée dans l'intervalle campanien (2510,5 m et 2880 m). Elle atteint une longueur de 54,7 m. La carotte NE-2 présente une longueur de 18,6 m et a été prélevée dans l'intervalle albien entre 2500 m - 2900 m. La carotte NE-3 présente une longueur de 12,4 m et a été prélevée dans le Cénomanién entre 2233,3 m et 2505,2 m.

Le tableau I présente l'âge et la longueur de carottes prélevées dans les puits NE-1, NE-2 et NE-3.

Tableau I : Ages et longueurs des carottes prélevées dans les puits NE-1, NE-2 et NE-3 du bassin de Termit.

Puits	Profondeur (m)	Etage et longueur de carotte (m)
NE-1	2510,5 m – 2880 m	Campanien : 54,7 m
NE-2	2500 m – 2900 m	Albien : 18,6 m
NE-3	2233,3 m – 2505,2 m	Cénomanién : 12,4 m
Total		87,5 m

Le tableau II présente les coordonnées des trois (3) puits analysés dans le bassin de Termit.

Tableau II : Coordonnées des puits étudiés.

Puits	Longitude	Latitude
NE-1	13° 43' 35,16'' E	14° 47' 18,91'' N
NE-2	12° 13' 37'' E	15° 45' 57'' N
NE-3	11° 58' 38,22'' E	16° 04' 58,67 N

Le puits NE-1 est localisé dans le prospect Yogou du bassin de Termit. La profondeur de ce puits est d'environ 4 000 m. Le puits NE-2 à une profondeur de 3 658 m et est localisé dans le prospect Donga. Il est situé à 192 km du puits NE-1. Quant au puits NE-3, localisé dans le prospect Iaguil, il a une profondeur de 2 591 m et est situé à 236 km du puit NE-1 (Fig. 14).

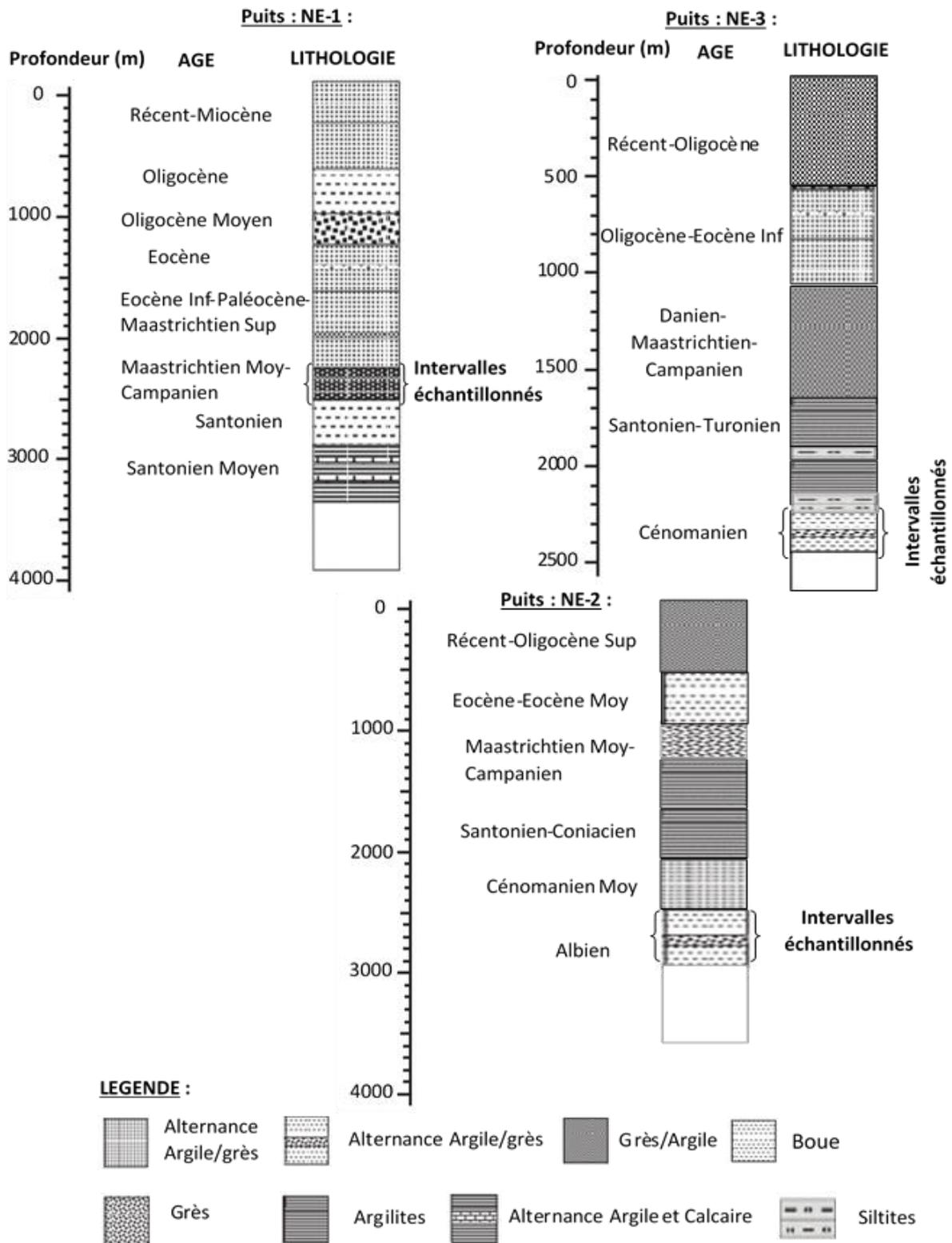


Figure 14 : Logs des puits étudiés montrant les intervalles échantillonnés.

III.1. Matériel d'étude

Le matériel utilisé dans ce travail est composé des outils d'études sédimentologique, pétrophysique, pétrographique et géochimique. Le laboratoire d'accueil est celui du Centre d'Analyses et de Recherche (C.A.R) de la PETROCI/Abidjan (Côte d'Ivoire). Dans ce laboratoire, des produits chimiques et des appareillages ont été mis à notre disposition pour le traitement et l'analyse des échantillons.

III.1.1. Sédimentologie

Le principal matériel de description lithologique des carottes comprend :

- la loupe à main pliante ;
- la charte des couleurs Munsell ;
- l'abaque du tri de grains ;
- et l'abaque granulométrique (taille et forme des grains).

La figure 15 illustre le matériel de description lithologique.

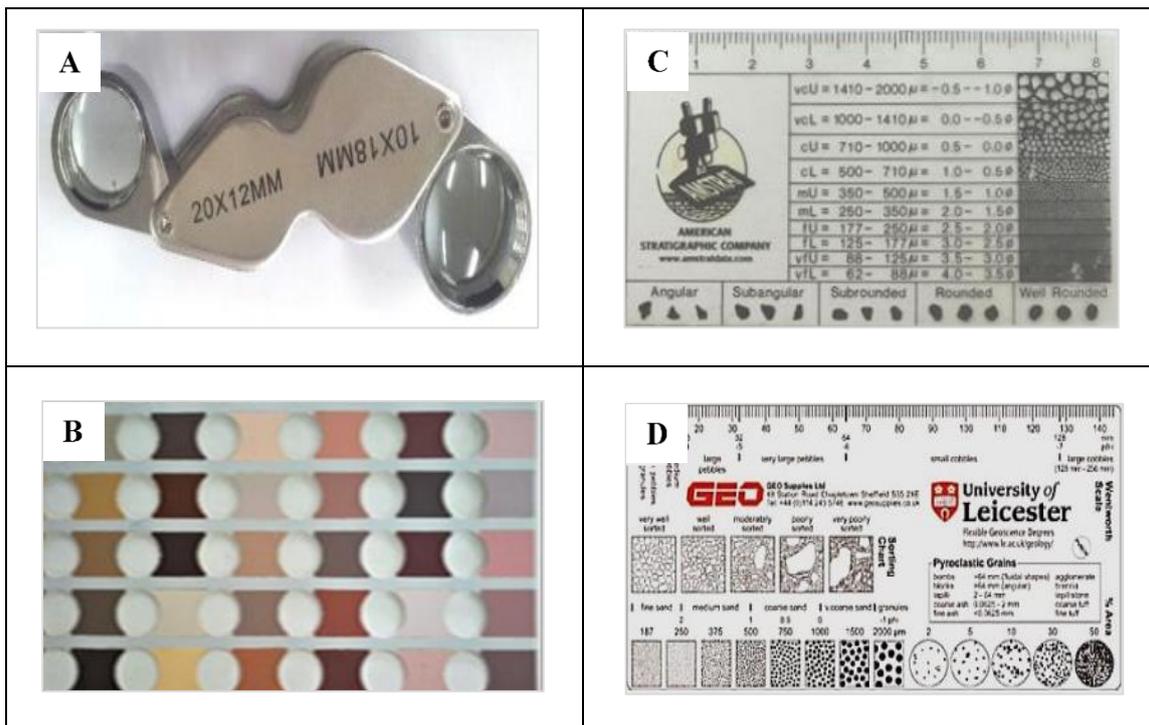


Figure 15 : Matériel de description lithologique des carottes. **A** : Loupe à main pliante ; **B** : Chartre des couleurs Munsell ; **C** : Abaque du tri de grains ; **D** : Abaque granulométrique de la taille et de la forme des grains.

III.1.2. Pétrophysique

La mesure des valeurs de perméabilité a été faite à l'aide d'un perméamètre (Fig. 16).



Figure 16 : Perméamètre (PDPK-400TM) couplé à un ordinateur.

III.1.3. Pétrographie

Après la description lithologique et la mesure de perméabilité, des lames minces sont confectionnées à partir des échantillons de carottes prélevées à différentes profondeurs. La figure 17 présente le matériel utilisé pour la confection des lames minces.

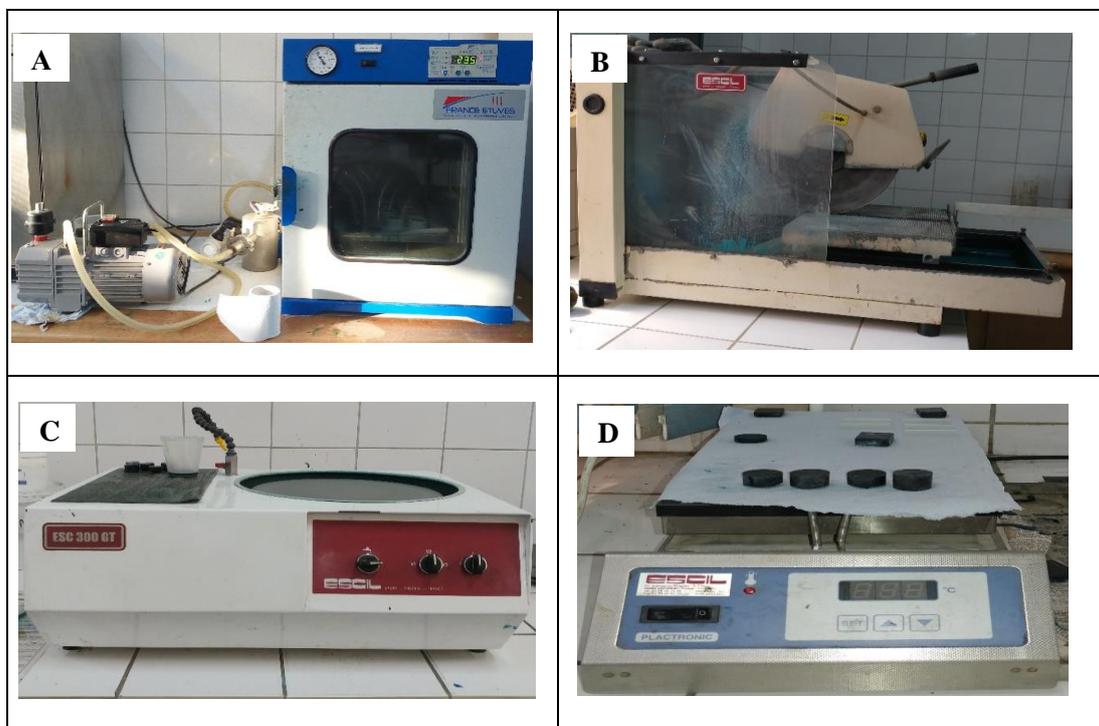


Figure 17 : Principal matériel de confection de lames minces. **A** : étuve couplée à une pompe ; **B** : tronçonneuse débiteuse ; **C** : rodeuse manuelle ; **D** : plaque chauffante.

Plusieurs outils ont été utilisés pour l'extraction (Fig. 18) et l'analyse de la fraction argileuse (Fig. 19).

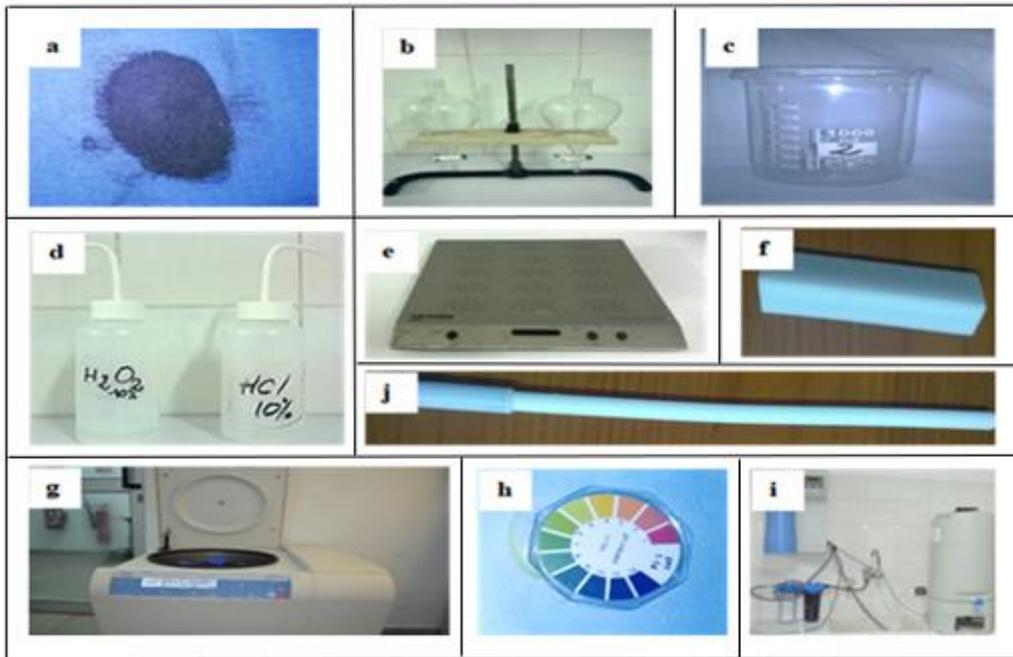


Figure 18 : Matériel utilisé pour l'extraction de la fraction argileuse (inférieure à 2 μm). **A** : Echantillon de poudre de roche ; **B** : Deux ampoules de décantation ; **C** : Bêcher ; **D** : Pissettes ou flacons de solution d'acide chlorhydrique (HCL) et de dioxyde d'hydrogène ; **E** : Agitateur magnétique ; **F** : Barreau aimanté ; **G** : Centrifugeuse ; **H** : Papier PH ; **I** : Appareil de déminéralisation d'eau ; **J** : Baguette aimantée.

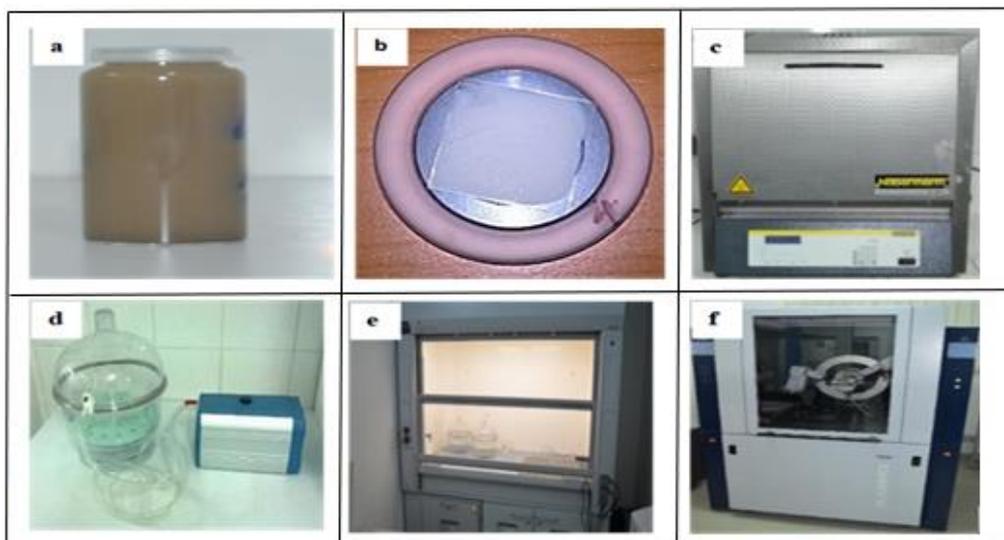


Figure 19 : Matériel utilisé pour l'analyse de la fraction argileuse. **A** : Tube ; **B** : Lame porte objet ; **C** : Four ; **D** : Dessiccateur couplé à une pompe ; **E** : Hotte ; et **F** : Diffractomètre des rayons X de marque D8 ADVANCE de Bruker.

Pour l'analyse structurale des différentes phases argileuses et des micropores, le matériel utilisé est constitué de 2g d'échantillons de carottes des grès, un porte-plot contenant 8 plots, un métalliseur à or et le MEB-EDS (Fig. 20).



Figure 20 : Matériel utilisé pour l'analyse de l'ultrastructure de grès. **A** : Echantillon de grès sur des porte-plots ; **B** : Métalliseur à or ; **C** : Microscope Electronique à Balayage (MEB FEG Supra 40 VP Zeiss) couplé à un Spectromètre à Dispersion d'Energie (EDS).

III.1.4. Géochimie

Le matériel utilisé pour l'analyse géochimique est constitué d'un vibro-broyeur (Fig. 21A) et d'un pyrolyseur Rock-Eval 6 (Fig. 21B). Ce dernier est composé également de deux fours dont l'un pour la pyrolyse à la température de 300°C à 650°C et l'autre pour l'oxydation à la température de 300°C à 850°C. Ce pyrolyseur est doté aussi de deux thermocouples et d'un détecteur à ionisation de flamme (DIF) au-dessus du four de la pyrolyse (Fig. 21C). En plus des composantes citées, le pyrolyseur renferme plusieurs autres éléments. Aux nombres de ces éléments on a d'abord une cellule comportant un détecteur infrarouge sensible (mesurer le CO

et le CO₂ issus de la pyrolyse et de l'oxydation) et un carrousel comportant cinquante nacelles numérotés (1-50). Puis, trois filtres (Dioxyde de magnésium, Lecosorb et Drierite) pour piéger l'eau, le mono oxyde de carbone (CO), le dioxyde de carbone (CO₂) et les hydrocarbures (Fig. 21C). Enfin, un micro-ordinateur muni d'un logiciel d'analyse « Rock six » et d'un logiciel d'interprétation « Rock Int » (Fig. 21B).

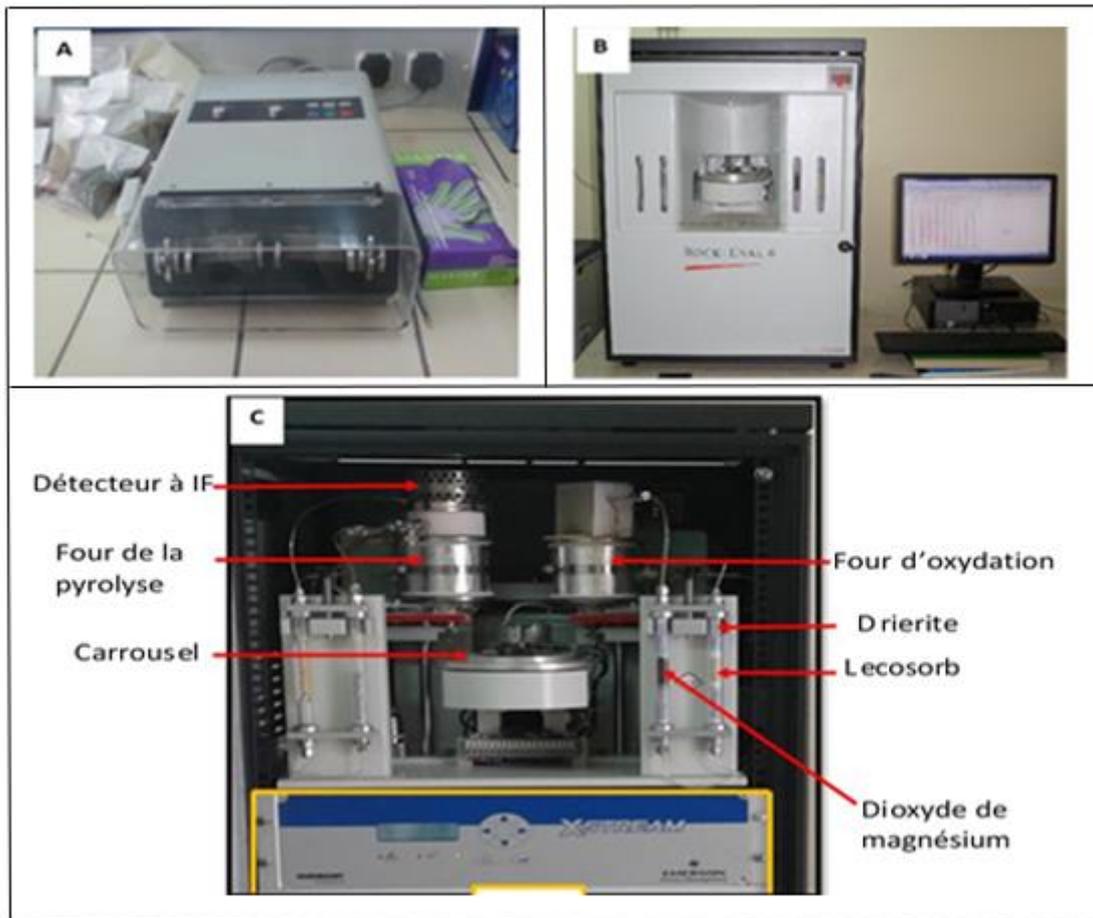


Figure 21 : Matériel d'analyse géochimique. **A** : Vibro-broyeur ; **B** : Pyrolyseur Rock-Eval 6 muni d'un ordinateur équipé du logiciel d'analyse Rock Six et du logiciel d'interprétation Rock Int ; **C** : Composants de Rock-Eval 6.

III. 2. Méthodes d'étude

Le principe d'échantillonnage consiste à prélever du sommet à la base de la boîte des carottes (Fig. 13), des morceaux de carottes d'environ 100 g à différentes profondeurs. Au total 205 échantillons de carottes ont été prélevés et analysés à partir des méthodes sédimentologique, pétrophysique, pétrographique et géochimique.

L'analyse s'applique soit aux carottes soit aux échantillons prélevés directement sur la carotte. Des données ou des résultats d'analyses ont été obtenus à partir de ces différentes méthodes appliquées au Centre des Analyses et de la Recherche (CAR) de PETROCI/Abidjan (Côte d'Ivoire). Au laboratoire de ce centre, l'approche méthodologique a consisté à effectuer les analyses sédimentologique (lithologie, tri, élément accessoire, structure sédimentaire etc.), pétrophysique (mesure de la porosité et perméabilité), pétrographique (lame mince, MEB-EDS, DRX) et géochimique (Rock Eval).

III.2.1. Etude sédimentologique

Elle s'applique directement sur la surface de carottes. Au total 54,7 m d'échantillons de carottes issus du sondage pétrolier du puits NE-1 ; 18,6 m issus de NE-2 et 12,4 m du puits NE-3 ont été décrits pour en déterminer les différents lithofaciès. L'analyse des structures sédimentaires et des éléments accessoires de ces carottes a permis de déterminer les environnements des dépôts sédimentaires. Elle s'appuie globalement sur le mode opératoire adopté par le Centre d'Analyses et de Recherches de PETROCI tel que décrit dans les travaux de Fea (2019).

III.2.1.1. Mode opératoire

L'analyse lithologique consiste à caractériser les différentes formations géologiques traversées par le forage. Pour ce type d'analyse, les échantillons de carottes prélevés sont photographiés avant d'être analysés. Les caractéristiques recherchées sont : la nature lithologique de la roche (grès, argile, etc.), la couleur, la texture (taille, forme et tri des grains), la nature des ciments, les minéraux accessoires, le matériel organique (trace de fossiles, débris carbonés) et les structures sédimentaires.

L'analyse lithologique s'est faite suivant la chronologie ci-après :

1. Description lithologique

Il s'agit de procéder à l'observation des échantillons de carottes à la loupe de grossissements (20*12 mm) et (10*18 mm) (Fig. 15A). Cette dernière permet de faire grossir l'objet pour mieux le décrire. Ainsi, on détermine la nature lithologique de la roche (conglomérat, grès, argile, silt, etc.). Pour les roches de lithologie composite, le nom est déterminé en fonction de l'abondance du sable ou de l'argile par exemple : sables argileux (sable > à 50%), argiles sableuses (argile > à 50%).

2. Détermination de la couleur

Il a été question de comparer la couleur de la roche à celle de la charte des couleurs Munsell (Fig. 15B), puis choisir la couleur correspondante la plus proche de celle de la charte.

3. Détermination de la granulométrie

Cette analyse a consisté à : (a) poser la carotte sur l'abaque AMSTRAT (Fig. 15C) ; (b) observer simultanément à la loupe les grains de la roche et ceux de l'abaque ; (c) et enfin choisir la classe correspondante sur l'abaque par exemple (grès à grain très fin; grès à grain grossier etc.), en utilisant la classification de Wentworth (1922).

4. Détermination de la morphologie des grains de quartz

La détermination de la forme des grains s'est faite à l'aide de la charte morphologique AMSTRAT (Fig. 15D). Elle consiste à comparer la forme des grains de la roche avec celle de la charte (a), puis choisir la forme la plus proche (b) par exemple : (anguleuse, subanguleuse, subarrondie, arrondie ou bien arrondie).

5. Détermination du tri

Il s'agit de procéder de la même manière pour la détermination de la granulométrie. Mais, dans ce cas-ci, la roche est posée sur l'Abaque du tri GEO. La qualité du tri est variable : très bien trié, bien trié, modérément trié, etc...

6. Détermination du ciment

Elle a consisté à observer les grains de la roche à la loupe. Lorsque les grains sont fortement consolidés entre eux, la nature du ciment est probablement siliceuse. Si les grains se détachent facilement, la nature du ciment peut être argileuse. Quant au ciment carbonaté, il est révélé par une effervescence au contact de quelques gouttes d'acide chlorhydrique (HCL) sur la roche.

7. Détermination des éléments accessoires

Il s'agit d'identifier et d'évaluer les proportions relatives des éléments accessoires de la roche tels que les débris carbonés, la glauconite, la pyrite et la sidérite lorsqu'ils sont présents.

8. Description des structures sédimentaires

Elle consiste à relever toutes les structures sédimentaires présentes sur la roche (lamination ondulée, lamination parallèle, lamination entrecroisée, etc....).

III.2.1.2. Détermination des processus et environnements des dépôts sédimentaires

La reconstitution des paléoenvironnements des dépôts sédimentaires est basée sur les structures sédimentaires, les éléments accessoires (présence de glauconite, de sidérite et de pyrite) et le matériel organique (débris carbonés) déterminés sur les carottes étudiés.

Les structures sédimentaires ont permis la détermination du processus de dépôt ou dynamique de dépôt sédimentaire. En effet, les grès à structures massives proviennent, soit des dépôts de sables par les courants hyperpicnaux des crues fluviales (Coleman, 1969), soit des courants turbiditiques subaquatiques (Higgs, 1990). Les faciès gréseux à laminations parallèles sont interprétés comme des dépôts de courants de turbidité de haute ou de faible densité (Ghibaudo, 1992). Les grès à laminations ondulées sont des dépôts littoraux et milieux marins peu profonds (Fea, 2019). Les grès à prédominance des laminations parallèles et ondulées indiquent le domaine fluvial dont les chenaux sont à faible sinuosité (Ghenim, 2012). En association avec des laminations de sidérite, les laminations parallèles et ondulées indiquent un dépôt des sédiments sous l'action du courant de marée fluviale ou de turbidité (Fea, 2019). Les stratifications lenticulaires et les drapages d'argile ou « flaser bedding » se forment dans des environnements de dépôts où les conditions d'écoulement dynamique sont sous l'influence des vagues et alternent avec des périodes de calme. Les milieux les plus favorables à la formation de telles structures sont les milieux subtidaux et intertidaux (Boualem, 2015). La stratification oblique ou entrecroisée correspond au transport d'un sable par saltation et roulement en milieu moyennement agité suite à l'action des vagues. Ce phénomène se rencontre dans les faciès de plage et dans les talus deltaïques (Boualem, 2015). Les laminations horizontales et entrecoupées indiquent un milieu supratidal. Les stratifications en mamelons (HCS) indiquent un dépôt de forte énergie de type tempête (Ghenim, 2012). Les faciès argileux interlaminés des grès à grains très fins à fins et des silts sont des dépôts par suspension ou floculation (Ghibaudo, 1992). Ce faciès suggère un dépôt de faible énergie de milieu intertidal ou marin peu profond à forte salinité (Cojan and Renard, 2008 ; Morshedien *et al.*, 2009).

Les éléments accessoires tels que la glauconite, la pyrite, les débris carbonés et la sidérite renseignent sur les environnements des dépôts. Ainsi, la glauconite indique un milieu marin (Egoran, 2017). Dans les faciès marins, la glauconite est caractérisée par la formation de minéraux d'argile verte à une profondeur relativement élevée (Odin, 1988b). La pyrite caractérise un environnement anoxique (Gabriel, 2006 *in* Egoran, 2017). Lorsqu'elle est associée avec la glauconite, elle indique un milieu marin réducteur. En outre, les débris

carbonés traduisent une forte influence continentale. En association avec la glauconite, les débris carbonés indiquent un milieu marin peu profond (Egoran, 2017). La sidérite caractérise un milieu marin peu profond et réducteur (Worden et Burley, 2003). La présence de sulfure de fer (pyrite) peut aussi caractériser le domaine intertidal à continental (Yao, 2013).

III.2.3. Détermination des caractéristiques pétrophysiques

Elle consiste à mesurer les valeurs de perméabilité par mesure directe sur la surface des échantillons de carottes (soit 65 points de mesure) dans des niveaux gréseux bien définis. La mesure des valeurs de perméabilité a été effectuée à l'aide d'un perméamètre (PDPK-400TM) telle que préconisée dans les travaux de Fea (2019).

III.2.3.1. Mesure de la perméabilité

La perméabilité d'une roche est son aptitude à se laisser traverser par un fluide sous un gradient de pression déterminé. Cette perméabilité a différentes composantes, dont chacune est caractéristique d'un mode d'écoulement du fluide dans un milieu poreux. Dans cette étude, le mode de transfert utilisé est le régime d'écoulement visqueux de la loi de Darcy mesuré à l'aide d'un perméamètre.

III.2.3.2. Ecoulement visqueux

L'écoulement visqueux est commun aux liquides et aux gaz liquéfiés. Dans ce travail, le gaz utilisé est l'azote N50. Ce dernier, se produit sous un gradient de pression totale du fluide. Son mouvement résulte de l'interaction entre les molécules et se caractérise par la viscosité du fluide.

III.2.3.3. Approche de Klinkenberg

Les mesures effectuées au perméamètre donnent une perméabilité apparente (K_a) qui dépend de la pression moyenne d'injection du gaz. Klinkenberg (1941) propose une relation qui permet d'évaluer la perméabilité intrinsèque à partir de la pression moyenne et de la perméabilité apparente (Eq.4) :

$$\text{Eq. 4 : } K_a = K_I \left(1 + \frac{b^*}{P_m} \right)$$

K_a représente la perméabilité apparente, K_I la perméabilité intrinsèque, P_m la pression moyenne et b^* le coefficient de Klinkenberg.

La valeur de b^* est fonction de la porosité du milieu et de la nature du gaz utilisé. Cette valeur augmente lorsque la perméabilité du milieu diminue (Perraton, 1992), et elle diminue lorsque le volume des pores augmente (Picandet, 2001). Ces paramètres sont renseignés automatiquement au cours de l'utilisation du perméamètre (Tableau III).

Tableau III : Enregistrement automatique de la perméabilité par la méthode de Klinkenberg (1941).

Points	Profondeur	Ka	Kl	b^*	P_{moy}
1	7080,0387	0,1	0,0457	22,4	18,9
2	7080,3417	0,0525	0,0201	30,7	19
3	7080,6036	0,0215	0,00606	48,5	19,1
4	7080,8694	0,284	0,163	13,8	18,5
5	7081,0373	0,0155	0,00385	57,7	19,1
6	7081,2372	0,0138	0,00328	61,4	19,1
7	7081,5572	0,0163	0,00412	56,2	19,1
8	7081,7481	0,105	0,0485	21,9	18,9
9	7082,0466	0,0193	0,00524	51,3	19,1
10	7082,5253	1,8	1,32	6,2	17

III.2.3.4. Principe d'utilisation du Perméamètre PDPK-400

Le perméamètre est un appareil qui mesure directement la perméabilité sur les échantillons de carottes. C'est un système de perte de pression qui augmente la précision, la répétabilité et la vitesse de mesure par rapport à l'état stable appelé mini perméamètre. Le perméamètre de perte de pression (PDPK-400) peut mesurer des perméabilités de gaz fiable avec une précision de 0,001 millidarcy à plus de 30 Darcy. Les valeurs de perméabilité apparente obtenues sont automatiquement corrigées en perméabilité intrinsèque par la méthode de Klinkenberg (1941).

Le perméamètre est un appareil très sensible aux variations de température. A cet effet, pour effectuer de bonnes mesures, nous avons adopté la procédure suivante : mettre en marche la climatisation pendant 1 h pour avoir une température constante autour de 21°C dans la salle.

Puis, ouvrir la bouteille d'azote N50 et mettre en marche le perméamètre en ouvrant le logiciel PROPERM (PDPK-400) (Fig. 22).

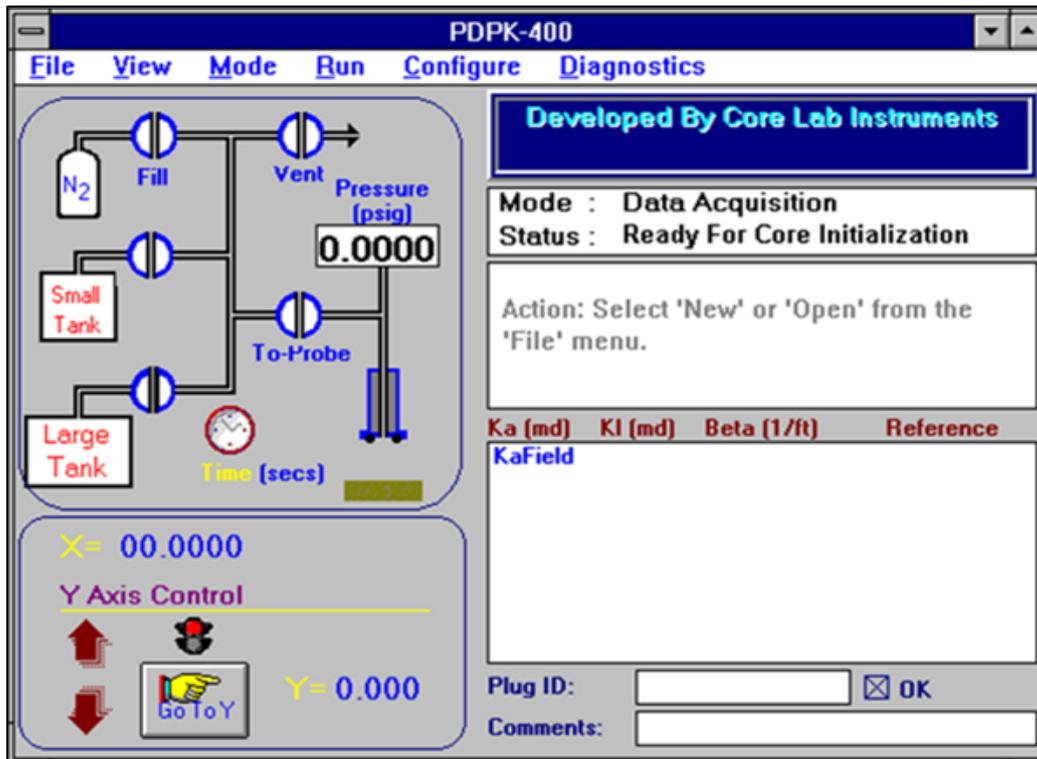


Figure 22 : Ecran principal du logiciel PROPERM (PDPK-400).

III.2.3.5. Mesure des valeurs de perméabilité sur la carotte

Les mesures de perméabilité sur les carottes sont faites suivant les étapes ci-après telles que adaptées par le laboratoire de PETROCI :

- Le pré-calibrage, consiste à tester à vide 2 à 3 fois pour contrôler la sonde « To-probe » et les valves internes du perméamètre (Fig. 23). Lorsque le test à vide est inférieur à 2% (marque en noir) la mesure est bonne par rapport à la valeur standard admise et on peut commencer les mesures. Si les valeurs du test à vide sont supérieures à 2% (marque en rouge), elles sont erronées par rapport à la valeur standard (Fig. 23).

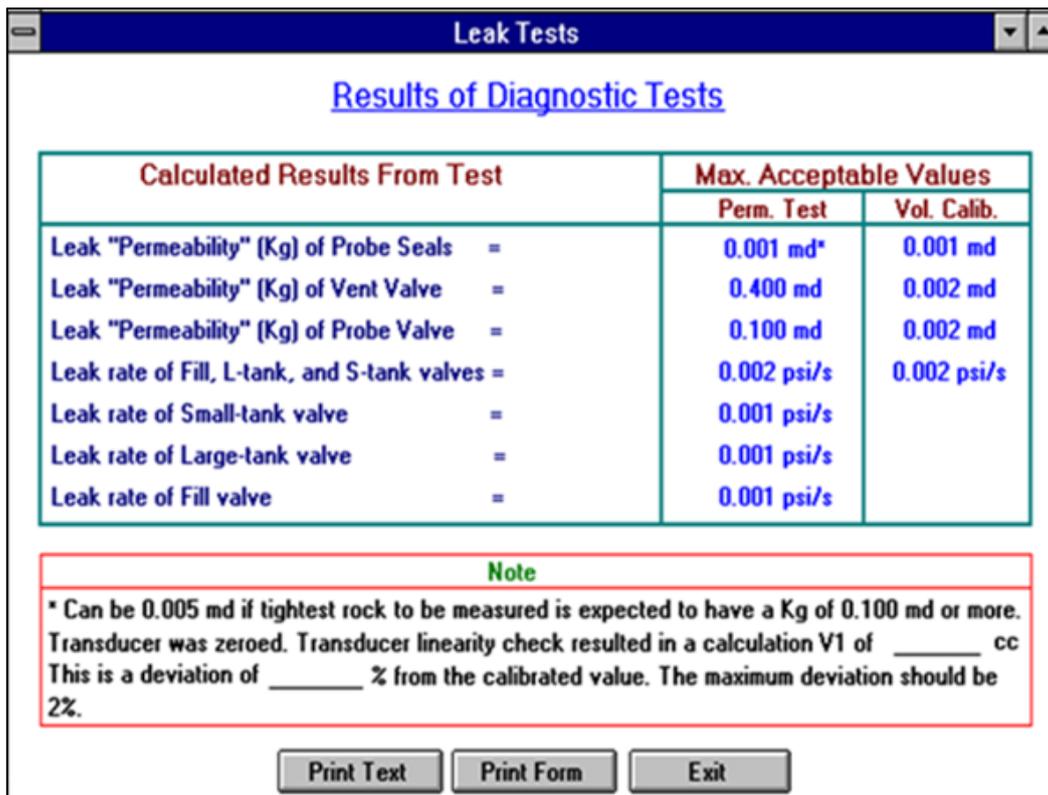


Figure 23 : Résultat diagnostique du test à vide selon le logiciel PROPERM (PDPK-400) utilisé dans ce travail.

Pour corriger l'erreur, la procédure est d'utiliser le bloc aluminium à 5 orifices. Chaque orifice correspond à une calibration précise de volume (H1 : 7,351; H2 : 14,707; H3 : 22,427; H4 : 29,922; H5 : 37,386). Ensuite, le test à vide est refait jusqu'à obtenir des valeurs marquées en noir inférieures à 2%. A partir de là, les mesures peuvent commencer sur les carottes. A la fin des mesures, les résultats sont enregistrés automatiquement sur une feuille Excel (Tableau III) pour l'analyse et l'interprétation.

Dans cette étude, l'appréciation des valeurs de perméabilité s'est faite selon la classification de Darcy (1856) (Tableau IV).

Tableau IV : Classification des valeurs de perméabilité (Darcy, 1856).

Valeurs de perméabilité (K) en mD	Classification
K < 1.0	Perméabilité négligeable
1.0 < K < 10.0	Perméabilité faible
10.0 < K < 50.0	Perméabilité moyenne
50.0 < K < 100	Bonne perméabilité
100 < K < 1000	Très bonne perméabilité
K > 1000	Perméabilité excellente

III.2.4. Etude pétrographique

L'étude pétrographique a pour objectif de déterminer la composition minéralogique et texturale, ainsi que les processus diagenétiques ayant affecté les grès albo-cénomaniens et campaniens. Ce qui permettra de déterminer l'impact des processus diagenétiques sur les propriétés pétrophysiques des grès des puits analysés.

Trente-trois (33) échantillons ont été sélectionnés pour l'étude pétrographique des grès de l'Albien (puit NE-2), du Cénomaniens (NE-3) et du Campanien (NE-1). Au total 17 échantillons de grès campaniens ; 8 échantillons de grès albiens et 8 échantillons de grès cénomaniens ont été analysés. Les tableaux V, VI et VII récapitulent les profondeurs de prélèvement des échantillons étudiés.

Tableau V : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès campaniens, puits NE-1.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-1a	2530,6	NE-1j	2585,6
NE-1b	2533,3	NE-1k	2586,5
NE-1c	2547,52	NE-1l	2587,8
NE-1d	2547,5	NE-1m	2589,1
NE-1e	2547,8	NE-1n	2589,9
NE-1f	2549,65	NE-1o	2595,98
NE-1g	2552,1	NE-1p	2598,4
NE-1h	2553,3	NE-1q	2603,60
NE-1i	2555,14		

Tableau VI : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès albiens, puits NE-2.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-2a	2759,5	NE-2e	2792,9
NE-2b	2768,5	NE-2f	2795,6
NE-2c	2770,5	NE-2g	2798,5
NE-2d	2780,5	NE-2h	2800,2

Tableau VII : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès cénomaniens, puits NE-3.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-1a	2240,5	NE-1e	2344,8
NE-1b	2250,5	NE-1f	2345,7
NE-1c	2261,5	NE-1g	2347,9
NE-1d	2272,5	NE-1h	2368,5

III.2.4.1. Description pétrographique

La description pétrographique a été réalisée à partir des observations de lames minces au microscope polarisant, au microscope électronique à balayage (MEB), couplé à la spectrométrie de dispersion d'énergie (EDS) et à la diffraction des rayons X (DRX). Cette description a eu lieu au laboratoire de PETROCI en Côte d'Ivoire. La combinaison de ces quatre méthodes fournit un meilleur résultat de la composition minéralogique et texturale des grès (Fea, 2019).

La description pétrographique au microscope optique polarisant a permis de déterminer la classe des grès, la texture, le degré de compaction, la composition minéralogique, la porosité et la qualité du réservoir. A cet effet, des lames minces ont été confectionnées pour l'étude.

III.2.4.1.1. Observation au microscope

L'observation des lames minces au microscope optique polarisant a permis de déterminer, la texture, le degré de compaction, la composition minéralogique, la porosité et la qualité du réservoir.

1. Texture

Les caractéristiques texturales des grès regroupent la granulométrie, la forme des grains et l'arrangement des composantes détritiques. En effet, la granulométrie est un intervalle de diamètre fixé pour définir les différents types de roches sédimentaires. Wentworth (1922) a défini cinq classes granulométriques pour les grès : très fin (0,063 à 0,125mm), fin (0,125 à 0,250 mm), moyen (0,250 à 0,500 mm), grossier (0,5 à 1mm) et très grossier (1 à 2mm). Selon Pettijohn (1975) la forme des grains varie de l'anguleux à bien arrondis (Fig. 24).

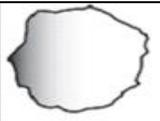
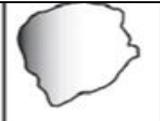
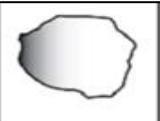
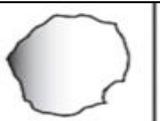
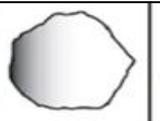
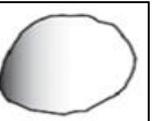
Sphéricité	Forte						
	Faible						
		0	1	2	3	4	5
		Très Anguleux	Anguleux	Subanguleux	Subarrondi	Arrondi	Très arrondi

Figure 24 : Détermination visuelle de la sphéricité et de la rondeur des grains (d'après Pettijohn, 1975).

Les types d'arrangements des grains sont : très bien trié, bien trié, modérément trié et faiblement trié (Fig. 25) (Pettijohn *et al.*, 1973).

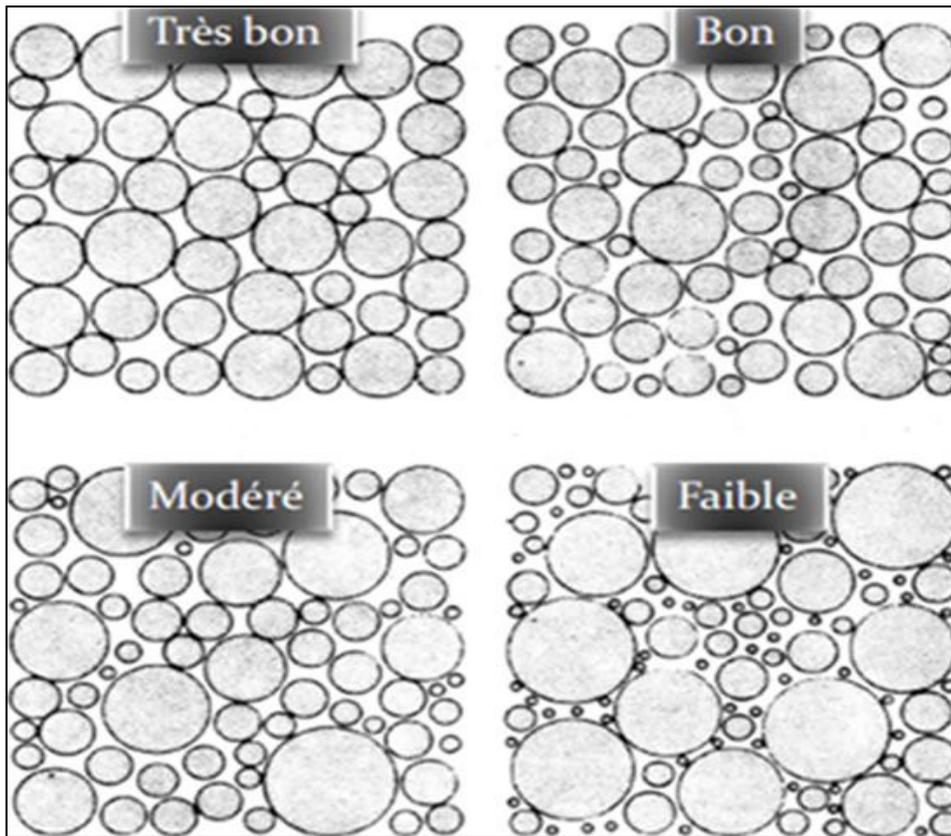


Figure 25 : Abaque d'estimation visuelle du classement des grains (Pettijohn *et al.*, 1973).

2. Types de contact entre les grains

Il s'agira de distinguer les différents types de contacts entre les grains. Les contacts ponctuels ou par points, contacts plans, concavo-convexes et contacts par sutures qui contribuent à la réduction de la porosité primaire des grès. On observe également une orientation des grains ductiles due à la compaction mécanique (Fig. 26).

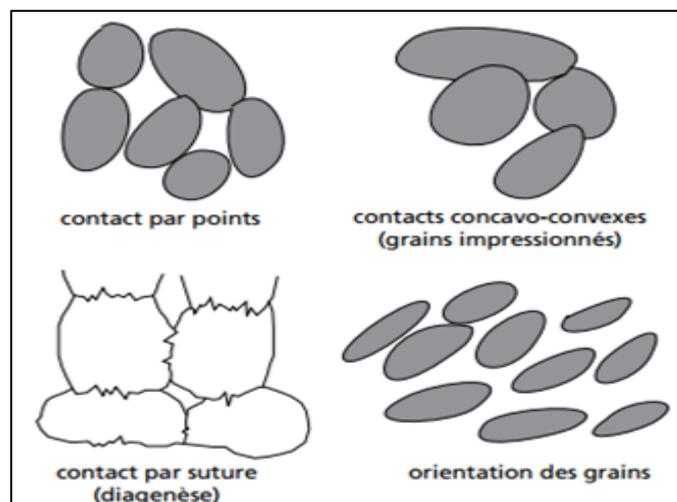


Figure 26 : Types de contacts entre les grains (Tucker, 1982).

3. Minéraux détritiques

Les minéraux détritiques tels que le quartz, le feldspath, les micas etc. ont été identifiés sur des lames minces, selon leurs propriétés optiques (forme, couleur, cassure, inclusion, relief, clivage, pléochroïsme etc.) sous lumière polarisée non analysée (LPNA) et (macles, biréfringence, extension, teinte de polarisation, etc.) sous lumière polarisée analysée (LPA).

En fonction de l'abondance des minéraux détritiques (quartz, feldspaths et fragments rocheux), des groupes lithologiques ont été formés.

4. Minéraux authigènes

Ces minéraux représentent généralement des ciments intergranulaires. Ils sont issus de plusieurs transformations diagenétiques.

Ainsi, les ciments intergranulaires sont les phases néoformées dans la porosité primaire (exemple : la chlorite, la smectite, les surcroissances de quartz, les couches mixtes illite/smectite etc... en remplissage des pores primaires). Le remplacement de grains constitue les néoformations minérales en remplacement des grains détritiques. Par exemple : la kaolinite remplace la muscovite, le remplacement de la muscovite par la sidérite etc...). Par ailleurs, le remplacement de ciments regroupe les phases néoformées en remplacement de ciments primaires (exemple : l'illite remplace la kaolinite).

Enfin, une proposition de la chronologie des modifications diagenétiques des grès analysés sera faite.

5. Porosité

Les lames minces imprégnées de résine époxy (Fig. 27A) ont été observées au microscope optique (modèle Nikon éclipse LV100) associé à une caméra CCD (modèle ProgRes C10 plus) permettant de réaliser des prises photographiques (Fig. 27B).

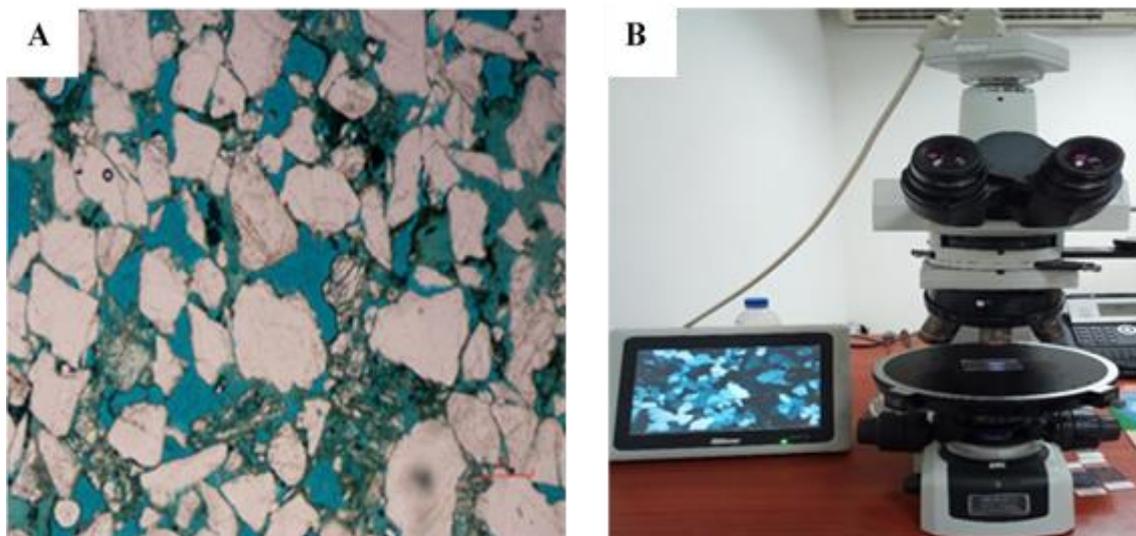


Figure 27 : (A) Microphotographie d'une lame mince et (B) Microscope polarisant couplé à une caméra pour la capture des images.

La proportion des espaces colorés en bleu par la résine (Fig. 27A) a été comptée pour estimer la porosité moyenne de la roche. Cette porosité regroupe la porosité primaire (intergranulaire) et la porosité secondaire (pores de dissolution ou microfissure). La porosité peut être en trace, négligeable, faible, très faible, assez bonne, bonne ou très bonne (Tableau VIII).

Ainsi, l'appréciation des valeurs de porosité a été basée sur la classification de porosité de Choquette et Pray (1970) (Tableau VIII).

Tableau VIII : Classification des valeurs de porosité (Choquette et Pray, 1970).

Valeurs de porosité (Φ) en %	Classification
$\Phi < 1$	Porosité en trace
$1 < \Phi < 5$	Très faible porosité
$5 < \Phi < 10$	Porosité faible
$10 < \Phi < 15$	Porosité moyenne
$15 < \Phi < 20$	Bonne porosité
$20 < \Phi < 30$	Très bonne porosité
$\Phi > 30$	Porosité excellente

6. Perméabilité

La perméabilité est l'interconnectivité entre les espaces colorés en bleu (Fig. 30A). Elle peut varier de négligeable à excellente (Tableau IV).

7. Qualité du réservoir

La qualité du réservoir a été déduite à partir des valeurs de porosité et de perméabilité. Le réservoir est considéré de bonne qualité lorsqu'il présente une bonne porosité et une perméabilité. Lorsque celles-ci sont négligeables ou faibles, le réservoir est de mauvaise qualité.

III.2.4.1.2. Comptage de point minéralogique

Pour estimer les pourcentages des minéraux et le volume des pores des grès, un total de 300 points a été compté pour chaque lame mince, en utilisant un microscope optique couplé à un ordinateur équipé du logiciel « Petrog Edit Composition-Quantitative ».

Dans cette étude, le volume poral de la lame mince est différencié en termes de porosité primaire et secondaire. Après le comptage, les données obtenues sont introduites dans « Excel ». Ce dernier a également été utilisé pour tracer la courbe de variation de la porosité et de la perméabilité des grès en fonction de la profondeur.

III.2.4.1.3. Classification des grès

La classification des grès de Dott (1964) a été utilisée dans ce travail. Cette classification est basée sur les pourcentages de quartz, de feldspaths et de fragments lithiques qui renseignent sur le type de grès. Ces minéraux sont présentés dans un diagramme ternaire ayant pour sommets le quartz, le feldspath et les fragments lithiques (Fig. 28). Cette classification distingue cinq classes de grès qui sont répartis comme suit : quartzarénite (quartz \geq à 95%), subarkose (10 à 25% de feldspath), arkose (plus de 50% de feldspath), sublitharénite (10 à 25% de lithite) et litharénite (plus de 25% de lithite).

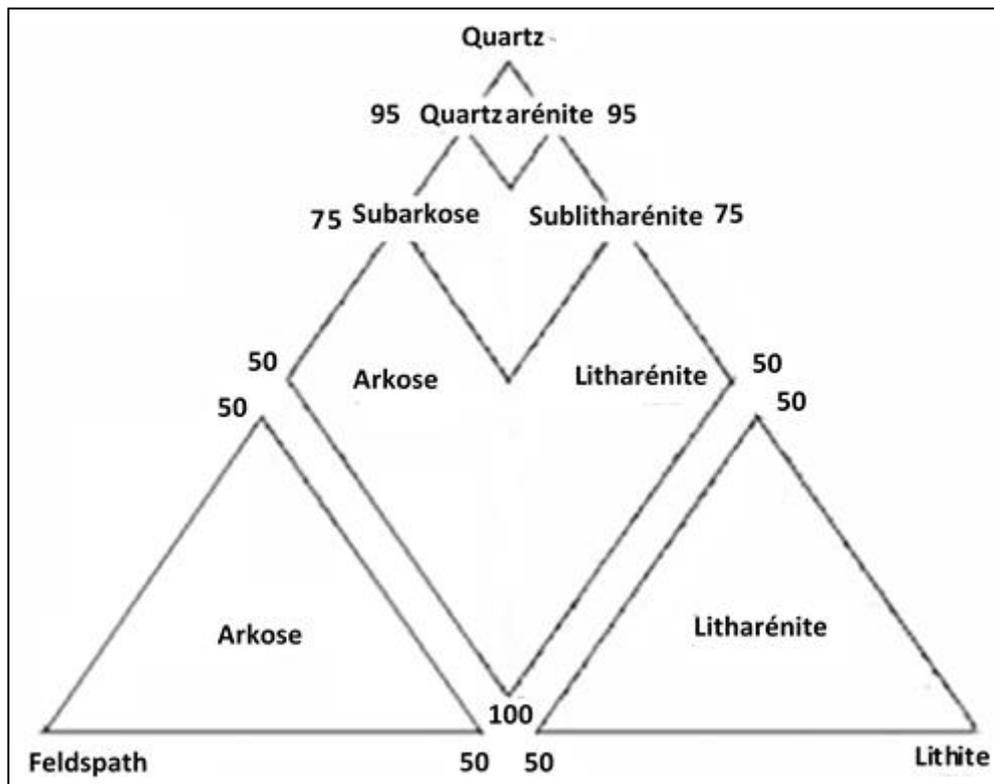


Figure 28 : Classification des grès (Dott, 1964).

Donc à partir des pourcentages des 3 espèces minérales (quartz, feldspath et fragments lithiques), on projette la proportion des différents constituants de la roche dans le diagramme ternaire de Dott (1964) pour l'identifier.

Pour préciser la nature du ciment, on utilise la classification qui donne simultanément la nature du minéral dominant et du ciment. Le nom de la roche se compose de grès suivi de la nature de l'élément dominant et du ciment (par exemple : grès arkosique, grès subarkosique).

III.2.4.2. Diffractométrie aux rayons X (DRX)

Les minéraux argileux non identifiables à la microscopie optique ont été déterminés par diffractométrie aux rayons X. C'est la méthode adaptée à l'identification de la composition minéralogique des assemblages argileux (Truche, 2010).

III.2.4.2.1. Extraction de la fraction argileuse

Deux (2) grammes par échantillons ont subi une série de traitements pour en extraire la fraction granulométrique inférieure à 2 μm (argile) afin de déterminer l'argile dominante dans la roche. En effet, on a d'abord procédé à la décarbonatation et à la destruction de la matière organique respectivement avec de l'acide chlorhydrique (HCL) et l'eau oxygénée (H_2O_2) à 10% (Fig. 18D). Ensuite, ces échantillons ont été lavés en utilisant une centrifugeuse (Fig. 18G).

Cependant, plusieurs séries de centrifugations de 10 minutes à 2000 trs/min ont été effectuées. Pour le rinçage final, une centrifugation de 40 minutes à 3000 trs/min a été nécessaire. Au terme de ces opérations, les fractions argileuses ainsi extraites de ces roches ont été conservées dans des piluliers en vue de la confection des lames orientées (Fig. 19A). Pour ce faire, les piluliers sont agités à la main afin de mettre en suspension les minéraux argileux, puis laissés décanter pendant 50 minutes. On prélève ensuite les 02 cm supérieurs à partir de la surface du liquide. La solution d'argiles ainsi prélevée est mise à sécher à l'air libre sur une lame de verre (Fig. 19B). Une fois séchée, la lame est analysée au DRX (Fig. 19F) avant d'être placée en atmosphère saturée à l'éthylène glycol en utilisant un dessiccateur couplé à une pompe et une hotte (Fig. 19D et E). Après la saturation des minéraux en 12 heures de temps, les lames sont à nouveau analysées au DRX, puis chauffées au four à 500°C (Fig. 19C) pendant 4 heures et analysées.

III.2.4.2.2. Semi-quantification des minéraux argileux

L'estimation semi-quantitative des principales espèces argileuses (illite, chlorite, smectite, kaolinite, couches mixtes ou interstratifiées) a été basée sur les travaux de Biscaye (1965). En général, l'intensité est mesurée sur le pic de référence (réflexion 001). Les facteurs de correction des intensités de Thorez (1975, 1976) ont été utilisés pour la quantification des argiles (Tableau IX).

Tableau IX : Caractérisation des principaux minéraux argileux et facteurs correctifs associés.

Minéral	Réflexion utilisée	Facteur multiplicatif
		Correctif (J. Thorez, 1975, 1976)
Illite	10 Å (EG)	1.0
Chlorite	14 Å (EG)	0.34
Vermiculite	[14 Å (EG)- 14 Å (Ch)]	0.34
Smectite	[10 Å (Ch)- 10 Å (EG)]	1.0
Kaolinite	7 Å (EG)	0.7

III.2.4.3. Observation au microscope électronique à balayage couplé à la spectrométrie de dispersion d'énergie (MEB-EDS)

Des fragments de carottes de 2 g issus de chaque échantillon ont été posés sur des plots et préalablement métallisés en or puis analysés au MEB-EDS (Fig. 20). La microscopie électronique à balayage (MEB) est une technique d'observation, permettant d'obtenir des images de la surface d'un échantillon en haute résolution.

Le grossissement du MEB est de 100 à 10 000 fois supérieurs à celui du microscope optique. La microscopie électronique à balayage (MEB) permet d'étudier la texture des éléments très petits à la surface de l'échantillon (Fea, 2019). La spectrométrie de dispersion d'énergie (EDS) donne une estimation semi-quantitative des pourcentages en poids des oxydes des éléments majeurs. Elle permet donc, d'identifier la composition chimique des éléments contenus dans les fragments des roches. L'observation au MED-EDS a permis de déterminer la microporosité intragranulaire de roche et la disposition des particules argileuses, carbonatées, siliceuses etc... dans les pores. Des microphotographies ont été prises pour illustrer les résultats obtenus.

III.2.5. Etude géochimique

La pyrolyse Rock-Eval a consisté à chauffer en programmation de température 25°C/min jusqu'à 500°C sous atmosphère inerte, environ 100 mg de roche broyée afin de déterminer quantitativement et de façon sélective les composés hydrocarbonés et oxygénés (CO₂) libérés lors de la pyrolyse de son contenu en matière organique. Les échantillons de carottes ont subi une préparation pour obtenir de bons résultats.

III.2.5.1. Préparation des échantillons pour l'analyse au Rock-Eval 6

Pour cette analyse 21 échantillons d'argilites du Campanien (Tableau X) ; 3 échantillons de l'Albien (Tableau XI) et 6 échantillons du Cénomaniens (Tableau XII) ont été lavés à l'eau distillée et séchés à la température ambiante dans un premier temps. Ensuite les échantillons ont été broyés à l'aide d'un vibro-broyeur (Fig. 21A). Cet appareil permet de minimiser les effets de matrice minérale qui peuvent survenir pendant l'analyse au Rock-Eval 6. Pour finir les échantillons traités et broyés (poudre de roche de 80 mg) ont été conservés dans des sachets mini-grip prêts pour l'analyse au Rock-Eval 6.

Tableau X : Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argilites du Campanien.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-1a	2550,26	NE-1l	2597,20
NE-1b	2554,53	NE-1m	2598,12
NE-1c	2556,36	NE-1n	2599,33
NE-1d	2559,10	NE-1o	2600,25
NE-1e	2561,84	NE-1p	2603,91
NE-1f	2564,59	NE-1q	2605,74
NE-1g	2581,96	NE-1r	2606,65
NE-1h	2584,09	NE-1s	2607,27
NE-1i	2586,84	NE-1t	2607,87
NE-1j	2596,29	NE-1u	2609,39
NE-1k	2596,90		

Tableau XI : Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argilites de l'Albien.

Échantillons	Profondeurs (m)
NE-2a	2758
NE-2b	2770
NE-2c	2782

Tableau XII : Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argilites du Cénomaniien.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-3a	2750	NE-3d	2800
NE-3b	2770	NE-3e	2820
NE-3c	2782	NE-3f	2900

III.2.5.2. Analyse au Rock-Eval 6

La pyrolyse Rock-Eval consiste à faire un chauffage en programmation de température de la matière organique et à quantifier les composés produits. Elle s'effectue en deux phases :

La première phase est celle de la pyrolyse au cours de laquelle l'échantillon est soumis à des températures croissantes de 300 à 650°C sous une atmosphère inerte, en présence d'azote. Les composés obtenus sont quantifiés par le détecteur à ionisation de flamme.

Au cours de la phase d'oxydation le résidu issu de la pyrolyse est soumis à un chauffage progressif jusqu'à la température de 850°C en présence d'air. Le CO et le CO₂ produits au cours de la pyrolyse et de l'oxydation sont enregistrés en continu par le détecteur infrarouge. A la fin de ces phases des courbes d'émission des composés issus de la pyrolyse et de l'oxydation sont obtenues. Ces courbes permettent de quantifier les paramètres suivants (Tableau XIII, XIV et XV) :

Tableau XIII : Quantification des paramètres issus de l'analyse au Rock Eval 6 des roches mères (Espitalié *et al.*, 1977).

Potentiel pétrolier	Matière organique		
	(COT)	(mg/g roche)	(mg/g roche)
	% poids	S1	S2
Pauvre	< 0,5	< 0,5	< 2,5
Moyen	0,5-1	0,5-1	2,5-5
Bon	1-2	1-2	5-10
Très bon	2-4	2-4	10-20
Excellent	> 4	> 4	> 20

Tableau XIV : Types de kérogène et les produits expulsés (modifié par Fea (2019) d'après Peters et Casa (1994) *in* Peters *et al.* (2005).

Type de kérogène	IH (mgHC/g COT)	S2/S3	Produits expulsés
I	> 600	> 15	Huile
II	300-600	10-15	Huile
II/III	200-300	5-10	Huile et Gaz
III	50-200	1-5	Gaz
IV	< 50	< 1	Rien

Tableau XV : Maturité thermique de la matière organique (modifié par Fea (2019) d'après Peters et Casa (1994) *in* Peters *et al.* (2005).

Maturité thermique	Maturation		Génération
	T max °C	Indice de production (IP)	Bitume
Immature	< 435	< 0,10	< 50
précoce	435-445	0,10 – 0,15	50 – 100
Maturité			
culminée	445-450	0,25 – 0,40	150 – 250
retardée	450-470	> 0,40	-
Post-maturité	> 470	-	-

III.2.5.3. Signification des paramètres géochimiques obtenus

COT : correspond à la teneur en carbone organique total de la roche. C'est la somme du carbone organique résiduel (S4) et du carbone organique pyrolysable (S1 + S2) exprimée en pourcentage pondéral (% poids).

S1 : représente la quantité d'hydrocarbures présents à l'état libre dans la roche, puis volatilisés quand la roche est chauffée jusqu'à 300°C, et est exprimé en mg d'hydrocarbures /g de roche (mg HC/g roche). Une roche présente un intérêt pétrolier lorsque S1 est supérieur à 1 mg HC/g roche.

S2 : représente la quantité d'hydrocarbures résiduels ou potentiels qui résulte du craquage du kérogène exprimé en mg d'hydrocarbures/g de roche (mg HC/g roche).

S3 : c'est la quantité de CO₂ issu du craquage du kérogène exprimée en mg de CO₂/g de roche (mgCO₂/g de roche).

S4 : quantité de CO₂ issu de l'oxydation du kérogène résiduel non pyrolysable, exprimée en mg de CO₂/g de roche (mgCO₂/g de roche).

Tmax : correspond à la température maximale de pyrolyse. Elle permet de déterminer la maturité thermique d'une roche. C'est la température mesurée dans le four au sommet du pic S2 ou au maximum de production des hydrocarbures. Ce paramètre est considéré si S2 est supérieur à 0,2 mg HC/g roche (Petters, 1986 *in* Fea, 2019).

IH : index d'hydrogène, correspondant à la quantité des composés hydrocarbonés potentiels exprimée en mg d'hydrocarbures/g de COT : $IH = 100 [S2/TOC]$. Les organismes marins et les algues ont des valeurs de IH supérieures à celles des organismes terrestres (Fea, 2019). Ainsi, l'index d'hydrogène permet de déterminer le type et l'origine de la matière organique présente dans les roches sédimentaires (Tableau XIV). Le rapport H/C renseigne aussi sur la qualité de la matière organique contenue dans une roche.

IO : index d'oxygène, c'est la quantité des composés oxygénés exprimée en mg de CO₂ /g de COT : $IO = 100 [S3/COT]$. Le rapport O/C renseigne également sur le type de la matière organique présente dans une roche.

IP : représente le taux de gaz, de l'huile ou de (gaz + huile) produits par la matière organique au cours de son évolution. L'index de production (IP) exprime le rapport des hydrocarbures libres aux hydrocarbures totaux : $IP = S1 / [S1+S2]$. Il augmente avec la profondeur et dépend du type de la matière organique. Il est influencé par les phénomènes de contamination et de

migration d'hydrocarbures. Les paramètres Tmax et IP permettent de caractériser la maturité thermique de la roche mère (Tableau XV).

En fin d'analyse, les résultats sont présentés sous formes de logs et diagramme géochimiques. Les logs géochimiques permettent de rendre compte de l'évolution de la matière organique avec la profondeur. Puis, de la présence de roches mères immatures ou matures. Ensuite, de la présence d'accumulation d'hydrocarbures et de la position de la zone principale d'huile.

Les diagrammes géochimiques montrent des corrélations entre l'indice d'hydrogène (IH) et l'indice d'oxygène (IO), et entre les températures maximales (Tmax) de pyrolyse et la profondeur.

En effet, le kérogène d'un échantillon est comparé à celui de trois (3) séries types de références (Fea, 2019) :

- Type I, il correspond à la série des Green River Shales (Eocène du bassin de l'Uinta, Utah aux USA). Elle est censée représenter la matière organique d'origine lacustre ou lagunaire. Cette matière organique est très aliphatique et pauvre en oxygène et caractérise un fort rapport H/C (donc un indice IH élevé) et un faible rapport O/C (indice IO faible). Le kérogène provient d'un matériel algaire ou bactérien ;
- Type II, il correspond à la série des schistes cartons du bassin de Paris (Toarcien inférieur de France). Il caractérise la matière organique d'origine marine. Celle-ci provient du phytoplancton, du zooplancton et des bactéries marines. Le kérogène est aliphatique, légèrement aromatique et enrichi en oxygène par rapport au type I. C'est la source principale de pétrole ;
- Type III : cette matière organique est aromatique et riche en oxygène. Ce type correspond aux sédiments du delta de la Mahakam (Indonésie) et du Westphalien (Carbonifère) du Nord du bassin de Paris. Il a été défini à l'origine, dans la formation Logbaba du Crétacé supérieur du Cameroun. Cette matière organique est continentale. Ce type de kérogène provient de débris de végétaux supérieurs ou de la matière organique de type II altérée. Il ne génère que peu d'huile mais peut produire du gaz lors de l'enfouissement ;
- Type IV : cette matière organique ne génère pas d'hydrocarbures (Tissot *et al.*, 1987). Il provient du kérogène résiduel ou réfractaire composé de matière organique oxydée ou resédimentée.

TROISIEME PARTIE :
RESULTATS - INTERPRETATIONS
ET DISCUSSIONS

CHAPITRE IV : CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE

Introduction

Ce chapitre décrit les caractéristiques lithologiques et paléoenvironnementales des formations géologiques étudiées.

IV.1. Description des unités lithologiques

IV.1.1. Puits NE-1

La carotte du puits NE-1 est prélevée dans la formation argilo-gréseuse d'âge campanien. Elle mesure 54,7 m de long et est située entre 2510,5 m et 2880 m de profondeur. Dans le sens de la sédimentation, cette carotte est composée de cinq unités lithologiques principales (Fig. 29, Tableau XVI) :

- unité U5 : (entre 2510,5 et 2571,8 m) : Elle est constituée de grès, d'argile, de sable et d'argile calcaire. Les grès sont blanchâtres, très fins à très grossiers, subanguleux à subarrondis, mal à modérément classés et moyennement consolidés ; le ciment est siliceux. Ils présentent une structure massive (Sm), et renferment des débris carbonés (Dc) et de la glauconite (Gl). L'argile est gris-brun, silteuse et charbonneuse. Elle passe parfois à un silt argileux, gris-brun. Les lits de charbon sont de couleur noire, à cassure conchoïdale (Fig. 29, U5) ;
- unité U4 : (entre 2571,8 et 2599,3 m) : elle se compose de grès-silteux gris, très fins et bien classés, fortement consolidés. Le ciment siliceux est localement ferrugineux. Cette unité est caractérisée par des débris carbonés (Dc), des nodules de sidérite (Ns), des galets mous d'argile (Cla) et des laminations d'argile (La) (Fig. 29, U4) ;
- unité U3 : (entre 2599,3 et 2710,4 m) : elle est essentiellement représentée par des grès gris rougeâtres, fins à très fins, subanguleux à subarrondis, très bien classés, fortement consolidés ; le ciment siliceux est localement ferrugineux. Les éléments accessoires sont des clastes, des débris carbonés (Dc) avec de très petits nodules de pyrite. Les structures sédimentaires comprennent des stratifications en mamelons (HCS), des laminations horizontales (Lh) et entrecoupées (Le), de lentille de sable (Ls) et de lamination de sidérite (Ls) (Fig. 29, U3) ;
- unité U2 : (entre 2710,4 et 2785,8 m) : Elle est constituée d'argile interlaminée par des sables à grains fins à très fins et des silts, fortement consolidés de ciments parfois

calcaire et sidéritique. Des couches épaisses d'argile (A), reposant sur des grains de sables fins à très fins ou des silts avec des laminations parallèles (Lp) ont été identifiées sur la microphotographie de carotte U2 (Fig. 29, U2) ;

- unité U1 : (entre 2785,8 et 2880 m) : est essentiellement composée de grès interlaminés d'argiles et de bancs minces d'argiles calcaires. Le grès est gris clair, fins à très fins, subanguleux à subarrondis, bien classés, fortement consolidés de ciment calcaire. L'argile est gris-noir à noir, silteuse et micacée, elle contient de la pyrite, de la glauconie et des fragments coquilliers en traces. Les structures sédimentaires observées sont des clastes, des débris carbonés (Dc), de drapages argileux ou « flaser bedding » et de lamination ondulée (Lo) (Fig. 29, U1).

Ces unités ont été définies sur la base de variation de faciès.

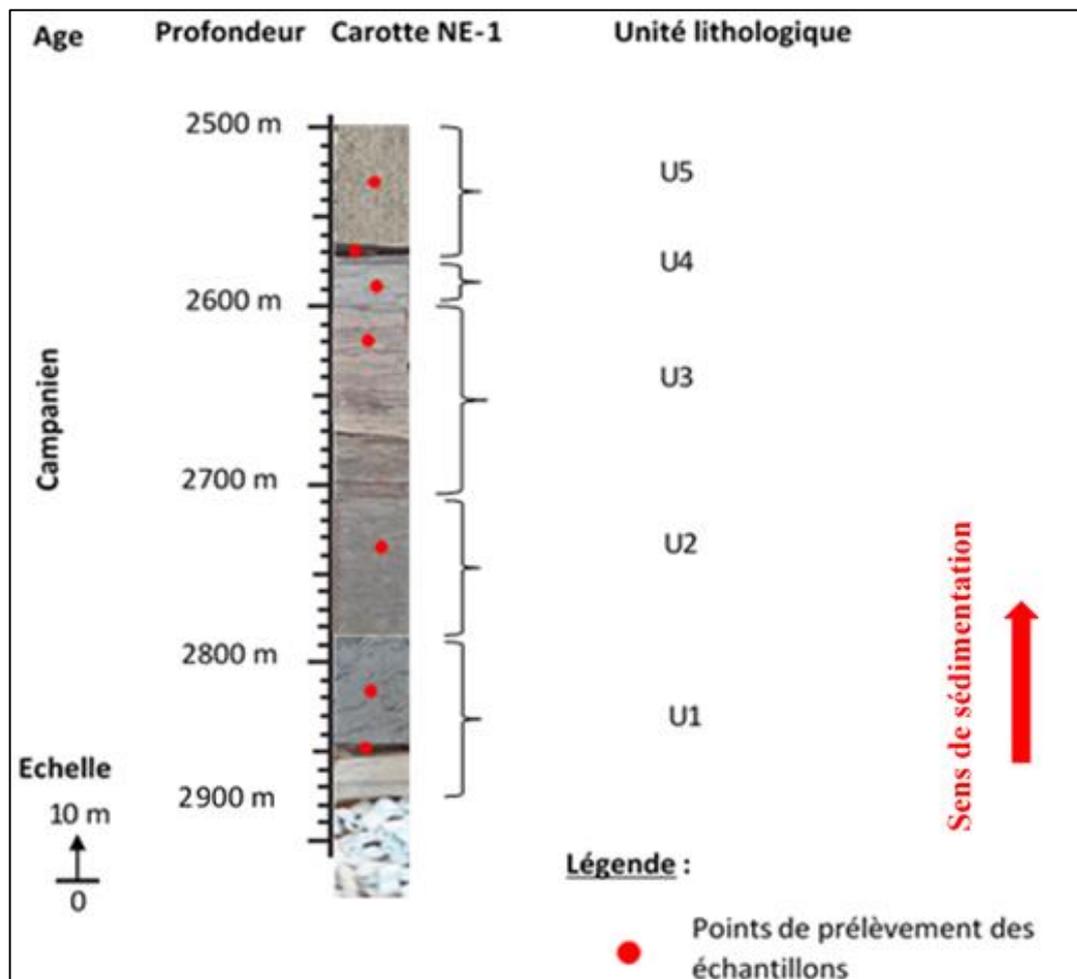
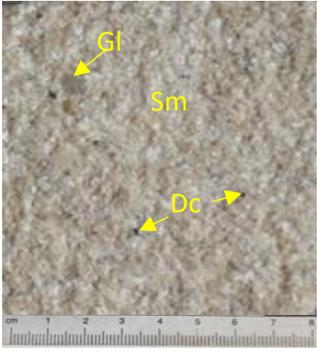
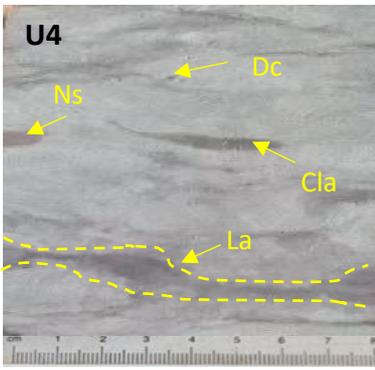
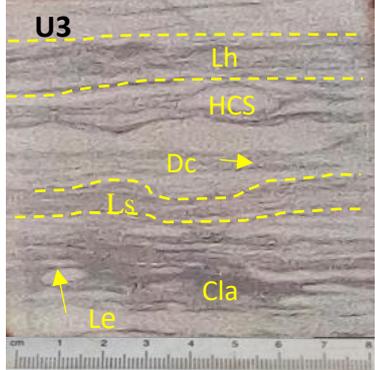
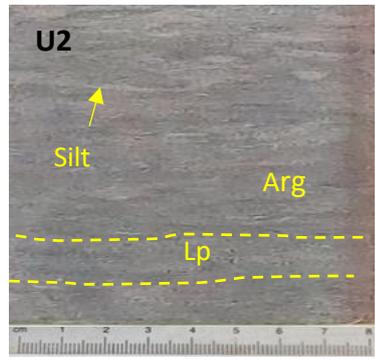
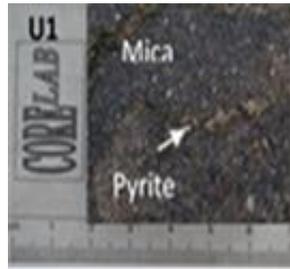
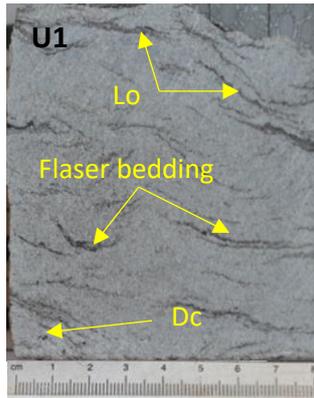


Figure 29 : Log synthétique de la carotte NE-1 du bassin de Termit.

Tableau XVI : Inventaire récapitulatif des éléments accessoires et structures sédimentaires du puits NE-1.

Photo d'une section de carotte NE-1	Éléments accessoires et structures sédimentaires
	<p>Présence des débris carbonés (Dc) et de la glauconite (Gl) ; structure massive (Sm).</p>
	<p>Présence des débris carbonés (Dc) ; de nodules de sidérite (Ns) ; des galets mous d'argile (Cla) ; lamination d'argile (La).</p>
	<p>Clastes de débris carbonés (Dc) avec de très petits nodules de pyrite ; stratifications en mamelons (HCS) ; laminations horizontales (Lh) et entrecoupées (Le) ; lentilles de sable (Ls) ; laminations de sidérite (Ls).</p>
	<p>Des couches épaisses d'argile (A) ; reposant sur des grains des sables fins à très fins ou des silts avec des laminations parallèles (Lp).</p>



Présence de clastes de débris carbonés (Dc) ; drapages argileux ou « flaser bedding » ; lamination ondulée (Lo).

IV.1.2. Puits NE-2

La carotte du puits NE-2 est prélevée dans une formation géologique d'âge albien. Elle a 18,6 m de long et est située entre 2500 - 2900 m. Dans le sens de la sédimentation, cette carotte est composée de trois principales unités lithologiques (Fig. 30, Tableau XVII) :

- unité U3 : (entre 2500 et 2755,6 m) : représentée par des grès intercalés d'argiles et d'argiles calcaires. Les grès sont gris clair, très fins à très grossiers, subanguleux à subarrondis, très mal classés, fortement consolidés de ciment siliceux. Ces grès ont une structure massive (Sm) et présentent des laminations obliques (Lob) et horizontales (Lh) d'argiles (Fig. 30, U3) ;
- unité U2 : (entre 2755,6 et 2820,2 m) : constituée d'argiles interlaminées de grès. Ces derniers sont gris, très fins à fins, subanguleux à subarrondis, mal classés, fortement consolidés de ciment siliceux. Ils présentent une structure massive (Sm) et de lamination horizontale (Lh) d'argiles (Fig. 30, U2) ;
- unité U1 : (entre 2820,2 et 2900 m) : les grès de cette unité sont gris marron, moyens à grossiers, subarrondis, bien classés, modérément consolidés de ciment siliceux. Ils présentent une structure massive (Sm) (Fig. 30, U2).

Ces unités ont été définies sur la base de variation de faciès.

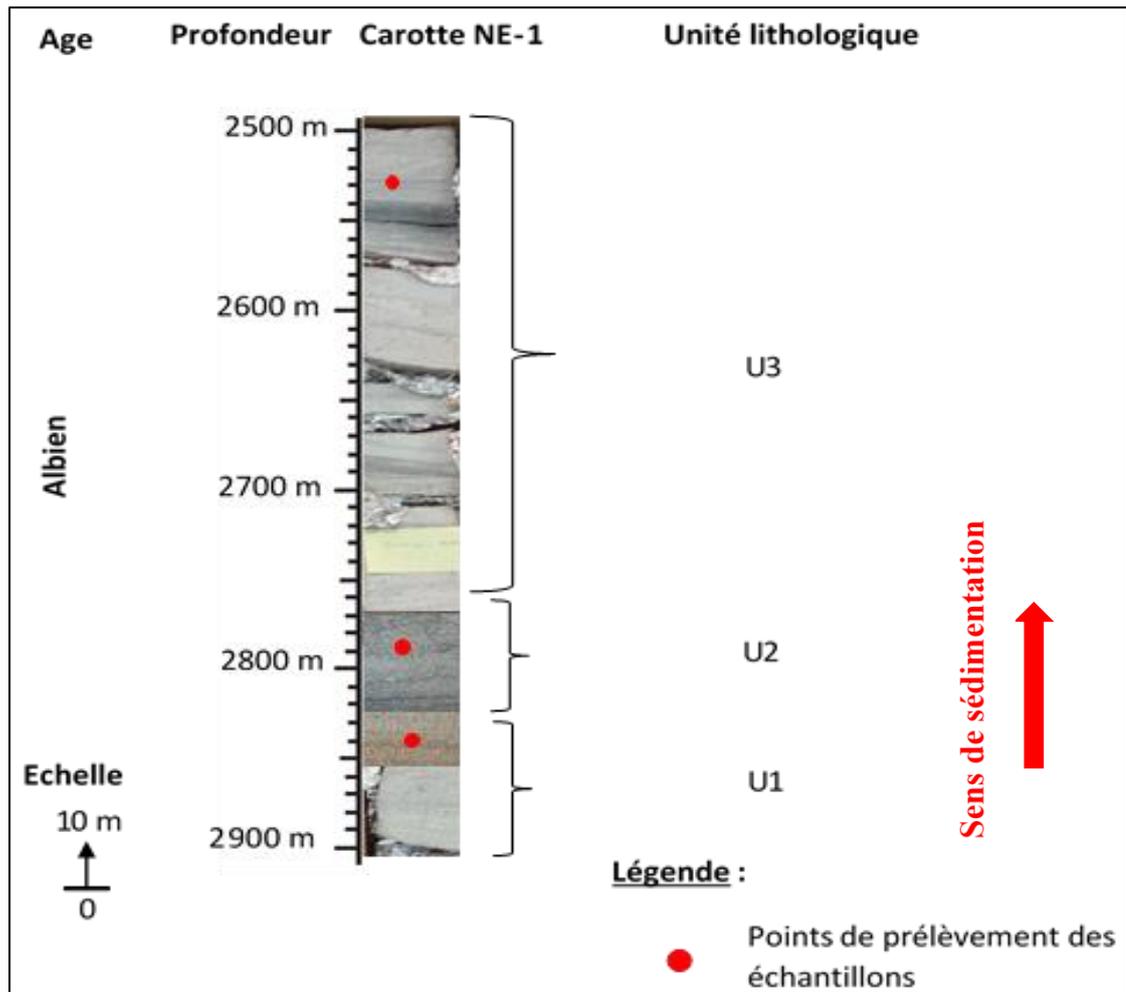
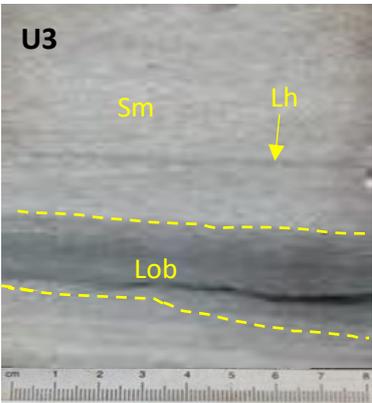
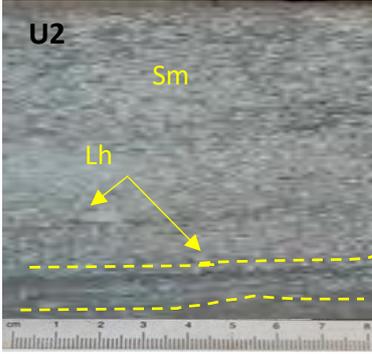


Figure 30 : Log synthétique de la carotte NE-2 du bassin de Termit.

Tableau XVII : Inventaire récapitulatif des éléments accessoires et structures sédimentaires du puits NE-2.

Photo d'une section de carotte NE-2	Unité	Éléments accessoires et structures sédimentaires
	U3	Laminations obliques (Lob) ; horizontales (Lh) d'argiles ; structure massive (Sm).
	U2	Laminations horizontales (Lh) d'argiles ; structure massive (Sm).
	U1	Structure massive (Sm).

IV.1.3. Puits NE-3

La carotte NE-3 est prélevée dans des formations d'âge céno-manien du Crétacé supérieur. Elle a 12,4 m de long et est située entre 2233,3 et 2505,2 m de profondeur. Dans le sens de la sédimentation, cette carotte est composée également de trois (3) unités lithologiques (Fig. 31, Tableau XVIII) :

- unité U3 : (entre 2233,3 et 2345,7 m) : c'est une unité gréseuse interlaminaire d'argiles et d'argiles calcaires. Les grès sont sombres, fins à très fins, subarrondis, bien classés, fortement consolidés. Le ciment est siliceux et localement ferrugineux. Ces grès silteux présentent une structure massive (Sm), des galets mous d'argiles (Cla) et de la pyrite (Py). L'argile est gris foncé à gris noir, assez dure, massive parfois silteuse (Fig. 31, U3) ;
- unité U2 : (entre 2345,7 et 2447,9 m) : elle est représentée par des grès, des argiles et des silts. Les silts sont gris, durs, légèrement argilo-calcaires. Les grès sont incolores, quartzeux, très fins à très grossiers, compacts, à grain anguleux à subarrondi, souvent argilo-calcaires avec des débris carbonés et de pyrite (Fig. 31, U2) ;
- unité U1 : (entre 2447,9 et 2505,2 m) : elle est constituée de grès grisâtres, massifs, très fins à grossiers, arrondis, mal classés, fortement consolidés de ciments calcaire et intercalés d'argiles. L'argile est gris foncé à gris noir, assez dure et massive (Fig. 31, U1).

Ces unités ont été définies sur la base de variation de faciès.

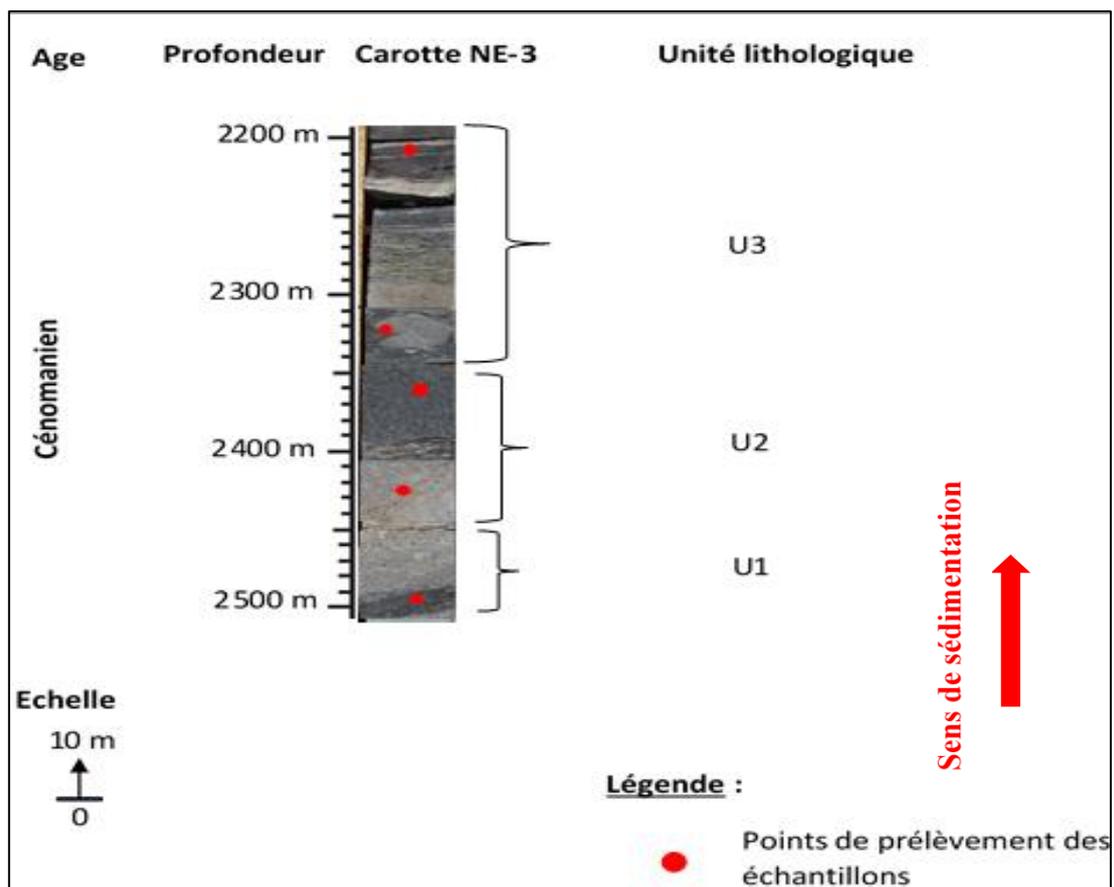
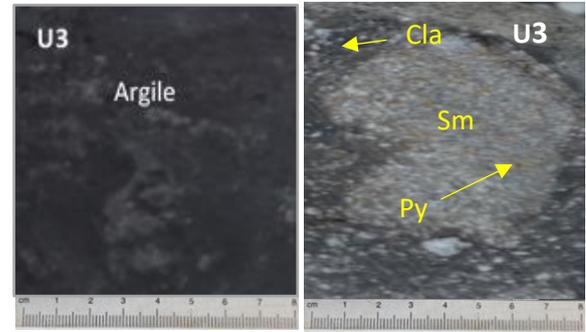
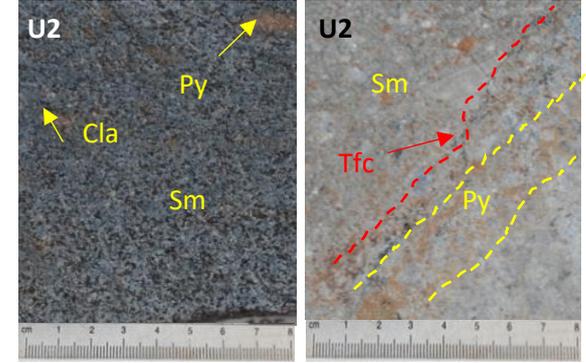
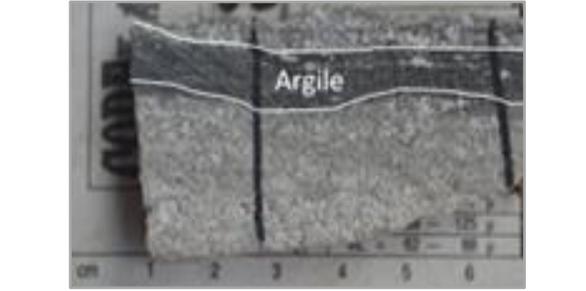


Figure 31 : Log synthétique de la carotte NE-3 du bassin de Termit.

Tableau XVIII : Inventaire récapitulatif des éléments accessoires et structures sédimentaires de grès du puits NE-3.

Photo d'une section de carotte NE-3	Éléments accessoires et structures sédimentaires
	<p>Présence de galets mous d'argiles (Cla) et de pyrite (Py) avec une structure massive (Sm).</p>
	<p>Présence des traces de débris carbonés (Tfc) ; de galets mous d'argile ; de laminations de pyrite (Py) avec structure massive (Sm).</p>
	<p>Présence de lamination d'argile avec structure massive (Sm).</p>

IV.2. Paléoenvironnements des dépôts sédimentaires des puits étudiés

Les différentes structures sédimentaires et éléments accessoires, ont permis d'identifier les milieux de dépôts des formations étudiées.

IV.2.1. Puits NE-1

Dans le sens de la sédimentation, les environnements de dépôts déterminés par la présence des éléments accessoires et des structures sédimentaires observées sur les carottes des différentes unités (U5 à U1) lithologiques dans le puits NE-1 sont les suivants :

- unité U5 : cette unité lithologique est constituée de grès massifs. Elle est caractérisée par la présence de débris carbonés et de la glauconite. En effet, l'association de débris carbonés avec la glauconite dans une unité lithologique indique un milieu marin peu profond. En outre, les grès à structures massives proviennent généralement des dépôts de sables par les courants hyperpicnaux des crues fluviales et les courants turbiditiques subaquatiques. Par conséquent, l'unité U5 peut être considérée comme, sédimentée dans un environnement côtier sous influence marine peu profonde ;

- unité U4 : est marquée par la présence de débris carbonés, de nodules de sidérite et des clastes d'argile, avec des laminations d'argile. Ces éléments réunis au sein d'un même faciès indiquent un milieu marin réducteur. Par ailleurs, la présence de laminations d'argiles et de débris carbonés est caractéristique des dépôts des sables sous l'action des vagues et des argiles lorsque le courant est faible. Donc, l'unité U4 est probablement déposée dans un milieu prodelta ;

- unité U3 : elle est caractérisée par une variété de laminations : les laminations horizontales et entrecoupées indiquent un milieu supratidal. Aussi, les stratifications en mamelons (HCS) « Hummocky Cross Stratification » montrent-elles une forte énergie de type tempête ont également affirmé que la présence des structures en HCS suggère un milieu marin peu profond avec des tempêtes périodiques. L'unité lithologique U3 varie probablement d'un milieu supratidal à marin peu profond ;

- unité U2 : cette lithologie présente des couches épaisses d'argile, reposant sur des bancs de sables à grains très fins à fins ou de silts avec des laminations parallèles. Cela peut être caractéristique des dépôts intertidaux à marins peu profonds. En effet, les faciès argileux interlaminés de grès à grains très fins à fins et des silts sont caractéristiques des dépôts par suspension ou floculation. En outre, ces interlaminations traduisent une mise en place des sédiments par de brusques dépôts avec une densité d'énergie décroissante. Ces différentes caractéristiques évoquent une faible énergie en milieu intertidal ou marin peu profond à forte salinité. L'unité U2 a pu se déposer en milieu intertidal ;

- unité U1 : présente de clastes de débris carbonés, de drapages argileux ou flaser bedding et de lamination ondulée. En effet, la présence des clastes de débris carbonés et de drapages argileux

indique un dépôt sous l'action des vagues et des courants des marées. Les drapages d'argiles se forment généralement dans des environnements des dépôts où les conditions d'écoulement dynamique sont sous l'influence des vagues, alternant avec des périodes de calme. Les milieux les plus favorables à la formation de telles structures sont les milieux subtidaux et intertidaux. Par conséquent, l'unité U1 peut représenter des milieux subtidaux et intertidaux.

IV.2.2. Puits NE-2

Les environnements des dépôts mis en évidence par la présence des éléments accessoires et structures sédimentaires observées sur les carottes de trois (3) unités lithologiques dans le puits NE-2 sont :

- unité U3 : cette lithologie montre des laminations obliques et horizontales d'argiles, avec une structure massive. La présence des stratifications obliques correspond au transport d'un sable par saltation et roulement en milieu moyennement agité suite à l'action des vagues. Ce phénomène est le plus souvent rencontré dans les faciès de plage et dans les talus deltaïques. L'environnement de dépôt probable de l'unité U3 serait un chenal du front deltaïque ;
- unité U2 : est caractérisée par des laminations horizontales d'argiles avec une structure massive. En effet, les grès à structure massive proviennent des dépôts de sables par les courants hyperpicnaux des crues fluviales et les courants turbiditiques subaquatiques. De plus, les laminations horizontales indiquent un milieu supratidal. Ainsi donc, l'environnement de dépôt probable de cette unité lithologique pourrait être un chenal du front deltaïque. L'unité U2 peut être aussi considérée comme un faciès fluviale à remplissage de chenaux ;
- unité U1 : ce faciès gréseux, à structure massive, pourrait être un front de delta proximal issu des dépôts des sables sous l'action de courant turbiditique de forte densité. Ainsi, les grès à structure massive indiquent généralement le domaine fluviale dont les chenaux sont à faible sinuosité. Ceci indique que l'unité U1 du puits NE-2 peut être un milieu deltaïque et proximal (plus proche de la source).

IV.2.3. Puits NE-3

Les trois unités lithologiques de carottes du puits NE-3 présentent une structure massive. Des minéraux accessoires telles que la pyrite ont été observés dans toutes ces unités lithologiques. En effet, la présence de pyrite dans les roches est caractéristique d'un environnement anoxique. Ainsi, la carotte du puits NE-3 peut être formée en milieu anoxique.

IV.4. Discussion

Les structures sédimentaires et les éléments accessoires identifiés dans les trois puits du bassin de Termit caractérisent un dépôt marin peu profond et côtier.

Ainsi, les grès massifs sont des dépôts de courants hyperpycnaux résultant de crues fluviales de haute énergie (Coleman et Prior, 1982). La présence des stratifications en mamelons « Hummocky Cross Stratification » et en creux « Swaly Cross Stratification » (HCS, SCS, unité U3, Tableau XVI) indique un dépôt de forte énergie de type tempête (Ghenim, 2012). D'après Cojan et Renard (2008) la présence des (HCS, SCS) témoigne un remaniement périodique des sédiments par les tempêtes en domaine marin peu profond. Les grès à stratifications entrecroisées (unité U3, Tableau XVI) sont des sédiments transportés par traction dans un milieu de moyenne à forte énergie et déposés dans des chenaux sous l'action de la mer (Fea, 2019). Ils peuvent aussi être associés aux grès à laminations ondulées (unité U1, Tableau XVI) dans un milieu de faible énergie (Miall, 1977).

Les argiles à lentilles de sable et à laminations de sable argileux (unité U2 ; Tableau XVI) indiquent des sédiments déposés par un courant fluvial de moyenne à faible énergie dans un front deltaïque distal (Fea, 2019). D'après cet auteur, les drapages argileux « flaser bedding » indique un dépôt sous l'action des vagues et des courants de marées. En effet, les environnements les plus favorables à la formation des drapages argileux sont les milieux subtidaux et intertidaux (Boualem, 2015). Les laminations parallèles (Unité 2, Tableau XVII) sont caractéristiques des dépôts sous des courants de turbidité de faible densité (Ghibaudo, 1992).

Dans nos travaux l'association des débris carbonés avec la glauconite (unité U5, Tableau XVI) dans une unité lithologique indique un milieu marin peu profond, comme décrite par Egoran (2017). La présence des nodules de sidérite (unité U4 ;Tableau XVI) est également caractéristique d'un milieu marin peu profond (Worden et Burley, 2003). La pyrite (unité U3, Tableau XVIII) caractérise un environnement anoxique (Egoran, 2017).

L'ensemble des données sédimentaires découlant de ces résultats révèle que les formations étudiées seraient caractéristiques d'un apport fluvial dans un milieu marin peu profond, conformément aux travaux de Bang Liu *et al.* (2017). Ces auteurs ont également souligné la présence d'un environnement faiblement à modérément salin avec des conditions allant d'oxique à anoxique dans la formation de Yogou d'âge santonien-campanien. Cet environnement a été indiqué initialement par Harouna et Philp (2012). Dans la formation de

Donga d'âge cénomanien-coniacien, Bang Liu *et al.* (2017) ont indiqué un environnement modérément salin avec des conditions suboxiques à relativement anoxiques. Fu *et al.* (2013) ont aussi affirmé que les grès réservoirs de la formation de Yogou se sont déposés dans un environnement marin.

Les travaux de recherche pétrolière, caractérisant les grès albiens qui correspondent aux échantillons de grès du puits NE-3 ont été réalisés dans le bassin de Termit en 1982 par Esso Exploration et Production Niger Inc. Cette dernière a affirmé que les formations gréseuses d'âge albien étaient déposées soit dans un environnement marin peu profond, soit dans un milieu deltaïque. Les résultats de ce travail montrent que les grès albiens ont été déposés dans des environnements de dépôts fluviaux à remplissage de chenaux et deltaïque.

Conclusion partielle

Les analyses sédimentologiques des carottes des trois (3) puits du bassin sédimentaire de Termit ont mis en évidence trois principaux faciès dans les intervalles albiens, cénomaniens et campaniens : les grès, les sables argileux et les argiles.

Les éléments accessoires sont composés de débris carbonés, de la glauconite, de la sidérite et de la pyrite. Les structures sédimentaires sont caractérisées par des laminations parallèles, ondulées, entrecoupées et obliques, des laminations de sidérite, des drapages d'argiles, des stratifications en mamelons (HCS) et des lentilles de sable.

Les résultats de l'analyse des structures sédimentaires, combinés à ceux de l'étude des éléments accessoires, ont montré plusieurs types d'environnements : chenaux du front deltaïque, zone subtidale, zone intertidale et prodelta.

Les chenaux du front deltaïque sont constitués de faciès de grès massif. Ce dernier renferme des débris carbonés, mais ne possède pas des structures sédimentaires internes. Il est généralement mis en place par les courants hyperpycniaux lors des crues fluviales et des courants turbiditiques de haute densité.

La zone subtidale est uniquement composée de faciès de grès à laminations ondulées issus des courants de marée. Les structures sédimentaires sont principalement les drapages argileux (flaser bedding). Les éléments accessoires sont des débris carbonés.

La zone intertidale est constituée de faciès de grès à laminations ondulées et d'argile. Ces faciès sont probablement mis en place par les courants de marée sous l'influence des courants de vagues. Les structures sédimentaires sont caractérisées par des drapages argileux, des laminations ondulées, des lentilles de sable et des galets mous d'argile. Les éléments accessoires sont constitués des débris carbonés et des petits nodules de sidérite.

Le prodelta est composé d'une succession de faciès de grès fin, de sables argileux et d'argiles. Ces faciès sont mis en place par des courants de turbidité de faible densité, des suspensions influencées par des courants de marée, des courants de vague et de houle. Les structures sédimentaires sont caractérisées par les laminations ondulées, les structures entrecroisées, en mamelons (HCS) et en creux (SCS). Les éléments accessoires sont marqués par des débris carbonés et des petits nodules de sidérite.

Les formations albiennes et cénomaniennes renferment deux types de faciès (grès et argile). La formation campanienne renferme trois types de faciès (les grès, les sables argileux et les

argiles). L'Albien est caractérisé par les environnements de chenaux du front deltaïque, du front de delta proximal et fluvial à remplissage de chenaux. Le Cénomaniens est caractérisé par l'environnement anoxique. Le Campanien est dominé par les environnements subtidaux, intertidaux et prodelta.

CHAPITRE V : CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET PETROPHYSIQUE DES GRES

Introduction

Ce chapitre a pour but de répertorier les facteurs sédimentaires et diagenétiques à l'origine des variations de la porosité et de la perméabilité des grès d'âges albo-cénomaniens et campaniens du bassin de Termit. La chronologie des processus diagenétiques de ces grès a été proposée.

V.1. Caractérisation pétrographique

V.1.1. Puits NE-1

V.1.1.1. Aspect général de la texture des grès du Campanien

Les grès du Campanien renferment des éléments détritiques et authigènes dans une matrice siliceuse, argileuse et calcaire, parfois avec des microfissures (Fig. 32, 33, 37, 38 et 39). Les grains détritiques sont jointifs, ils présentent différents types de contacts (ponctuels, plans, concavo-convexes et suturés). Ces grains varient de mal à bien triés.

En fonction de l'abondance des minéraux détritiques (quartz, feldspaths et fragments lithiques), les grès campaniens sont répartis en trois (3) groupes :

❖ Groupe 1

Les grès campaniens du groupe 1 (Tableau XIX) sont majoritairement composés de quartz (43,7 à 73,3 %), suivi de feldspaths (8,2 %), des fragments lithiques et des micas respectivement (1,6 %) et (1,5 %) (Tableau XX). Ces minéraux sont très fins à grossiers et anguleux à arrondis. La taille moyenne des grains varie de fine à grossière (Fig. 32 et 33). Ainsi, les grès campaniens, groupe 1 sont plus riches en quartz monocristallin (42,7 à 63 %) (Tableau XX) et moyennement à bien classés (Fig. 32 et 33).

Tableau XIX : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès campaniens, groupe 1.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-1a	2530,6	NE-1j	2585,6
NE-1b	2533,3	NE-1k	2586,5
NE-1d	2547,5	NE-1l	2587,8
NE-1e	2547,8	NE-1m	2589,1
NE-1g	2552,1	NE-1n	2589,9
NE-1h	2553,3	NE-1p	2598,4

Le tableau XX présente les résultats pétrographiques (données obtenues au comptage de points) des grès campaniens, groupe 1.

Tableau XX : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès campaniens, groupe 1.

Puits	NE-1		
Age	Campanien		
Profondeur (m)	2530,6 à 2598,4 m		
Nombre d'échantillons	N = 12		
	Valeur en (%)		
	Minimale	Maximale	Moyenne
Minéraux détritiques			
Quartz monocristallin	42,7	63,0	52,9
Quartz polycristallin	1,0	10,3	5,7
Quartz total	43,7	73,3	58,5
Feldspaths	0,3	7,6	4,0
Micas	0,0	3,3	1,7
Argiles détritiques	0,0	4,7	2,4
Minéraux authigènes			
Argiles	3,7	18,3	11
Calcite	0,0	40,3	20,2
Sidérite	0,7	19,7	10,2
Surcroissance de quartz	0,0	2,6	1,3
Pyrite	0,0	2,7	1,4
Porosité			
Primaire	5,3	26,3	15,8
Secondaire	1,0	7,0	4

Les figures 32 à 36 présentent la composition minéralogique et texturale des grès campaniens, groupe 1.

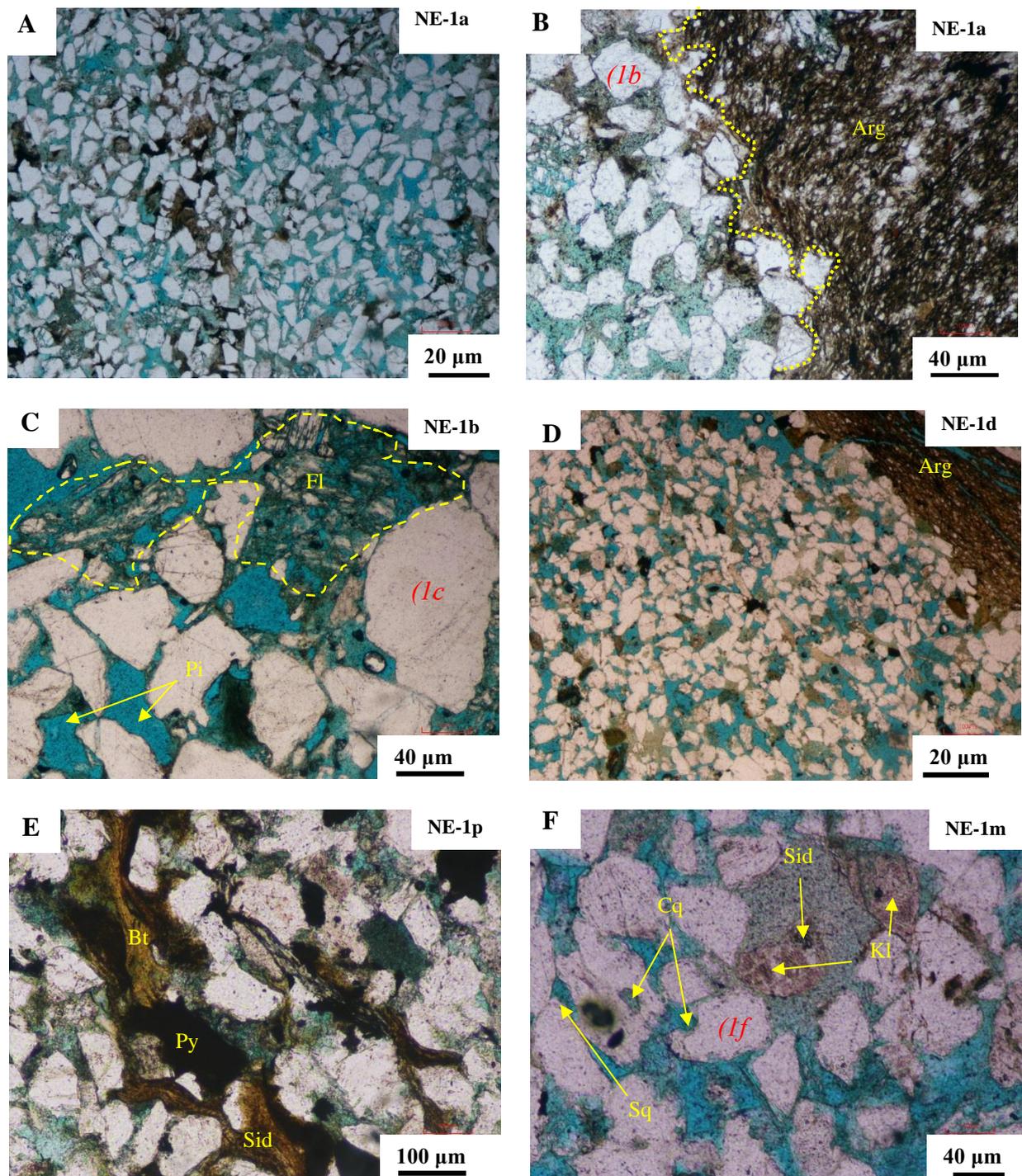


Figure 32 : Microphotographie des lames minces en LPNA des grès campaniens, groupe 1. **A** : Cristaux de quartz monocristallin et polycristallin avec des pores intergranulaires ; **B** : Cristaux de quartz (**1b**), mitoyen à un claste d'argile silteuse (Arg) ; **C** : Cristaux de quartz (**1c**) avec des cristaux de feldspaths fissurés (**1c**) et en voie de dissolution (Fl) ; **D** : Cristaux de quartz avec de fines excroissances, des feldspaths en voie de dissolution, de la biotite altérée et de l'argile microfissurée (Arg) ; **E** : Biotites (Bt) ayant subi une déformation ductile et dont l'altération

donne la sidérite (Sid) ; **F** : Cristaux de quartz corrodés (*If*) avec de fines excroissances (Sq), des feldspaths altérés et remplacés par la kaolinite (Kl).

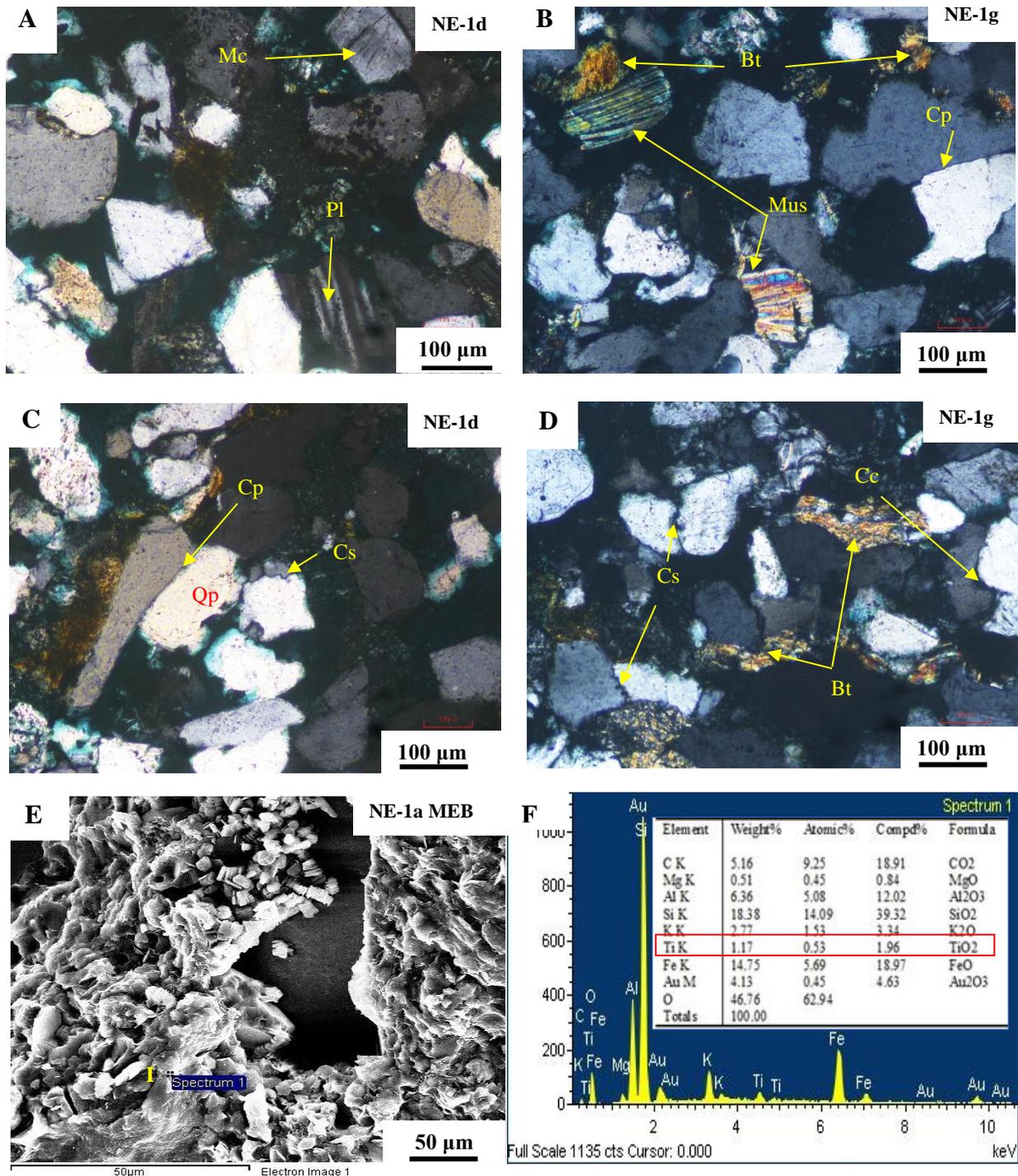


Figure 33 : Microphotographie MEB-EDS et lame mince en LPA des grès campaniens, groupe 1. **A** : Cristaux de quartz et de feldspaths (Pl) (plagioclases (Pl) caractérisés par les macles polysynthétiques de l'albite et le microcline (Mc) mises en évidence par une macle quadrillée) ; **B** : Cristaux de quartz polycristallins (contacts plans (Cp)), avec des micas (muscovite (Mus) et biotite (Bt)) altérés ; **C** : Cristaux de quartz polycristallins (Cp) présentant des contacts

suturés (Cs) et plans (Cp) ; **D** : Cristaux de quartz polycristallins (Qp) présentant des contacts suturés (Cs) et concavo-convexes (Cc), avec de la biotite (Bt) allongée, remplissant des pores intergranulaires ; **E-F** : Spectre EDS de l'argile détritique (I).

Les microphotographies MEB-EDS et lames minces en LPNA et LPA des grès campaniens, groupe 1 (Fig. 32 et 33) montrent les composants suivants :

1. Minéraux détritiques

Ils sont principalement composés de quartz monocristallin (42,7 à 63 %), très fin à grossier, subanguleux à subarrondi et de quartz polycristallin (3,4 %) mineur (Tableau XX). Il apparaît sur les figures 32 et 33, à extinction droite ou roulante, comme un cristal clair et incolore avec une faible biréfringence et un faible indice de réfraction (Kerr, 1977). Les quartz polycristallins présentent des contacts plans, concavo-convexes et suturés (Fig. 33C et **D**). Certains grains de quartz présentent des bordures en golfe (Fig. 32F-**If**) qui marquent la dissolution ou la corrosion de quartz.

Les feldspaths sont assez fréquents, représentant environ 8,2 % de la fraction détritique (Tableau XX). Les grains de feldspaths sont également fins à grossiers et subanguleux à anguleux. Ils sont principalement caractérisés par les plagioclases et le microcline. Ainsi, les plagioclases sont caractérisés par des macles polysynthétiques ou macles de l'albite (Fig. 33A). Le microcline présente une macle quadrillé (Fig. 33A) (Fea, 2019). L'altération des feldspaths conduit soit au développement des pores secondaires (Fig. 32C), soit à la formation de la kaolinite (Fig. 32F).

Les micas (0 à 3,3 % ; Tableau XX) se présentent sous forme de paillettes allongées. Ils sont constitués de biotite et de muscovite. Ces micas sont allongés et orientés dans une direction préférentielle et forment des laminations. L'altération de la biotite conduit généralement à la formation de la sidérite (Fig. 32E).

L'argile détritique est présente dans la plupart des grès campaniens, avec une abondance relative de 0 à 4,7 % (Tableau XX). Cette argile se présente souvent en clastes, dont certains sont microfissurés (Fig. 32B et **D**). Elle s'est présentée également sous forme de flocons de l'illite (Fig. 33E). En effet, le spectre EDS de cristaux de ces flocons donne la composition des éléments chimiques suivants : Si (39,32 %), Al (12,02 %), Mg (0,84 %), K (3,34 %), Fe (18,97 %) et Ti (1,96 %). D'après Welton (1984), c'est la composition de l'illite authigène, à l'exception de la présence de Ti, indiquant une origine détritique.

2. Minéraux authigènes

Les minéraux authigènes sont principalement constitués de la sidérite, de la pyrite (Fig. 34), des lisérés de surcroissance de quartz (Fig. 32F), ainsi que des minéraux d'argiles notamment la kaolinite, l'illite, la chlorite, la smectite, la glauconite et les interstratifiés illite/chlorite et illite/smectite (Tableau XX, Fig. 35 et 36).

La proportion de la sidérite varie de 0,7 à 19,7 % (Tableau XX). Elle se présente avec une couleur brunâtre pâle en lumière polarisée non analysée (LPNA) (Fig. 32E) (Paredes *et al.*, 2018). La sidérite se présente sous forme de ciment en remplissage des pores primaires (Fig. 32E).

La sidérite a aussi été mise en évidence au MEB-EDS par sa composition en Si (9,81 %), Al (6,91 %), Mg (3,31 %), Ca (1,59 %), Mn (1,12 %) et Fe (43,81 %) (Fig. 34A). D'après Welton (1984) c'est la composition typique de la sidérite. Dans les grès campaniens du groupe 1, la sidérite provient généralement de l'altération de la biotite. La précipitation de sidérite à partir du mica a également été mise en évidence par Ehrenberg (1997) dans les grès micacés de Statfjord Satellite en mer du Nord.

Les minéraux opaques sont dominés par les sulfures de fer tels que la pyrite (Fig. 32E) accompagnée de rares cristaux d'hématite, comme il a été démontré dans les grès de la Formation supérieure d'Abu Gabra du sous-bassin de Fula (Soudan) par Makeen *et al.* (2016).

La pyrite se présente au MEB sous forme framboïdes et subcubiques (Fig. 34B). Ainsi, le spectre EDS de ces cristaux montre la composition suivante : C (33,66 %), Si (1,01 %), Al (0,36 %), S (45,32 %) et Fe (15,63 %), comme il a été rapporté par Welton (1984) dans l'Atlas Chevron.

Les surcroissances de quartz (0 à 2,63 %) sont mineures (Tableau XX). Elles sont marquées par les lisérés d'accroissement sur les grains détritiques de quartz (Fig. 32F).

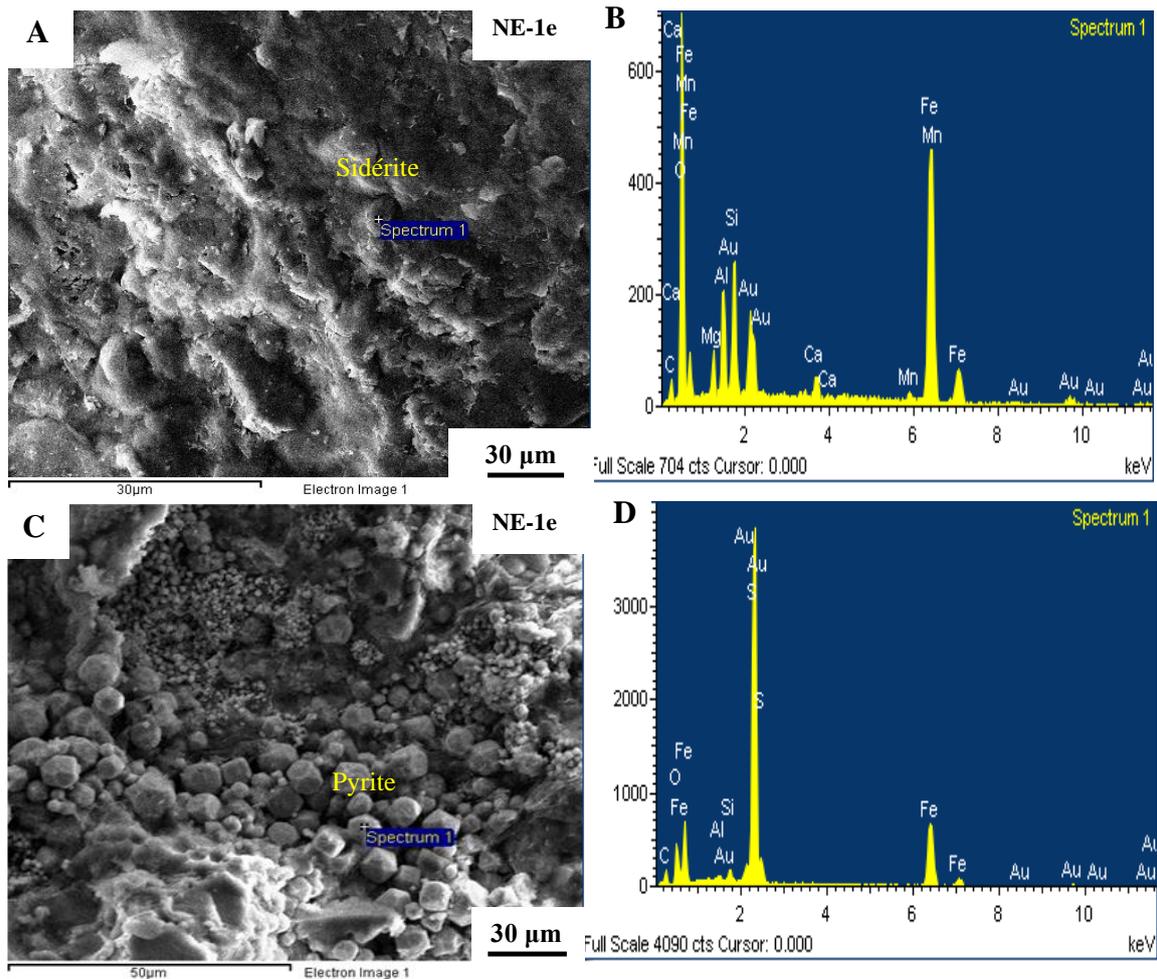


Figure 34 : Microphotographie MEB-EDS des grès campaniens, groupe 1. **A-B** : Spectre EDS de sidérite ; **C-D** : Cristaux de pyrite à textures framboïdes, subcubiques ou cubiques.

Toutefois, les argiles ont été identifiées à partir de la diffractométrie aux rayons X (DRX) et des analyses MEB-EDS. Ainsi, les résultats de la diffractométrie des rayons X (Tableau XXI) et des analyses MEB-EDS (Fig. 35 et 36) des grès campaniens, groupe 1 montrent que :

- la kaolinite est le minéral authigène le plus abondant, variant de 55,3 à 87,1 % (Tableau XXI). Elle se présente au MEB, sous forme pseudo-hexagonale ou de livrets empilés et vermiculaires (Fig. 35C). La kaolinite à texture pseudo-hexagonale remplit les pores secondaires (Fig. 32F). Cette kaolinite est en remplacement de grains de feldspath (Worden et Morad, 2003). La kaolinite sous forme de livrets provient de l'altération des micas (Mansurbeg *et al.*, 2006). Elle existe également en remplissage des pores primaires.

- L'illite varie de 0 à 21,4 %. Il représente le minéral argileux secondaire dans les grès campaniens, groupe 1. Les analyses MEB-EDS montrent plusieurs textures de l'illite (Fig. 35A, B et C), avec une même composition chimique, spectre EDS composé de : C (24,18 %), Si

(40,22 %), Al (31,95 %), Mg (0,16 %), K (24,18 %) et Fe (0,9 %). Cette composition chimique caractérise l'illite authigène (Welton, 1984).

L'observation au MEB montre la présence de l'illite comme ciment dans les pores et parfois à la surface des grains détritiques (Fig. 35A et B). Cette dernière se présente sous forme de filaments comme l'atteste la figure 35A. En effet, l'illite sous forme de filaments s'est développée sur de cristaux minces de kaolinite, suggérant leur formation au détriment de la kaolinite. La deuxième est semblable à de cristaux pseudo-hexagonaux de kaolinite (Fig. 35B). Cela peut aussi montrer la formation de l'illite en remplacement de la kaolinite.

- Les couches mixtes illite/smectite varient de 2 à 6,5 % (Tableau XXI). Elles sont présentes dans tous les échantillons analysés. Cette couche interstratifiée illite/smectite se distingue de l'illite simple par sa texture floconneuse au MEB (Fig. 35C), couvrant des surfaces de grains et bouche l'interconnectivité des pores, comme il a été rapporté par Welton (1984) dans Atlas Chevron.

- La proportion de la smectite est de 1,6 et 8 % (Tableau XXI). La majeure partie de la smectite s'est probablement transformée en illite ou en des couches mixtes illite/smectite pendant l'enfouissement. Ainsi, la smectite est présente dans les échantillons situés à des profondeurs inférieures à 2548 m. Elle a été identifiée par la DRX, l'EDS et par sa propriété d'expansion au MEB (Fig. 36B). On note aussi des revêtements de smectite sur des surcroissances de quartz (Fig. 56A). La smectite qui enrobe les surcroissances de quartz, est probablement piégée pendant le phénomène de pression-dissolution (El-Khatiri *et al.*, 2015).

- La chlorite (0 à 4,9 %) se forme généralement lors de la transformation de la smectite en illite, en utilisant le fer et le magnésium de la smectite (Chamley, 1989). Elle se présente au MEB sous forme de rosettes et en nids d'abeilles (Fig. 36A) (Paredes *et al.*, 2018). Ces cristaux en nids d'abeilles sont en remplissage des pores intergranulaires. L'analyse au MEB indique aussi la présence de filaments minces de l'illite enrobant de chlorite (Fig. 36A). En effet, l'analyse EDS de ces cristaux montre la composition des éléments chimiques suivants : Si (31,8 %), Al (19,84 %), Mg (1,52 %), K (3,69 %) et Fe (39,05 %), qui sont tous des constituants possibles de l'illite. Mais, la proportion élevée (39,5%) en poids de FeO peut indiquer la présence d'une chlorite riche en fer (Welton, 1984). Dans les grès Campanien, groupe 1, l'essentiel de chlorite a été probablement transformé en illite et/ou en couches interstratifiées illite/chlorite lors de l'enfouissement (Tableau XXI).

- Les couches mixtes illite/chlorite varient de 0 à 8 % (Tableau XXI). Ces couches mixtes proviennent probablement de la dégradation de la chlorite lors de l'enfouissement.

- La glauconite est identifiée par DRX et MEB-EDS. Elle varie de 0 à 13,7 % (Tableau XXI). Au MEB, la glauconite apparaît sous forme de tapis qui occlut les pores intergranulaires (Fig. 35D). La composition de la glauconite est très variable, et l'analyse EDS montre la présence d'éléments chimiques suivants : C (29,87 %), Si (37,52 %), Al (23,96 %), Mg (0,40 %), K (0,40 %), Fe (3,67 %) et Ti (1,05 %), tous des constituants possibles de la glauconite (Fig. 35D).

Tableau XXI : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès campaniens, groupe 1.

Échantillons	Minéraux argileux en (%)						
	K	I	Chl	Sm	I/Sm	I/Chl	Gl
NE-1a	87,1	5,7	1,6	1,6	2,2	1,8	0,0
NE-1b	55,3	0,0	4,9	8,0	5,6	0,0	13,7
NE-1k	58,7	21,4	0,0	0,0	6,5	8,0	0,0
NE-1p	73,5	0,0	0,0	0,0	2,0	2,0	6,8

K : Kaolinite; I : Illite ; Chl : Chlorite ; Sm : Smectite ; I/Sm : Illite/smectite ; I/Chl : Illite/chlorite ; Gl : Glauconite.

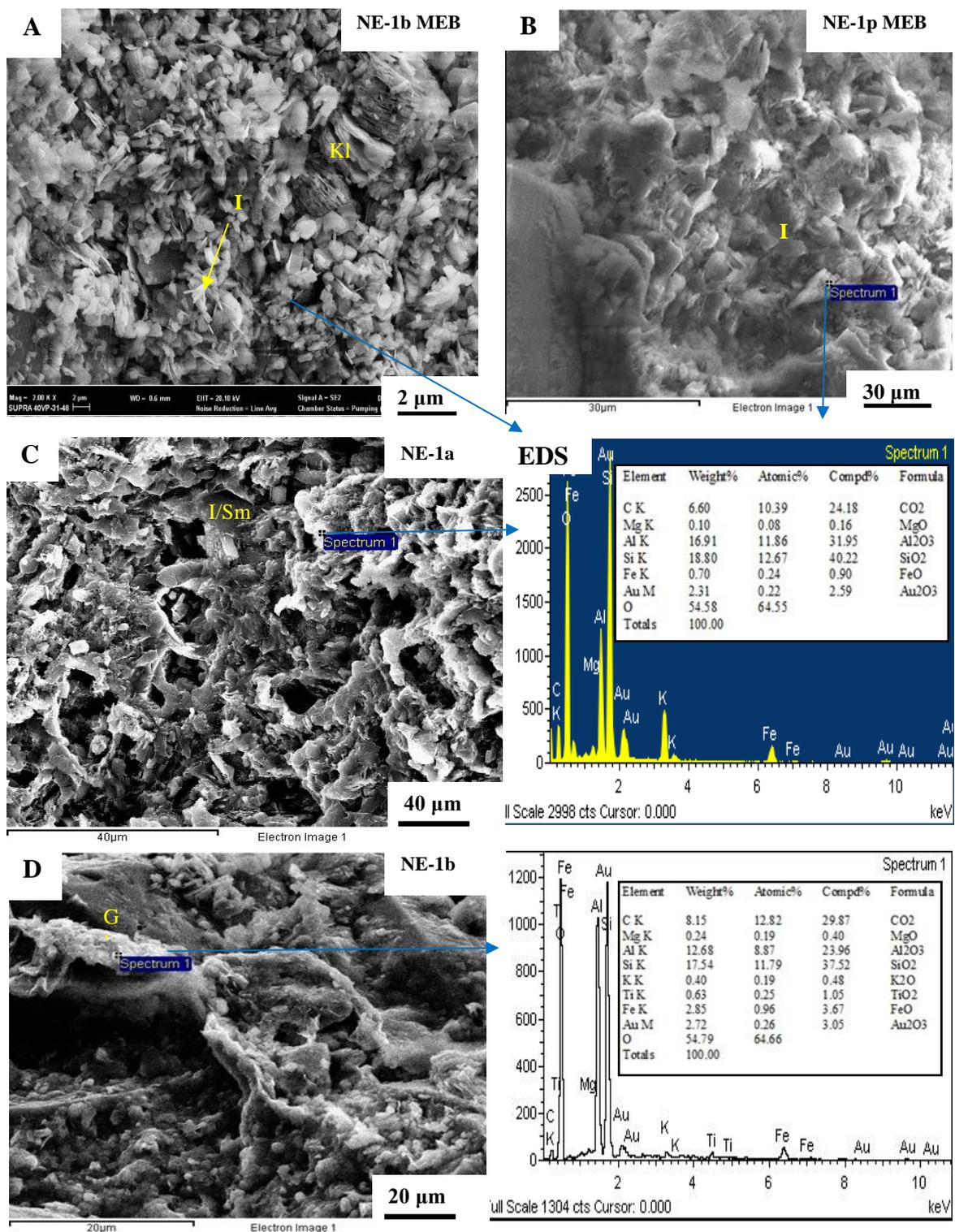


Figure 35 : Microphotographie MEB-EDS des grès campaniens, groupe 1. **A** : Cristaux de kaolinite (Kl) présentant des micropores en remplacement de l'illite (I) (Illitisation de kaolinite) ; **B** : Cristaux de l'illite à texture pseudo-hexagonale de kaolinite avec spectre EDS typique de l'illite ; **C** : Cristaux de l'illite et de couches mixtes illite/smectite (I/Sm) à texture de tapis en

couches continues à discontinues qui remplissent les pores primaires ; **D** : Cristaux de glauconite (Gl) sous forme d'agrégat.

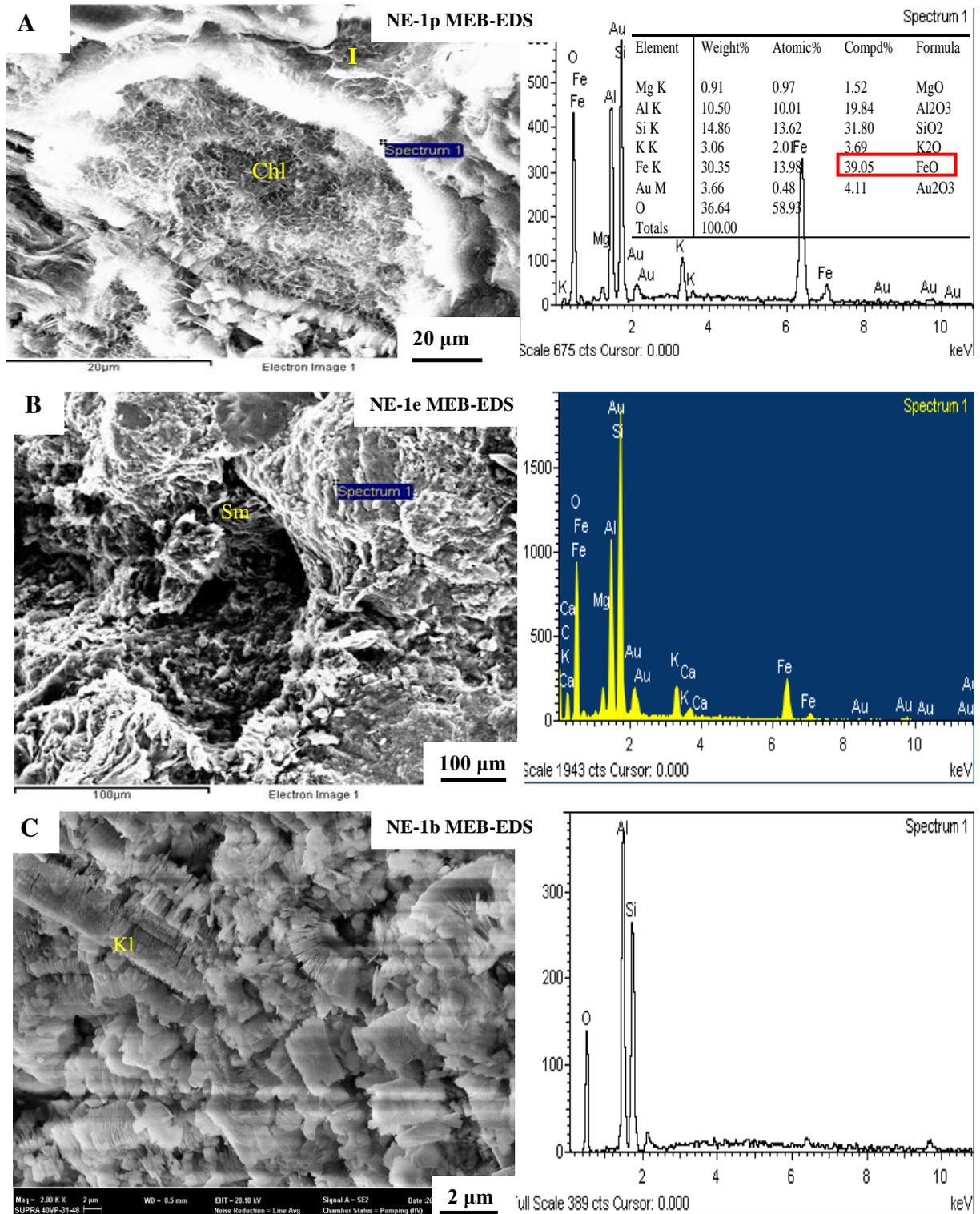


Figure 36 : Microphotographie MEB-EDS des grès campaniens, groupe 1. **A** : Cristaux de chlorite (Chl) en forme de nids d'abeilles ou en rosettes avec une composition en FeO de

39,05% ; **B** : Smectite (Sm) en remplissage des pores ; **C** : Cristaux de kaolinite (Kl) pseudo-hexagonale de type fielleux empilés et vermiculaires.

3. Porosité

Les pores des grès campaniens, groupe 1 sont d'origine primaire et secondaire (Fig. 37). Les pores primaires ou intergranulaires se présentent sous forme de triangles ou polygones (Fig. 37A). Les pores secondaires sont formés par dissolution partielle ou complète des grains de feldspaths (Fig. 37A et B) et par la corrosion de quartz (Fig. 37C). On observe parfois de microfissures obstruées par de ciment de pyrite (Fig. 37D).

Dans l'ensemble des échantillons analysés, l'interconnectivité des pores varie de faible à moyenne. Ainsi, les valeurs de porosité primaire se situent entre 5,3 et 26,3 %, ce qui indique une porosité moyenne à bonne. Par contre, la porosité est très faible dans les grès (NE-1a, d et g) fortement cimentées par la sidérite, la pyrite et les minéraux argileux (Fig. 32 à 36).

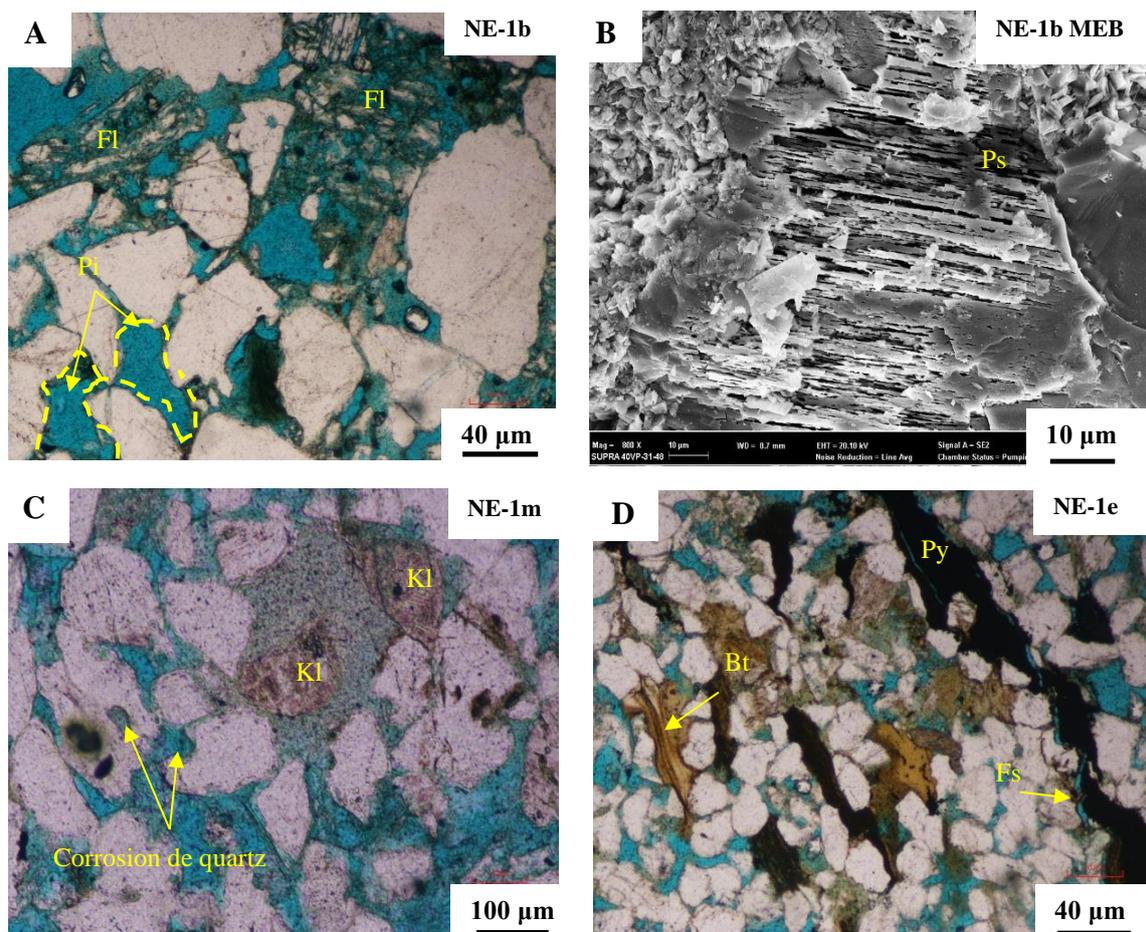


Figure 37 : Microphotographie MEB et lame mince en LPNA des grès campaniens, groupe 1. **A** : Pores intergranulaires (Pi) interconnectés ; **B** : Pores intragranulaires dus à la dissolution du

feldspath (Fl) ; **C** : Cristaux de quartz corrodés avec des pores secondaires remplis par la kaolinite (Kl) authigène ; **D** : Cristaux de quartz avec de fines excroissances de quartz, des micas en voie d'altération et des microfissures (Fs) obstruées par la pyrite (Py).

❖ Groupe 2

Les grès campaniens du groupe 2 sont présents dans le tableau XXII. Ce groupe comprend trois échantillons, qui sont constituées par ordre d'abondance de quartz (41 à 51,3 %), de fragments lithiques (argile 0 à 1,5 % et mica 2 à 3,3 %) et de rares feldspaths (0,7 %) principalement plagioclase (Tableau XXIII). Ces minéraux sont de forme anguleuse à subarrondie. La taille des grains varie de très fine à grossière. Les grains sont généralement mal classés (Fig. 38).

Tableau XXII : Profondeurs des échantillons des grès campaniens, groupe 2.

Échantillons	Profondeurs (m)
NE-1c	2547,52
NE-1o	2595,98
NE-1q	2603,60

Tableau XXIII : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès campaniens, groupe 2.

Puits	NE-1		
Age	Campanien		
Profondeur (m)	2547,52 à 2603,60 m		
Nombre d'échantillons	N = 3		
	Valeur en (%)		
	Minimale	Maximale	Moyenne
Minéraux détritiques			
Quartz monocristallin	40	49,3	44,7
Quartz polycristallin	1,0	2,0	1,5
Quartz total	41,0	51,3	46,2
Feldspath	0,3	1,0	0,7
Micas	2,0	3,3	2,7
Argiles détritiques	0,5	1,5	1,0
Minéraux authigènes			
Argiles	10,7	33,3	22
Calcite	8,0	40,3	24,2
Sidérite	11,3	19,7	15,5
Pyrite	0,0	2,7	1,4
Porosité			
Primaire	0,0	8,3	4,2
Secondaire	0,0	0,0	0,0

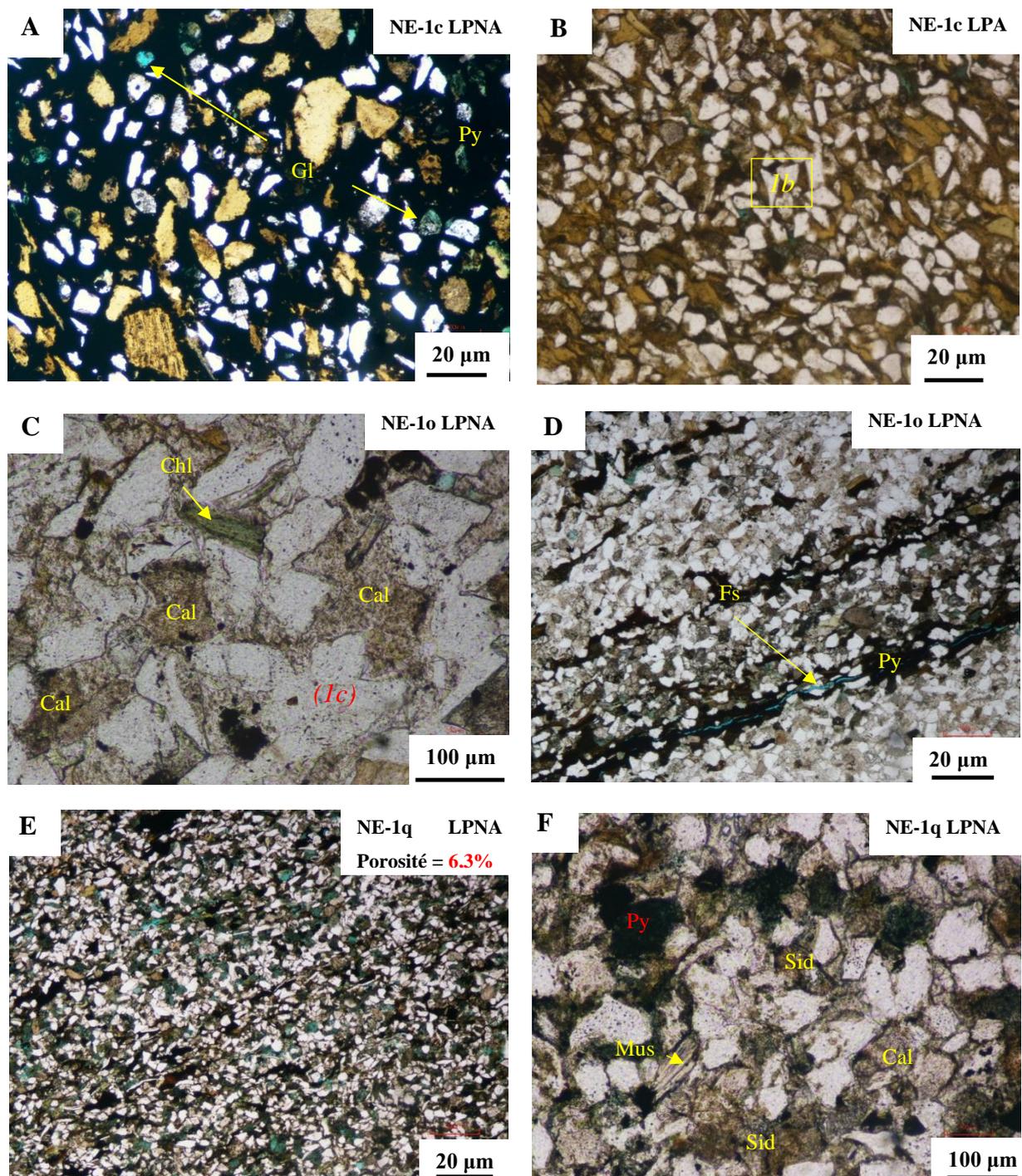


Figure 38 : Microphotographie de lames minces en LPNA et LPA des grès campaniens, groupe 2. **A** : Cristaux de quartz et de glauconite (Gl) dans un ciment de pyrite (Py) ; **B** : Vue d'ensemble des minéraux constitutifs (quartz monocristallin et polycristallin (*Ib*)) de grès dans un ciment argileux ; **C** : Cristaux de quartz (*Ic*) flottant dans du ciment de calcite (Cal) avec la chlorite (Chl) (au milieu en haut) ; **D** : Microfissures (Fs) obstruées par du ciment pyriteux ; **E** : Vue d'ensemble des minéraux constitutifs de la roche (grès silteux) ; **F** : Grains de quartz, de sidérite (Sid) et de paillettes de muscovite (Mus) dans un ciment de calcite.

Les microphotographies des lames minces en LPNA et LPA des grès campaniens, groupe 2 (Fig. 38) montrent les composants suivants :

1. Minéraux détritiques

La composition détritique des grès campaniens du groupe 2 est marquée par une abondance de quartz monocristallin (40 à 49,3 %) et polycristallin (1,4 %) très mineurs (Tableau XXIII). La taille des grains varie de 63 μm à 4 μm . Les limites de grains de quartz polycristallin, à extinction droite ou roulante sont rectilignes (contacts tangentiels ou par flottements). La plupart des grains sont subanguleux à subarrondis et bien classés (Fig. 38).

Les fragments lithiques présentent une proportion moyenne de 3%. Ainsi, les micas sont communs, composés de biotite (1 à 2,3 %) et de rares muscovite (0,7 à 1 %). Les biotites sont partiellement ou totalement altérées (Fig. 38E et F). L'argile détritique (0,5 à 1,5 %) est constituée de la glauconite et de la chlorite. La chlorite détritique est observée dans les grès campaniens (Fig. 38C). La glauconite se caractérise par des péloïdes arrondis de couleur vert clair (Fig. 38A) (Assale *et al.*, 2012).

Le feldspath est principalement constitué de plagioclase (0,7 %) très mineur. La plupart du feldspath est probablement altérée ou remplacée (Fig. 38E).

2. Minéraux authigènes

La minéralogie est dominée par des argiles néoformées (10,7 à 33,3 %), de sulfure de fer (pyrite) et par des carbonates (calcite et sidérite) (Tableau XXIII et Fig. 38).

Les carbonates sont représentés par la calcite (0 à 40,3 %) et la sidérite (0 à 19,7 %) (Tableau XXIII). La calcite se retrouve dispersée ou isolée dans les grès (Fig. 38C). D'après Mostafa *et al.* (2018), la calcite éparsée est principalement ferreuse. La sidérite se caractérise par sa couleur brunâtre pâle en lumière polarisée non analysée (LPNA) (Fig. 38F) (Paredes *et al.*, 2018). La sidérite se présente sous forme de ciment en remplissage des pores intergranulaires. Cette sidérite serait le produit de l'altération de la forte concentration de micas. La précipitation de sidérite à partir des micas a également été mise en évidence dans les grès micacés de Staffjord Satellite en mer du Nord (Ehrenberg, 1997).

Les minéraux opaques sont dominés par la pyrite (Fig. 38A, D et F). Cette dernière, est en remplissage de microfissures et des pores intergranulaires. Ainsi, la présence de la pyrite sous forme de noyau sidéritique (Fig. 38F), suggère leur formation au détriment de la sidérite.

Les argiles indéterminées à la microscopie optique sont considérablement répandues dans l'ensemble des échantillons des grès campaniens, groupe 2 (Fig. 38). Ainsi, ces argiles occupent une grande proportion du volume de la porosité, tandis que le ciment carbonaté est local. Toutefois, les argiles ont été identifiées à partir de la diffractométrie aux rayons X (DRX).

Ainsi, les résultats de la diffractométrie des rayons X des échantillons des grès campaniens groupe 2 montrent la composition suivante (Tableau XXIV) :

L'argile est majoritairement composée de la kaolinite, suivie de la glauconite et de l'illite, et de couches mixtes d'illite/smectite et d'illite/chlorite. L'absence de chlorite et de smectite peut s'expliquer par leur transformation en illite par l'intermédiaire des couches mixtes illite/smectite ou illite/chlorite pendant l'enfouissement.

Tableau XXIV : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès campaniens, groupe 2.

Échantillons	Minéraux argileux en (%)						
	K	I	Chl	Sm	I/Sm	I/Chl	Gl
NE-1c	72,9	6,4	0,0	0,0	6,2	2,7	11,8
NE-1o	80,0	5,4	0,0	0,0	6,5	0,0	8,1
NE-1q	75,2	6,2	0,0	0,0	2,1	7,3	9,2

3. Porosité

La porosité moyenne (1,8 %) est très faible. Néanmoins, il a été identifié de pores intergranulaires (environ 6,3 %) et interconnectés dans l'échantillon (NE-1q) de grès campaniens, groupe 2 (Fig. 38E). Par contre, tous les pores des grès (NE-1c et o) sont bouchés par des carbonates (calcite et sidérite), et par de ciment pyriteux et argileux (Fig. 38A-D et F). Par conséquent, le potentiel du réservoir est considéré mauvais. Il a été dégradé par la cimentation de sidérite, de l'argile et de calcite.

❖ Groupe 3

Les grès campaniens du groupe 3 (Tableau XXV), comprennent par ordre d'abondance des argiles, des micas (biotite et muscovite), de quartz polycristallin et de rares feldspaths (Fig. 39). En général, la taille de grains est inférieure à 63 μm .

Tableau XXV : Profondeurs des échantillons des grès campaniens, groupe 3.

Échantillons	Profondeurs (m)
NE-1f	2549,65
NE-1i	2555,14

La composition minéralogique et texturale des grès campaniens, groupe 3 apparaît à la figure 39.

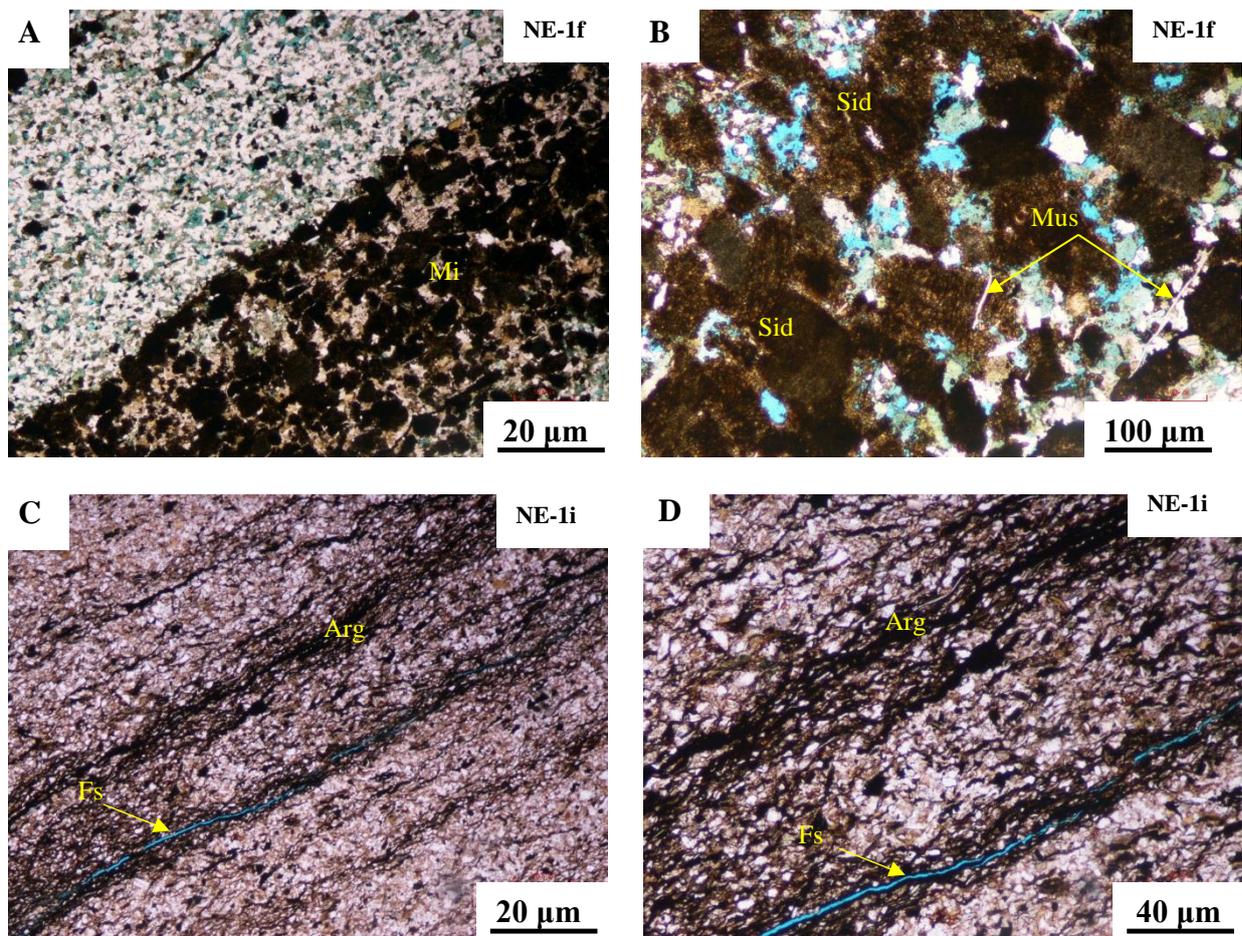


Figure 39 : Microphotographie de lames minces en LPNA des grès campaniens, groupe 3. **A** : Vue d'ensemble des minéraux constitutifs de grès silteux avec des pores et de micas (Mi) en voie d'altération ; **B** : Cristaux ou flocons de sidérite (Sid) avec de fines paillettes ou filaments

de muscovite (Mus) ; **C-D** : Grès silteux, présentant des laminations d'argiles microfissurées (Arg).

Les grès campaniens, groupe 3 n'ont pu être quantifiés en raison de leur granulométrie très fine ou silteuse (64 μm à 4 μm). Cependant, les microphotographies des lames minces en LPNA des grès campaniens, groupe 3 (Fig. 39) montrent les composants suivants :

1. Minéraux détritiques

La composition détritique se caractérise par d'abondants fragments lithiques tels que les micas et l'argile fossilifère (Fig. 39A et B). Les micas sont principalement constitués de la muscovite et de la biotite en voie d'altération (Fig. 39A).

Le quartz est majoritairement constitué de grains de quartz monocristallin et polycristallin. Le quartz polycristallin et les feldspaths sont rares. La taille de grains est généralement très fine.

2. Minéraux authigènes

Ces minéraux sont composés de sidérite et d'argile. Les cristaux de sidérite (Fig. 39B) proviendraient de l'altération diagenétique de biotite. En effet, la présence de la muscovite dans les grès campaniens du groupe 3 (Fig. 39B) suggère que la sidérite formant des plages a remplacé partiellement ou totalement les micas. Ceci a été démontré par El-Khatiri *et al.* (2015) dans les réservoirs gréseux fluviatiles de la formation Nubian d'âge crétacé inférieur du bassin Sirt au centre nord de Libye.

Toutefois, les argiles ont été identifiées à partir de la diffractométrie aux rayons X (DRX). Ainsi, les résultats de la diffractométrie aux rayons X des échantillons des grès silteux d'âge campanien, groupe 3 montrent la composition suivante (Tableau XXVI).

L'argile est composée de la kaolinite, de l'illite, de la glauconite et de couches mixtes illite/smectite et illite/chlorite. L'absence de chlorite et de smectite peut s'expliquer pour la même raison que celles du groupe 2.

Tableau XXVI : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès silteux d'âge campanien, groupe 3.

Échantillon	Minéraux argileux en (%)						
	K	I	Chl	Sm	I/Sm	I/Chl	GI
NE-1i	73,7	7,9	0,0	0,0	1,9	1,3	15,2

3. Porosité

La porosité est très faible dans les grès silteux campaniens (Fig. 39A et B). Les pores primaires sont presque complètement occlus par de la sidérite microcristalline et cristalline (Fig. 39B). Néanmoins, on note de rares microfissures parfois obstruées par des laminations d'argiles ou de la pyrite (Fig. 39C et D). Il existe une faible quantité de macroporosité visible (Fig. 39B). Ainsi donc, cette lithologie montre un réservoir de mauvaise qualité.

V.1.1.2. Diagenèse des grès du Campanien

Les principaux processus diagenétiques ayant affecté les grès du Campanien sont : la compaction, la cimentation, la dissolution, la recristallisation, la néoformation et le remplacement.

1. Compaction

L'analyse pétrographique des grès du Campanien a permis de distinguer plusieurs types de contacts entre les grains de quartz polycristallin à savoir : les contacts plans, concavo-convexes et les contacts suturés (Fig. 40).

Les contacts plans et concavo-convexes caractérisent la compaction mécanique (Fig. 40A et B). Durant la compaction, certains minéraux ductiles tels que les micas (biotite ou muscovite) sont emprisonnés dans les grains de quartz (Fig. 40B).

La compaction chimique est marquée par les contacts suturés (Fig. 40A et B). En effet, les contacts physico-chimiques ou suturés résultent du phénomène de pression-dissolution aux contacts des grains de quartz (Worden et Morad, 2000). Cela est à l'origine de la formation des microstylolites (Fig. 40B). Ce phénomène de pression-dissolution pourrait aussi contribuer à la formation des surcroissances autour de grains de quartz (Fig. 59A).

Les contacts entre les grains de quartz polycristallin observés au microscope ont permis d'apprécier le degré de compaction des grès campaniens. Ainsi, la compaction est modérément élevée. Elle a été marquée par certains grains de micas ayant subi une déformation ductile faible à modérée. En général, la charpente de la roche est supportée par les grains via des contacts plans, concavo-convexes et suturés.

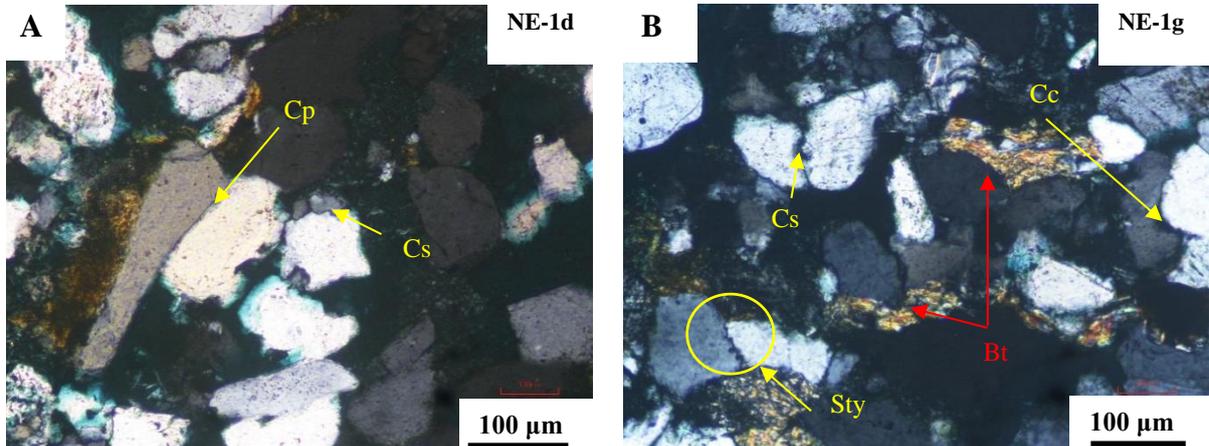


Figure 40 : Microphotographie de lame mince en LPA des grès campaniens. **A** : Cristaux de quartz polycristallin, présentant de contacts suturés (Cs) ou stylolites (Sty) et plans (Cp) ; **B** : Cristaux de quartz polycristallin, présentant de contacts suturés et concavo-convexes (Cc), avec de biotite (Bt) allongée en remplissage des pores intergranulaires.

2. Cimentation

Il s'agit du remplissage partiel ou total des pores des grès du Campanien par la calcite, la sidérite, la pyrite, l'hématite, les minéraux argileux (Fig. 32 et 33) et par des surcroissances (silice secondaire) autour de grains détritiques (Fig. 41).

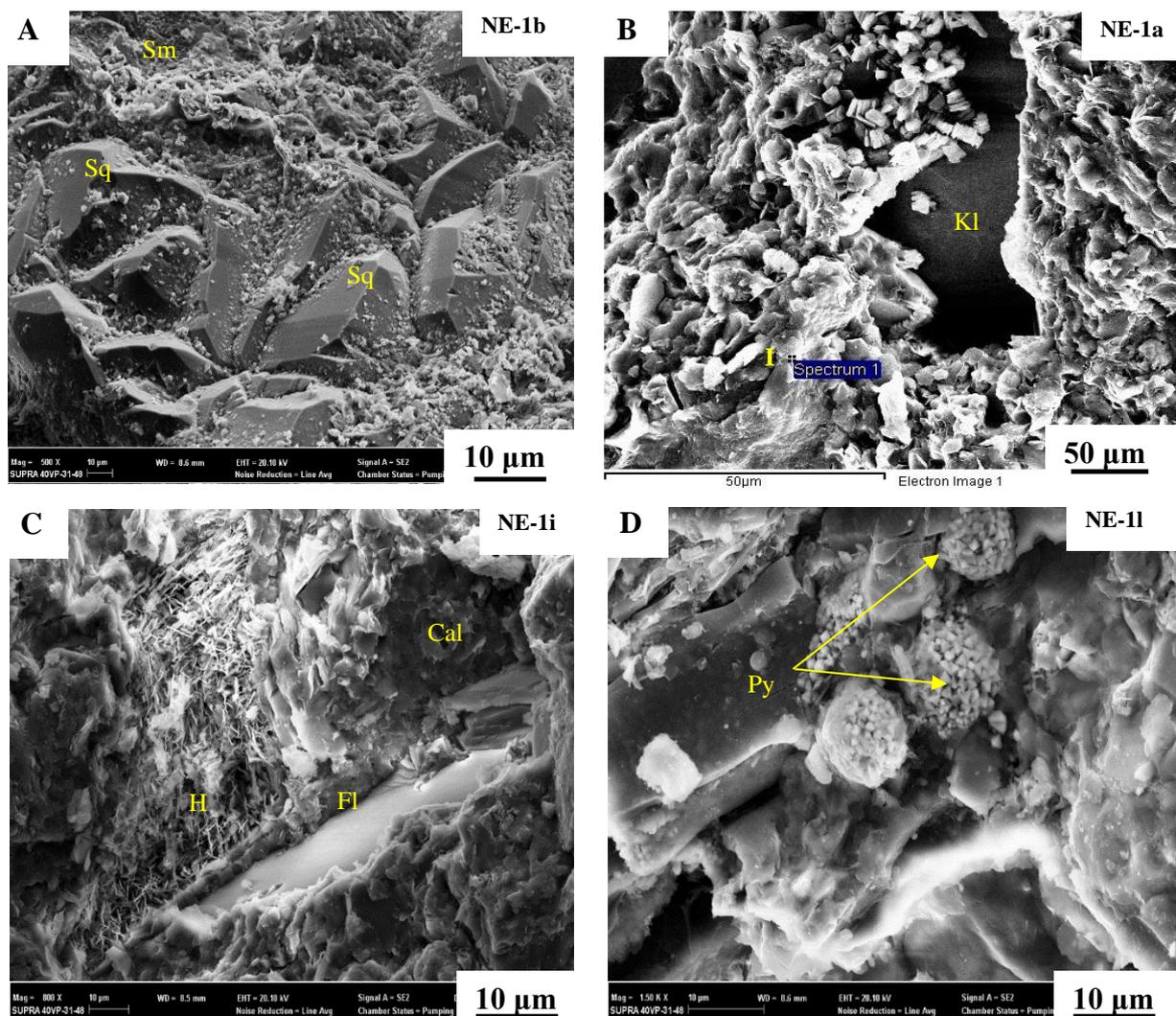


Figure 41 : Microphotographie MEB des grès campaniens. **A** : Surcroissances de quartz (Sq) en remplissage total de l'espace poreux avec des revêtements de smectite (Sm) ; **B** : Minéraux argileux (kaolinite (Kl) et illite (I) qui obstruent les pores ; **C** : Cristaux d'oxyde de fer (hématite (Hm)) et de la calcite bouchant des pores ; **D** : Cristaux de pyrite (Py) occupant de l'espace de porosité primaire.

3. Dissolution et recristallisation

Les principaux phénomènes de dissolution et recristallisation mise en évidence dans les grès du Campanien sont :

- la dissolution de feldspaths suivie de la précipitation de kaolinite et/ou de la silice (Fig. 42A) ;
- et la précipitation de sidérite au détriment de micas (Fig. 40B).

En effet, le minéral d'argile néoformée (kaolinite) a bouché certains pores secondaires. Dans certains cas, la dissolution de feldspaths a créé des pores secondaires ou intragranulaires (Fig. 42B), contribuant ainsi à l'augmentation de la porosité.

L'étude pétrographique des grès campaniens a également révélé le phénomène de dissolution par corrosion de grains de quartz (Fig. 37C). Ce phénomène caractérise une altération prononcée lors de l'évolution de la diagenèse (Fea *et al.*, 2018).

La dissolution de feldspaths et/ou de quartz a contribué à la formation de la silice qui s'est recristallisée sous forme de surcroissances autour des grains de feldspaths ou de quartz (Fig. 42A et 41A). Ces surcroissances de quartz ont obstrué d'importants pores primaires des grès campaniens.

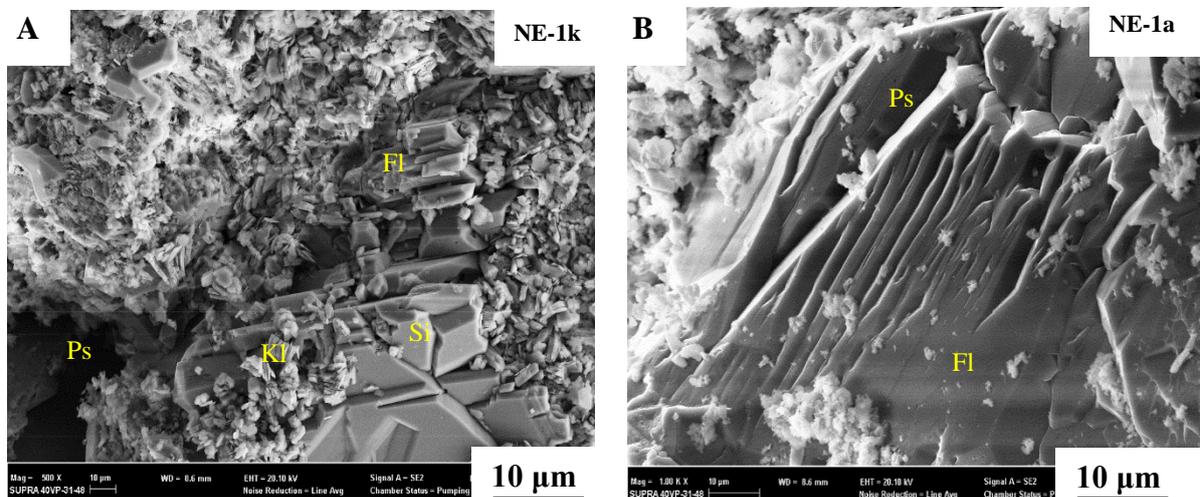


Figure 42 : Microphotographie MEB des grès campaniens. **A** : feldspath (Fl) en voie de dissolution et recristallisation de la kaolinite (Kl) et/ou de la silice (Si) ; **B** : Dissolution du feldspath avec formation des pores secondaires (Ps).

4. Néof ormation et remplacement

La figure quarante-trois (43) illustre le phénomène de néof ormation et remplacement dans les grès campaniens.

La principale néof ormation observée dans les grès campaniens constitue la disparition des feldspaths et leur remplacement par la kaolinite (Fig. 43A). Ce processus diagenétique est suivi par le remplacement de cristaux minces de kaolinite par l'illite (Fig. 43B). Sur cette figure, on observe des cristaux épais de kaolinite microporeux. Ceci peut être caractéristique de la diagenèse tardive.

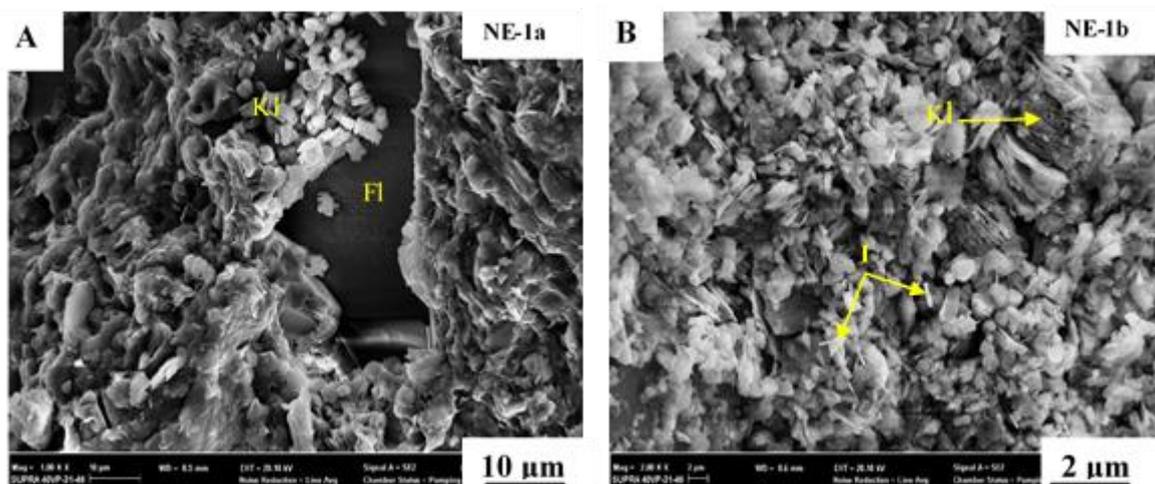


Figure 43 : Microphotographie MEB des grès campaniens. **A** : Formation de la kaolinite (KI) à partir du feldspath ; **B** : Remplacement de la kaolinite par de l’illite (I).

V.1.2. Puits NE-2

V.1.2.1. Aspect général de la texture des grès de l’Albien

Les grès de l’Albien (Tableau XXVII) présentent des éléments détritiques, figurant dans une matrice argileuse sans aucune microfissure (Fig. 44). Ils sont composés abondamment de quartz (54 à 76,4 %), suivies des fragments lithiques environ (3 %) et de rares feldspaths (0,3 %) (Tableau XXVIII). Les minéraux sont de forme anguleuse à subarrondie. La taille des grains varie de moyenne à grossière. En général, les grains sont mal triés. Les grains sont jointifs à de contacts ponctuels, plans, concavo-convexes et de rares contacts suturés (Fig. 44).

Tableau XXVII : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès albiens.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-2a	2759,5	NE-2e	2792,9
NE-2b	2768,5	NE-2f	2795,6
NE-2c	2770,5	NE-2g	2798,5
NE-2d	2780,5	NE-2h	2800,2

Tableau XXVIII : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès albiens.

Puits	NE-2		
Age	Albien		
Profondeur (m)	2757,5 et 2810 m		
Nombre d'échantillons	N = 8		
	Valeur en (%)		
	Minimale	Maximale	Moyenne
Minéraux détritiques			
Quartz monocristallin	49,3	58,7	54
Quartz polycristallin	4,7	17,7	11,2
Quartz total	54	76,4	65,2
Feldspath	0,0	1,7	0,9
Micas	0,0	0,7	0,4
Argile détritique	1,0	2,5	1,8
Minéraux authigènes			
Argile	9,3	32	20,7
Calcite	0,0	0,7	0,4
Pyrite	0,0	1,5	0,8
Porosité			
Primaire	0,0	26,3	13,2
Secondaire	0,0	0,7	0,4

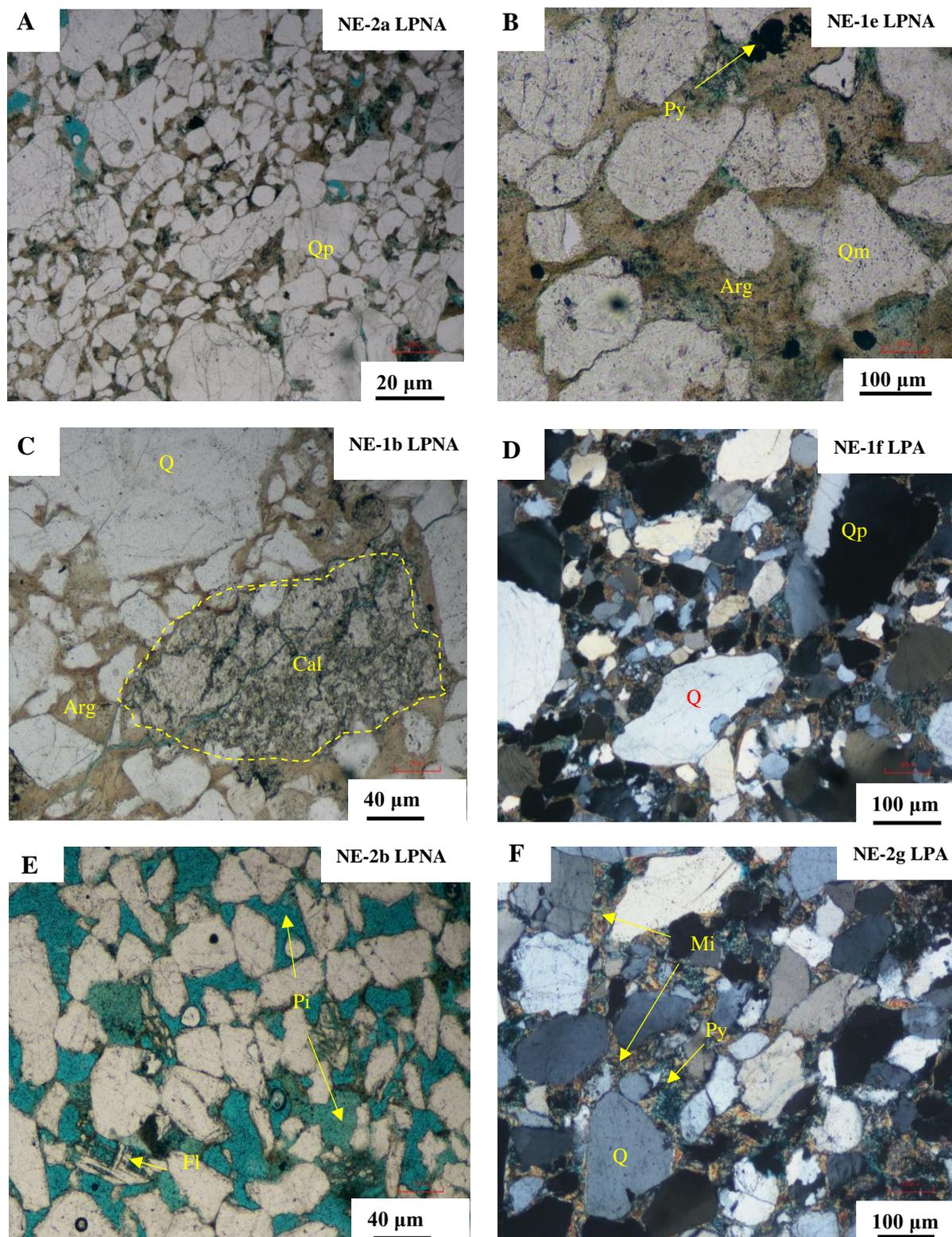


Figure 44 : Microphotographies des lames minces en LPNA et LPA des grès albiens. **A** : Cristaux de quartz monocristallin (Q) et polycristallin (Qp) ; **B** : Grains de quartz et des minéraux oxydés (pyrite) dans un ciment argileux (Arg) ; **C** : Calcite (Cal) au sein des minéraux de quartz et du ciment argileux ; **D** : Cristaux de quartz monocristallin et polycristallin ; **E** :

Grains de quartz avec des pores intergranulaires et des plagioclases (Pl) en voie de dissolution ; **F** : Grains de quartz dans un ciment d'oxyde de fer et de micas (Mi).

Ces microphotographies des lames minces en LPNA et LPA des grès albiens montrent les composants suivants :

1. Minéraux détritiques

Ils sont composés essentiellement de quartz monocristallin (Fig. 44A et B). Les grains de quartz polycristallin (4,7 à 17,7 %) sont mineurs. Les limites entre ces grains de quartz polycristallin, à extinction droite ou roulante sont engrenées (Fig. 44A). Certains grains de quartz polycristallin, à extinction onduleuse ou roulante présentent des limites planes et allongées entre les cristaux (Fig. 44D et F). On observe également de la pyrite emprisonnée entre les grains de quartz polycristallin (Fig. 44F). Cette pyrite a probablement été pré-compaction.

Les fragments rocheux et les argiles varient respectivement de 1 à 2,5 % et de 0 à 0,7 %. Les micas très mineurs sont constitués par la muscovite (0,3 %).

Les feldspaths sont principalement constitués de plagioclases avec le microcline en trace (Fig. 44E). Certains feldspaths sont en voie de dissolution.

2. Minéraux authigènes

L'observation microscopique a révélé la présence de la calcite, de la pyrite et des minéraux argileux (Fig. 44C, F et B). La détermination des minéraux argileux a été effectuée par la diffractométrie aux rayons X (DRX) (Tableau XXIX).

Ainsi, l'argile authigénique est composée par ordre d'abondance de l'illite, de la kaolinite, de la smectite, de la chlorite et de couches mixtes d'illite/smectite. La faible proportion de chlorite et de smectite peut s'expliquer par leur transformation en illite lors de l'enfouissement.

Tableau XXIX : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès albiens.

Échantillons	Minéraux argileux en (%)						
	K	I	Chl	Sm	I/Sm	I/Chl	Gl
NE-2a	0,0	94,9	2,7	0,0	2,4	0,0	0,0
NE-2e	0,0	98,7	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0
NE-2g	76,6	1,2	3,1	16,7	0,0	0,0	0,0

3. Porosité

La plupart des pores des grès albiens sont bouchés par de ciments argileux et calcaire (Fig. 44B et C), montrant des réservoirs de mauvaise qualité. Par contre, l'échantillon (NE-2c) de grès albien présente une bonne porosité (26,3 %) et une interconnectivité moyenne des pores (Fig. 44E). Cependant, cette lithologie montre des réservoirs de bonne et de mauvaise qualité.

V.1.2.2. Diagenèse des grès de l'Albien

Les principaux processus diagenétiques qui ont affecté les grès albiens sont la compaction et la cimentation.

1. Compaction

La compaction dans les grès albiens est modérée. Ainsi, les grains se touchent via des contacts par points, tangentiels, concavo-convexes, par flottements et de rares suture (Fig. 45).

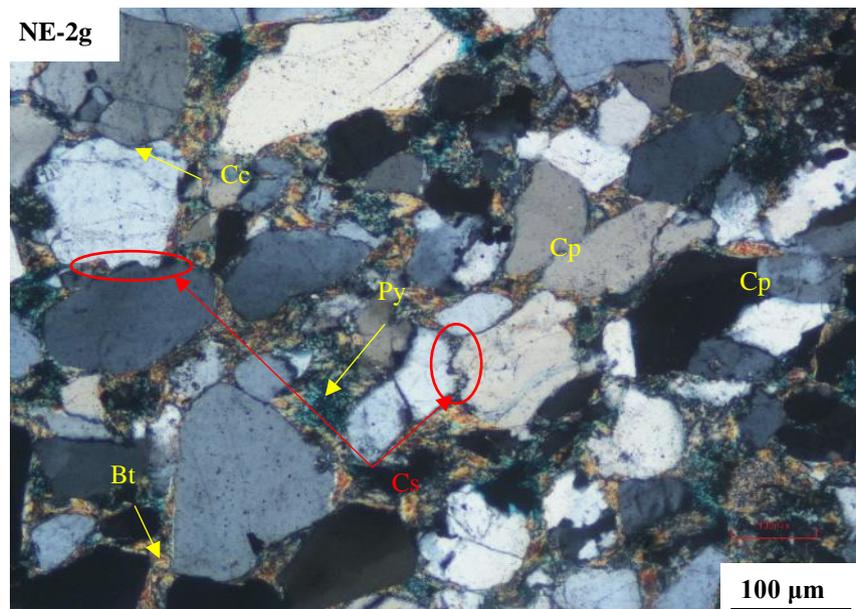


Figure 45 : Microphotographie MEB et lame mince en LPA des grès albiens, montrant le phénomène de cimentation. **A** : Remplissage des pores inter et intragranulaire par les argiles néoformées (kaolinite (Kl) et illite (I)) ; et **B** : par la présence de l'oxyde de fer et de la muscovite.

Comme dans les grès campaniens, les contacts par points, plans, allongés et concavo-convexes caractérisent la compaction mécanique (Fig. 45). Des minéraux ductiles tels que la biotite sont allongés entre les grains de quartz lors de la compaction mécanique. Par ailleurs, les contacts physico-chimiques ou suturés sont représentés par des microstylolites aux contacts des grains de quartz. Ceci caractérise la compaction chimique.

2. Cimentation

Dans les grès albiens, le phénomène de cimentation se traduit par l'occlusion de la porosité intergranulaire. Ainsi, la charpente des grès albiens est généralement supportée par de ciment argileux (Fig. 44B, C et 46A).

Les argiles néoformées notamment l'illite et la kaolinite (Fig. 46A), ainsi que les oxydes de fer (Fig. 46B) constituent les principaux ciments en remplissage des pores des grès albiens.

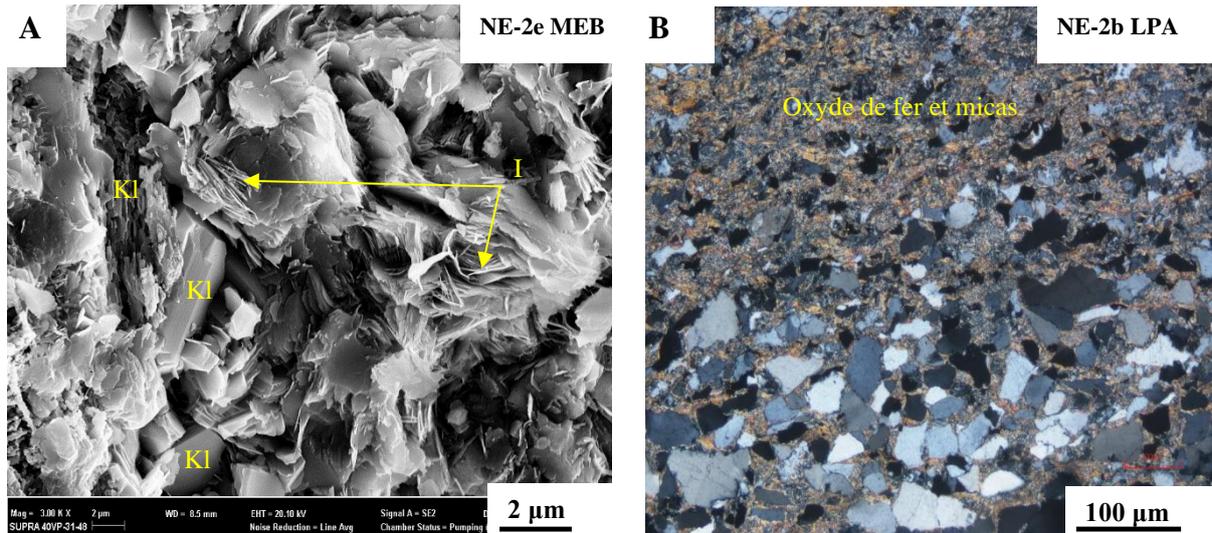


Figure 46 : microphotographie MEB et lame mince en LPA des grès albiens, montrant le phénomène de cimentation. **A** : Remplissage des pores inter et intragranulaire par les argiles néoformées (kaolinite et illite) ; et **B** : par la présence de l'oxyde de fer et de la muscovite.

V.1.3. Puits NE-3

V.1.3.1. Aspect général de la texture des grès du Cénomaniens

Les grès cénomaniens renferment des éléments détritiques dans une matrice siliceuse, argileuse et calcaire. Certains grès présentent des microfissures. Les grains sont mal à bien triés. Ils sont jointifs à différents types de contacts tels que ponctuels, triples points, concavo-convexes et de très rares sutures (Fig. 47 et 48).

En fonction de l'abondance des minéraux détritiques à savoir le quartz, les feldspaths, les argiles et les micas ; les échantillons des grès cénomaniens sont répartis en deux (2) groupes :

❖ Groupe 1

Les échantillons des grès cénomaniens du groupe 1 (Tableau XXX) comprennent par ordre d'abondance du quartz (66,2 %) essentiellement monocristallin (58,3 à 66,7 %), suivis de rares micas (0,2 %), sans feldspath (Tableau XXXI). Les minéraux sont fins à très grossiers et moyennement à bien triés. La forme de ces minéraux varie d'anguleuse à subarrondie. En général, les grès cénomaniens du groupe 1 sont riches en quartz monocristallin et bien classés (Fig. 47).

Tableau XXX : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès cénomaniens, groupe 1.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-3a	2240,5	NE-3e	2344,8
NE-3b	2250,5	NE-3f	2345,7

Tableau XXXI : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès cénomaniens, groupe 1.

Puits	NE-3		
Age	Cénomaniens		
Profondeur (m)	2240,5 et 2345,7 m		
Nombre d'échantillons	N = 4		
	Valeur en (%)		
	Minimale	Maximale	Moyenne
Minéraux détritiques			
Quartz monocristallin	58,3	66,7	62,5
Quartz polycristallin	3,3	4,0	3,7
Quartz total	61,6	70,7	66,2
Feldspath	0,0	0,0	0,0
Micas	0,0	0,3	0,2
Argile détritique	0,7	4,0	2,4
Minéraux authigènes			
Argile	0,0	2,0	1,0
Calcite	4,3	13,3	8,8
Oxyde de fer	14	14	14
Silice	4,0	14,3	9,2
Porosité			
Primaire	0,3	0,7	0,5
Secondaire	0,0	0,0	0,0

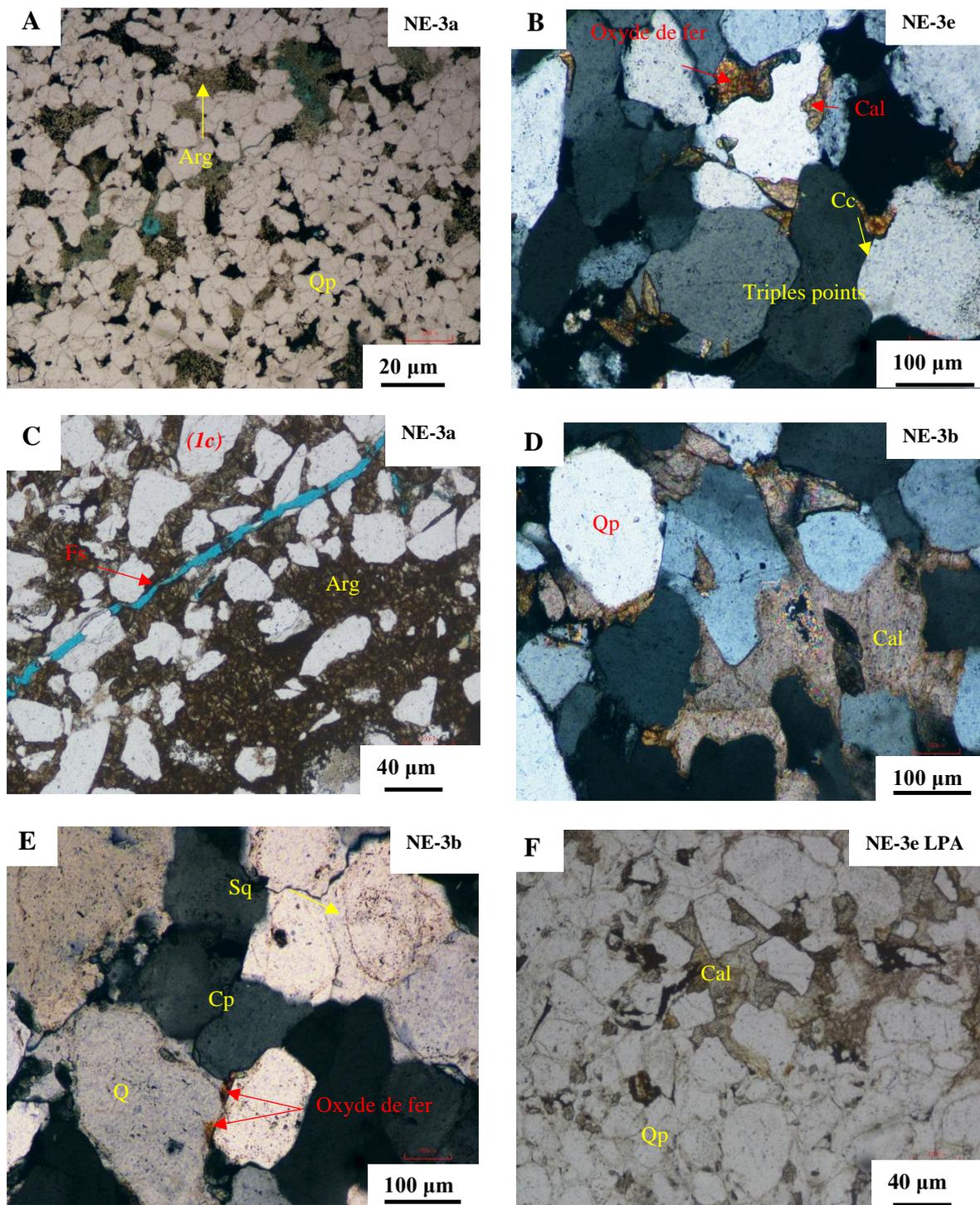


Figure 47 : Microphotographie des lames minces en LPNA des grès cénomaniens, groupe 1. **A** : Vue d'ensemble des grains de quartz (monocristallin et polycristallin) avec des pores intergranulaires bouchés par des ciments argileux (Arg) ; **B** : Cristaux de quartz polycristallin, présentant des ciments de quartz (Sq), de calcite (Cal) et d'oxydes de fer aux limites de contacts entre les grains ; **C** : Cristaux de quartz monocristallin (*Ic*) dans une matrice d'argile silteuse avec de microfissure (Fs) ; **D** : Grains de quartz reliés par un ciment de calcite ; **E** : Grains de

quartz reliés par un ciment de quartz ; **F** : Grains de quartz polycristallin dans un ciment d'oxyde de fer et de calcite.

Ces microphotographies des lames minces en LPNA et LPA des grès cénomaniens du groupe 1, montrent la composition minéralogique et texturale suivante :

1. Minéraux détritiques

Les grains détritiques sont essentiellement constitués de quartz monocristallin, à extinction droite ou roulante (Fig. 47C). Ces cristaux de quartz sont très fins à grossiers. La forme varie d'anguleuse à subarrondie et les grains sont bien triés (Fig. 47D et E). Les quartz polycristallins (3,3 à 4 %) sont mineurs. Ils présentent des limites entre les cristaux telles que ponctuelles, planes, triples points et concavo-convexes (Fig. 47C et B).

Des minéraux argileux (1,4 % ; Tableau XXXI) sont présents sous forme de matrice (Fig. 46A et C).

2. Minéraux authigènes

Le principal minéral authigène est la calcite (4,3 à 13,3 %) commune (Tableau XXXI). Elle se présente sous forme de particules isolées dans les pores intergranulaires (Fig. 47B). La calcite se trouve localement en tant qu'agrégats d'empilement de particules remplissant les pores (Fig. 47F). Elle se présente aussi sous la forme sparitique ou poecilitique, englobant les grains et occluant tous les pores primaires (Fig. 47D).

Des oxydes de fer (14%) moyennement abondants sont répandus dans les pores (Fig. 47B et E). Le quartz secondaire (4 à 14,3 %) est commun. La morphologie des grains de quartz est difficile à évaluer dans certains grès ; en raison de la présence des surcroissances qui ont masqué la forme originelle des grains (par exemple : Fig. 46E).

L'analyse par diffractométrie aux rayons X (DRX) (Tableau XXXII) a montré par ordre d'abondance la kaolinite, l'illite et les couches mixtes d'illite/smectite et d'illite/chlorite. La disparition de chlorite et de la smectite peut s'expliquer par leur transformation en illite et en des couches mixtes lors de l'enfouissement.

Tableau XXXII : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès cénomaniens, groupe 1.

Échantillon	Minéraux argileux en (%)						
	K	I	Chl	Sm	I/Sm	I/Chl	Gl
NE-3a	52,6	20,1	0,0	0,0	3,0	24,3	0,0

3. Porosité

La porosité primaire (0,3 à 0,7 %) (Tableau XXXI) est très faible, car complètement obstruée par la calcite, les oxydes de fer, les surcroissances de quartz et par les minéraux argileux (Fig. 47B, E et C). Cette lithologie a montré des réservoirs de mauvaise qualité.

❖ Groupe 2

Les grès cénomaniens du groupe 2 (Tableau XXXIII) comprennent par ordre d'abondance des quartz (38,6 à 55 %), suivis de l'argile (43,2 %) et de rares micas (1,4 %) (Tableau XXXIV). Ces minéraux sont très fins à grossiers et mal classés. La forme de ces grains varie d'anguleuse à arrondie (Fig. 48).

Tableau XXXIII : Profondeurs de prélèvement des échantillons des grès cénomaniens, groupe 2.

Échantillons	Profondeurs (m)	Échantillons	Profondeurs (m)
NE-3c	2261,5	NE-3g	2347,9
NE-3d	2272,5	NE-3h	2368,5

Tableau XXXIV : Composition minéralogique (minéraux détritiques et authigènes) et porosité moyenne des grès cénomaniens, groupe 2.

Puits	NE-3		
Age	Cénomaniens		
Profondeur (m)	2261,5 et 2368,5 m		
Nombre d'échantillons	N = 4		
	Valeur en (%)		
	Minimale	Maximale	Moyenne
Minéraux détritiques			
Quartz monocristallin	29,3	33,0	31,2
Quartz polycristallin	9,3	22,0	15,7
Quartz total	38,6	55,0	46,8
Feldspaths	0,0	0,0	0,0
Micas	0,7	2,0	1,4
Argile	34,3	52,0	43,2
Minéraux authigènes			
Calcite et dolomite	2,7	13,7	8,2
Oxyde de fer	0,0	0,0	0,0
Silice	0,0	0,0	0,0
Porosité			
Primaire	0,0	1,0	0,5
Secondaire	0,0	0,0	0,0

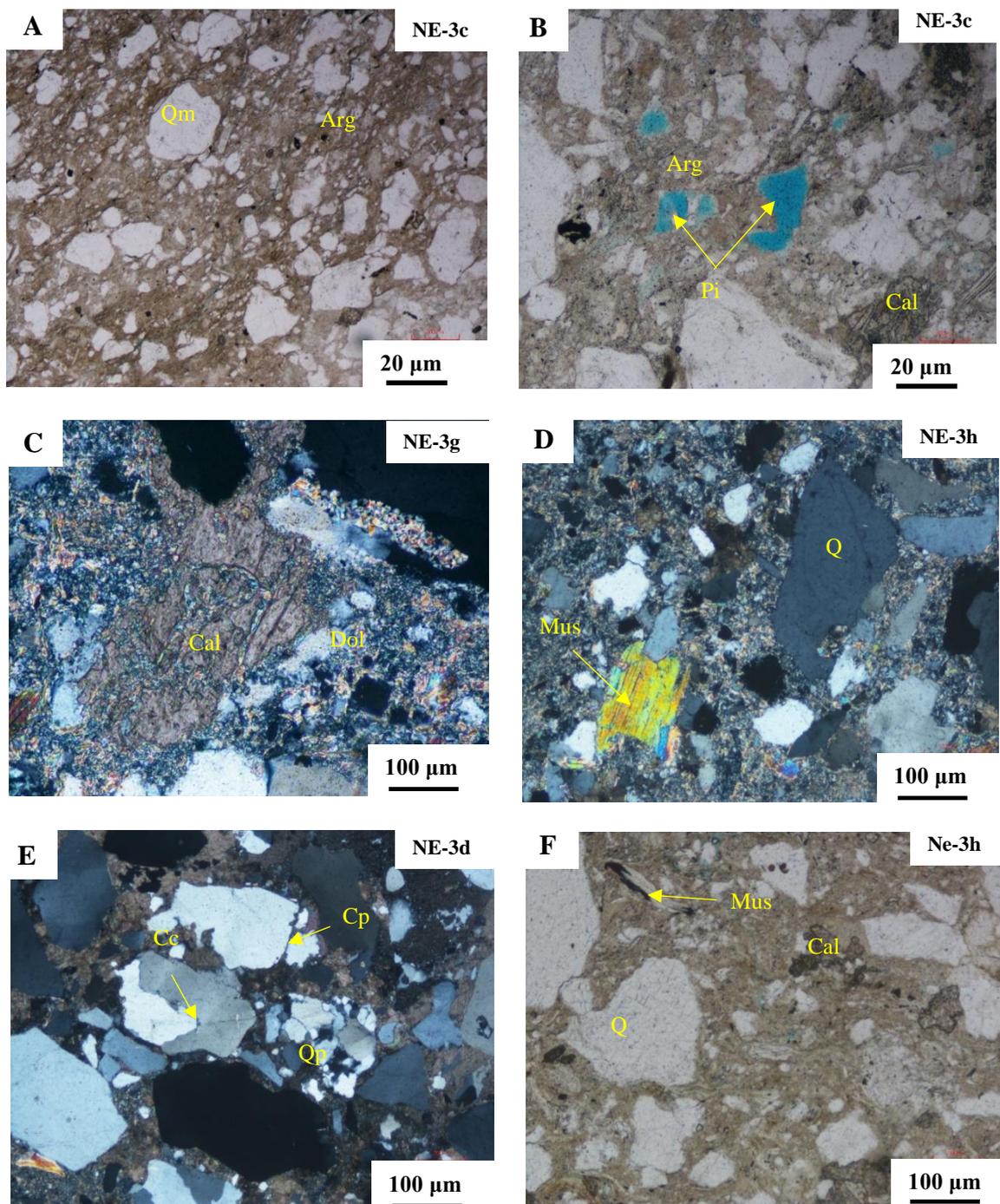


Figure 48 : Microphotographies des lames minces en LPNA et LPA des grès cénomaniens, groupe 2. **A** : Légère orientation des grains de quartz et un débit schisteux fruste au niveau des argiles (Arg) ; **B** : Des rares pores ouverts dans un ciment d'argile et de calcite (Cal) ; **C** : Calcite dans un ciment de dolomite (Dol) ; **D** : Cristaux de quartz et de muscovite (Mus) dans un ciment dolomitique ; **E** : Cristaux de quartz polycristallins, présentant des limites de cristaux planes (Cp) et concavo-convexes (Cc) ; **F** : Cristaux de quartz dans une matrice de calcite et de muscovite.

Ces microphotographies des lames minces des grès cénomaniens, groupe 2 (Fig. 48) montrent la composition minéralogique et texturale suivante :

1. Minéraux détritiques

Les grains détritiques sont dominés par des quartz monocristallins (29,3 à 33 %) et polycristallins (9,3 à 22 %). Ces cristaux de quartz sont très fins à grossiers. La forme des grains varie de subanguleuse à subarrondie. En général, les grains sont mal triés (Fig. 48A et D). Le quartz polycristallin présente des limites entre les cristaux telles que ponctuelles, planes et concavo-convexes (Fig. 48E).

L'argile (43,2 %) est constituée par de minéraux détritiques et authigènes. L'argile détritique se présente sous forme de matrice (Fig. 48A et B).

2. Minéraux authigènes

Le principal minéral authigène est une argile indéterminée (34,3 à 52 %) à la microscopie optique. Elle se présente sous la forme d'un ciment envahissant et obstruant des volumes importants du réseau de pores primaires (Fig. 48F).

Le ciment carbonaté (8,2 % de la calcite et de la dolomite) est secondaire (Tableau XXXIV). Il se présente localement sous forme de ciment sparitique en remplissage des pores intergranulaires primaires (Fig. 48B, C, D et F).

Toutefois, l'argile indéterminée au microscope a été mise en évidence par la diffraction des rayons X (DRX) (Tableau XXXV). Les résultats DRX de l'échantillon (NE-3g) des grès cénomaniens, groupe 2 a montré la prolifération de l'illite (98,1 %) et de couches mixtes d'illite/smectite (1,9 %). La kaolinite, la chlorite et la smectite sont quasi-absentes. Ceci peut s'expliquer par leur transformation probable en illite et en couches mixtes illite/smectite lors de l'enfouissement.

Tableau XXXV : Composition minéralogique des argiles contenues dans les grès cénomaniens, groupe 2.

Échantillon	Minéraux argileux en (%)						
	K	I	Chl	Sm	I/Sm	I/Chl	Gl
NE-3g	0,0	98,1	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0

3. Porosité

De très rares pores ouverts sont présents, mais sont généralement isolés dans le ciment argileux (Fig. 48B). Les pores isolés ne sont pas connectés. Cette configuration indique l'absence de la perméabilité dans le réservoir. Les pores des grès (NE-3d, g et h) sont bouchés par des ciments calcaires (calcite et dolomite) (Fig. 48C, D, E et F), montrant un réservoir de mauvaise qualité.

V.1.3.2. Diagenèse des grès du Cénomanién

Les principaux processus de la diagenèse ayant affecté les grès cénomaniens sont la compaction et la cimentation.

1. Compaction

La compaction est élevée dans les grès cénomaniens analysés. La charpente de la roche est généralement supportée par le ciment de quartz (Fig. 48E) et par le ciment de calcite (Fig. 48D). Les grains se touchent via des contacts plans, concavo-convexes, triples points ou allongés et suturés (Fig. 49).

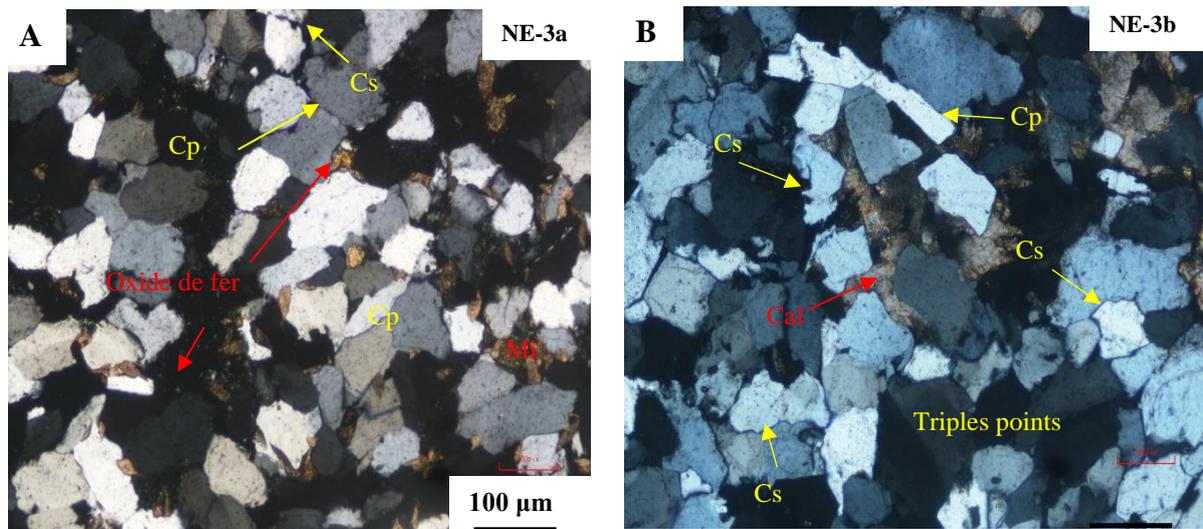


Figure 49 : Microphotographies des lames minces en LPA des grès cénomaniens, montrant le phénomène de compaction. **A-B** : Cristaux de quartz polycristallin, présentant des contacts plans (Cp), concavo-convexes (Cc), allongés ou triples points et suturés (Cs). Certains quartz polycristallin ont emprisonnés des micas (Mi) et de l'oxyde de fer.

La compaction mécanique est marquée par les contacts plans, allongés ou en points triples et concavo-convexes. Elle est également marquée par des oxydes de fer, de micas et de calcite emprisonnés aux limites entre les cristaux de quartz polycristallin.

Les contacts mécano-chimiques sont représentés par des microstylolites ou sutures aux contacts des grains détritiques de quartz sous l'effet de la pression-dissolution. La formation de ces microstylolites entraîne la libération des résidus insolubles. Ces derniers peuvent réagir avec les fluides de formation pour créer les surcroissances de quartz en remplissage des pores intergranulaires (Fig. 48E). D'après Bessong (2012) la pression-dissolution est invoquée pour expliquer à la fois la formation des stylolites et celle des surcroissements autour des grains de quartz.

2. Cimentation

Le phénomène de cimentation est observé dans la plupart des grès cénomaniens (Fig. 47 et 48). Il s'agit essentiellement de la cimentation des carbonates (calcite et dolomite) (Fig. 47D et 48C), argileuse (Fig. 47C et 48A et B) et siliceuse (Fig. 47E) qui occluent la quasi-totalité des pores des grès cénomaniens.

3. Dissolution et recristallisation

Le phénomène de dissolution et de recristallisation est mis en évidence par la présence des grains de quartz qui présentent des bordures en golfe (Fig. 49B). La texture en golfe caractérise la dissolution par corrosion des grains de quartz. Cette dissolution libère de la silice qui peut se précipiter sur les grains de quartz adjacents (Fig. 47E).

4. Néof ormation et remplacement

Ce phénomène est marqué par la disparition totale des feldspaths et la prolifération de l'illite (98,1 %) (Tableau XXXV). La néof ormation de l'illite en remplacement de la kaolinite a été mise en évidence dans les grès albo-cénomaniens du bassin sédimentaire ivoirien par Fea *et al.* (2018).

V.1.4. Chronologie des processus diagenétiques

L'histoire diagenétique des grès de l'Albien, du Cénomaniens et du Campanien dans le bassin sédimentaire de Termit est relativement complexe, car plusieurs processus ou modifications diagenétiques ont été identifiés. Selon Mansurbeg *et al.* (2008) l'analyse pétrographique peut permettre d'établir une séquence paragenétique des minéraux diagenétiques.

Ainsi, sur la base des relations texturales et du moment relatif d'apparition des processus diagenétiques observés sur des microphotographies MEB-EDS et des lames minces en LPA et

en LPNA, l'histoire diagenétique des grès du Crétacé du bassin de Termit peut se résumer comme suit (Tableau XXXVI) :

1. Dépôt des grès et éléments détritiques (quartz, feldspath, mica, etc...) et peut être des débris de végétaux ;
2. Compaction mécanique ;
3. Infiltration mécanique des argiles détritiques (kaolinite, chlorite et illite) ;
4. Dissolution des grains de feldspaths, améliorant ainsi la qualité des réservoirs en créant des pores secondaires ;
5. Formation de la sidérite à partir des micas ;
6. Précipitation de la pyrite en relation avec la désulfuration anaérobie de la matière organique contenue dans la roche ou à l'altération de sidérite ;
7. Kaolinitisation des feldspaths et autres minéraux instables tel que le mica ;
8. Précipitation des carbonates principalement la calcite non ferreuse et la dolomite ;
9. Compaction chimique ou pression-dissolution qui conduit à la formation des surcroissances de quartz (silice secondaire) suite à l'augmentation de la pression et de la température, ainsi que l'enrichissement du milieu en SiO_2 ;
10. Développement de la calcite essentiellement ferreuse, de la pyrite et de l'hématite ;
11. Chloritisation des micas ;
12. Cimentation de chlorite qui remplit et apparaît autour des grains de quartz, sous forme de nid d'abeille ;
13. Illitisation de kaolinite et de smectite.

Tableau XXXVI : Séquence diagenétique des grès du Crétacé du bassin de Termit.

Age	Stades diagenétiques	Phénomènes physico-chimiques	Phénomènes diagenétiques
ENFOUISSEMENT ALBO-CENOMANIEN-CAMPANIEN	DIAGENES MESOGENESE	<p>Présence K⁺, Température de l'ordre de 120 à 140 °C</p> <p>Présence du fer</p> <p>Eaux riches en CaCO₃</p> <p>Circulation des eaux riches en SiO₂</p>	<p>Illitisation de kaolinite et de smectite</p> <p>Chloritisation des micas</p> <p>Développement des oxydes de fer</p> <p>Développement de calcite</p> <p>Dissolution de quartz et précipitation de silice secondaire de nourrissage</p>
	DIAGENESE PRECOCE EOGENESE	<p>Circulation des eaux riches en CaCO₃ et Mg</p> <p>Milieu acide PH < à 7</p> <p>Milieu réducteur et riche en CaSO₄</p> <p>Circulation des eaux riches en SiO₂</p> <p>Compaction</p> <p>Condition de dépôt</p>	<p><i>Fissuration faible</i></p> <p>Précipitation des carbonatés (calcite et dolomite)</p> <p>Kaolinitisation de feldspath</p> <p>Précipitation de la pyrite</p> <p>Transformation de micas en sidérite</p> <p>Dissolution de feldspaths</p> <p>Silice primaire et compaction faible</p> <p>Infiltration des argiles détritiques (kaolinite, chlorite, illite et glauconite)</p>

V.2.3.3.1. Diagenèse précoce

La diagenèse précoce ou éogénèse est l'ensemble de toutes les transformations physiques et chimiques qui se produisent après le dépôt des sédiments et pendant leur enfouissement. Dans les grès, la limite de profondeur de l'éogénèse est généralement établie entre un (1) et deux (2) km pour des températures allant de 30 à 70°C (Morad *et al.*, 2000). Ce domaine est contrôlé par des échanges avec les eaux météoritiques, la variation du niveau de la mer, le contenu en matière organique et la composition détritique du grès (Morad *et al.*, 2000). Les phénomènes éogénétiques ayant affecté les grès albo-cénomaniens et campaniens du bassin de Termit sont : la compaction mécanique, l'infiltration mécanique des argiles détritiques (kaolinite, chlorite, illite et glauconite), la formation de la sidérite et de la pyrite, la dissolution des feldspaths et la précipitation de la kaolinite ainsi que la formation des carbonates (calcite et dolomite).

- La compaction mécanique commence juste après le dépôt des sédiments et se poursuit jusqu'à leur enfouissement. Elle est marquée par des contacts ponctuels, plans, en points triples ou allongés et concavo-convexes (Fig. 49A et B), et aussi par l'allongement des grains de micas (muscovite et biotite) selon une direction préférentielle (Fig. 32A et 40B). D'après Worden *et al.* (2000), ces contacts se forment généralement par compaction mécanique juste après le dépôt de sédiments. Ainsi, les limites droites (contacts plans) entre les grains de quartz polycristallin caractérisent les roches d'origine volcanique. Par contre, les sédiments d'origine métamorphique présentent des contacts engrenés entre les grains de quartz polycristallin (Fea *et al.*, 2018).

- L'infiltration mécanique de l'argile ou de l'argile détritique est un processus important dans les échantillons des grès analysés. Ce phénomène peut se produire pendant l'éogénèse (Dunn, 1992). L'argile détritique est dominée par la kaolinite, la glauconite, la chlorite et l'illite (Fig. 37C, 38A et C et 33E).

La kaolinite détritique pourrait provenir de l'hydrolyse des feldspaths alcalins contenus dans les roches felsiques d'origine volcanique (Fea, 2019). Ainsi, la kaolinite observée sur la figure 40C peut être détritique ; car elle semble provenir de la dissolution des feldspaths. La chlorite observée sur la microphotographie C (Fig. 38) est probablement détritique. L'origine détritique de la chlorite serait due à la transformation d'une roche mère (Makeen *et al.*, 2016) ou de l'érosion du bassin (Tancredi, 1991 in Fea, 2019). L'origine éogénétique de la glauconite a été mise en évidence par la forme arrondie des grains (Fig. 38A). Certaines glauconites conservent la morphologie des éléments détritiques qu'elles ont pseudomorphosés (Garcia *et al.*, 2002).

Ainsi, la forme arrondie de la glauconite montre qu'elle provient probablement de boulettes fécales. La modification de boulettes fécales en glauconite survient peu de temps après l'enfouissement, ce qui pourrait être attribué au stade éogénétique très précoce (Mostafa *et al.*, 2018). L'origine détritique de l'illite (Fig. 33E) a été mise en évidence par leur spectre EDS essentiellement composé des éléments chimiques suivants : (Si, Al, K, Fe et Ti). Cette composition est similaire à celle de certaines illites authigéniques à l'exception de la présence du Ti, qui suggère que cette argile (illite) est détritique (Welton, 1984).

- L'origine éogénétique de la sidérite a été révélée par le remplacement complet des micas (Fig. 39B). Cette transformation nécessite un apport d'eau météoritique (El-Khatri *et al.*, 2015). Ainsi la présence de restes de micas semblables à des filaments de muscovite sur la micro photo 39B, suggère que la sidérite provient des micas, comme décrite par El-Khatri *et al.* (2015). La formation de la sidérite peut également être due à l'enrichissement local du fer dans la roche (Baker *et al.*, 1996).

- Les textures framboises et subcubiques de la pyrite (Fig. 34B et 41D) sont caractéristiques du stade éogénétique (Worden et Burley, 2003). La pyrite peut se former lors du contact entre le fluide marin et le CO₂ atmosphérique qui provoque une réaction d'oxydo-réduction. En effet, le fer passe de l'état ferreux à l'état ferrique avec la précipitation de la pyrite ou de la sidérite (Fea, 2019). La pyrite peut résulter également de la réduction du fer ferrique due à la présence de sulfate dans les eaux de mer lors de l'enfouissement précoce (Love, 1967). Dans les échantillons des grès analysés, la pyrite se présente parfois sous forme de noyau sidéritique (Fig. 32F et 38F), suggérant leur formation simultanée. La pyrite se présente également entre les limites de quartz polycristallin (Fig. 49A), prouvant qu'elle a été en phase de pré compaction. Cela a permis aussi aux grains de quartz détritiques de conserver leur forme originelle.

- La kaolinite diagenétique a été formée lors de la dissolution des feldspaths contenus dans les grès (Fig. 42A). Ainsi, la kaolinitisation des feldspaths est une réaction nécessitant un écoulement des eaux météoritiques (Bjørlykke, 1998; Worden et Morad, 2000). L'origine éogénétique de la kaolinite authigène a été suggérée par sa texture vermiculaire (Fig. 36C). Cette dernière se forme juste après le dépôt des sédiments (McAulay *et al.*, 1994 ; Wilkinson *et al.*, 2004) et par l'association étroite de la kaolinite avec la sidérite (Fig. 32F) se formant lors des contacts entre les minéraux et les eaux météoriques (El-Ghali *et al.*, 2006).

- L'étude pétrographique montre des ciments carbonates (calcite et dolomite) englobant les grains détritiques en remplissant tous les pores (Fig. 47D et 48C). D'après Mostafa *et al.* (2018) cette phase cristalline s'est précipitée très tôt au cours de la diagenèse précoce. En effet, l'origine éogénétique de la calcite a été mise en évidence par sa texture pœcilitique (plage cristalline englobant tous les cristaux de quartz) (Fig. 47D). La présence de la calcite sparitique dans un ciment dolomite (Fig. 48C) suggère une formation simultanée.

V.2.3.3.2. Diagenèse tardive

La diagenèse tardive ou d'enfouissement a été essentiellement représentée par la mésogénèse. Cette dernière s'effectue au-delà de 2 km et à une température supérieure ou égale à 70°C. Elle est généralement liée aux interactions entre les eaux profondes et les minéraux de la roche, sans influence des agents de surface. Au cours de la mésogénèse, des réactions chimiques entre les minéraux de la roche et les eaux profondes se produisent avec l'augmentation de la température. Ainsi, les principaux phénomènes diagenétiques, affectant les grès albo-cénomaniens et campaniens du bassin de Termit comprennent la formation des surcroissances de quartz (silice secondaire de nourrissage), la précipitation de la calcite ferreuse, le développement des oxydes de fer, la chloritisation et l'illitisation de la kaolinite et de la smectite.

- Les surcroissances de quartz se forment pendant le stade d'éogénèse et de mésogénèse. Elles se développent à des températures supérieures à 70°C, indiquant la prolifération de la silice secondaire au stade de mésogénèse (Bjorlykke et Egeberg, 1993; Worden et Morad, 2000).

En effet, l'étude pétrographique des échantillons de grès étudiés a montré la présence de la silice secondaire de nourrissage autour des grains de quartz (Fig. 47E). Cette silice secondaire s'est développée sur les grains détritiques des feldspaths et de quartz (Fig. 42A et 41A) pour former des surcroissances de quartz. Sur la figure 41A, des revêtements de smectite ont été observés sur les surcroissances de quartz. Ce qui suggère le développement de la smectite après la précipitation des surcroissances de quartz.

La présence des microstylolites entre les grains de quartz polycristallin (Fig. 40A et B) et la corrosion de quartz (Fig. 37C) a probablement constitué la source probable de la silice. La faible abondance des surcroissances de quartz dans les échantillons de grès analysés est probablement due au développement de la calcite et des minéraux argileux.

- L'étude pétrographique des grès analysés a montré également la présence de la chlorite sous forme de nids d'abeilles (Fig. 35A). Ainsi, le spectre EDS de cette chlorite a montré qu'elle est riche en FeO (39,05%) (Fig. 35A), avec un rapport $Fe / (Fe + Mg) = 0,96$.

En effet, la chlorite présentant des rapports $Fe/(Fe + Mg)$ supérieurs à 0,8 peut indiquer la présence de couches mixtes (Ryan et Hillier, 2002) qui pourraient être formées près de la surface dans des conditions associées à une zone de mélange d'eau marine et météorique lors de la transgression marine (Hillier, 1994). De plus, la texture en nids d'abeilles de chlorite pourrait représenter le stade intermédiaire de la smectite à la chlorite (Mahmic *et al.*, 2018). Cependant, la smectite et d'autres argiles riches en fer probablement les chlorites se forment au stade précoce de la mésogénèse (Mostafa *et al.*, 2018).

- La diminution des feldspaths et de la sidérite a été suivie par l'apparition de la calcite éparsée (Fig. 38C et 44C). Le remplacement des feldspaths par la calcite éparsée (Fig. 38C) se produit pendant le stade mésogénèse (Paredes *et al.*, 2018). Selon Mostafa *et al.* (2018) la calcite éparsée est principalement ferreuse. La décarbonatation de la matière organique pourrait former de l'oxyde de calcium qui contribue à la formation de la calcite. Les ciments de calcite et de l'hématite observés sur la figure 41C seraient dus à la décarbonatation de la sidérite, comme rapporté par (Ayrinnac, 2005 *in* Fea, 2019).

- Le développement des oxydes de fer peut se produire pendant la diagenèse d'enfouissement ou mésogénèse (Walker *et al.*, 1981). Ainsi, dans les grès étudiés, l'oxyde de fer s'est présenté sous deux formes : (i) de revêtements autour des grains détritiques de quartz (Fig. 47E) ; et (ii) des taches isolées remplissant des pores intergranulaires (Fig. 49A). En effet, l'origine mésodiagenétique de ces oxydes de fer a été mise en évidence par leur présence sous forme de revêtements autour de grains de quartz ou de surcroissances. Cela montre la formation des oxydes de fer probablement après la précipitation des surcroissances de quartz. Par ailleurs, l'oxyde de fer qui s'est présenté sur les surcroissances de quartz peut être hérité des roches mères. La présence de quartz corrodé peut aussi être due au remplacement du ciment carbonaté par des oxydes de fer (Mostafa *et al.*, 2018).

- L'illitisation est un phénomène diagenétique qui commence généralement à des températures supérieures à 70°C et donc au stade de la mésogénèse. Dans cette étude, la proportion de l'illite augmente en fonction de la profondeur, tandis que les autres argiles diminuent. En effet, la formation de l'illite est le plus souvent associée à la transformation de la kaolinite, de la smectite ou de micas (Paredes *et al.*, 2018). Les micas (muscovite et biotite) s'altèrent en kaolinite et en illite (Fea, 2019). Ehrenberg et Nadeau (1989) et Bjørlykke (1998b) montre également la formation de l'illite dans les grès au détriment du feldspath potassique. En présence de K^+ , il peut y avoir l'illitisation de la smectite par l'intermédiaire des couches mixtes illite/smectite

(Fig. 35C), comme rapporté par Bjørlykke (1998) et Worden et Morad (2000). Le spectre EDS de certains cristaux sous forme de livrets de kaolinite montre la composition typique de l'illite (Fig. 35B). Cela pourrait démontrer le remplacement de la kaolinite par l'illite authigène.

V.1.5. Classification des grès étudiés

La projection de proportions de quartz, de feldspaths et des fragments lithiques dans le diagramme ternaire de Dott (1964) a montré que les grès du Crétacé sont de type subarkosique, sublitharénite et litharénite (Fig. 50).

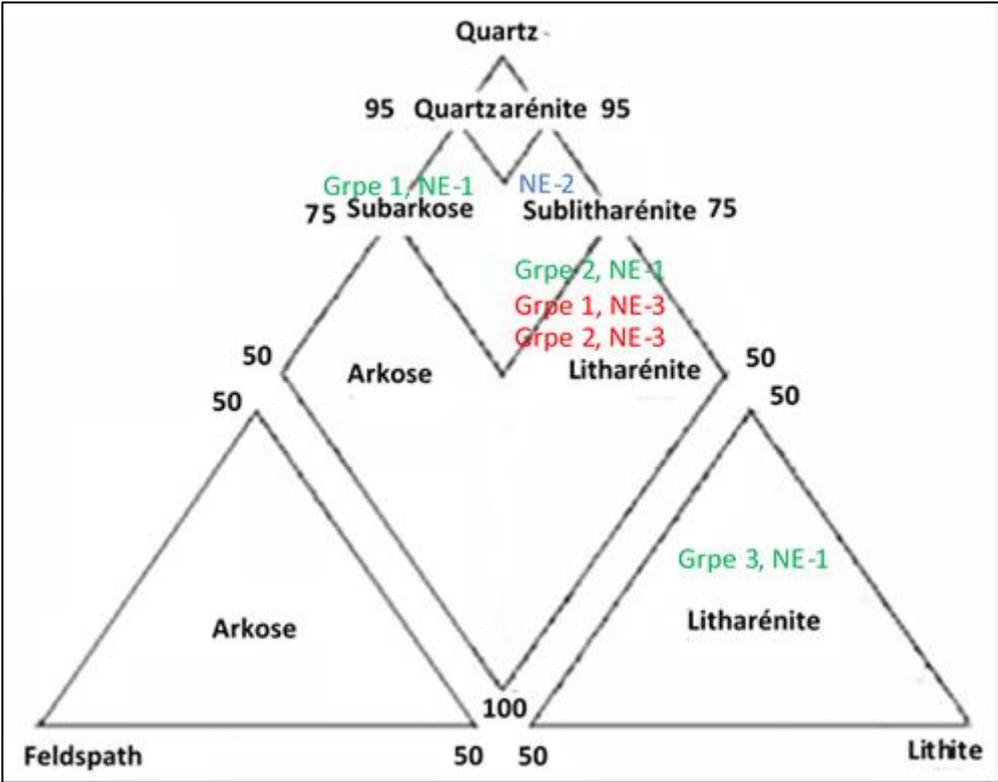


Figure 50 : Classification des grès du Crétacé supérieur dans le bassin sédimentaire de Termit Niger (selon le diagramme Dott, 1964).

V.1.6. Contrôle de la sédimentation et de la diagenèse sur la porosité et la perméabilité des grès

La porosité et la perméabilité initiales d'un sédiment dépendent en premier lieu de son environnement de dépôt et donc de sa composition minéralogique initiale et texturale (Anthony, 2013). La qualité du réservoir (porosité et perméabilité) varie aussi en fonction des processus diagenétiques (Salah *et al.*, 2016). Ces derniers affectent les sédiments juste après leur dépôt et se prolongent jusqu'à leur enfouissement.

V.1.6.1. Contrôle de la sédimentation sur la porosité et la perméabilité des grès

Les grès campaniens sont relativement riches en quartz monocristallin et bien trié, suivi des feldspaths et de rares fragments lithiques. La taille moyenne des grains varie de fine à grossière. Les valeurs de porosité et de perméabilité sont généralement bonnes à très bonnes, localement négligeables.

Les grès albiens sont composés abondamment de quartz, suivi des fragments rocheux et de rares feldspaths. La taille des grains de sable est moyenne à localement très grossière. Les grains généralement mal triés sont séparés par des pores obstrués par de minéraux authigènes tels que l'illite et les couches mixtes illite/smectite. Les valeurs de perméabilité sont donc généralement négligeables et localement très bonnes.

Enfin, les grès cénomaniens sont composés de quartz, suivi de l'argile, sans feldspaths. Les grains sont très fins à très grossiers, mal à modérément bien triés. Les grains sont séparés par des pores obstrués par des surcroissances de quartz en raison du rôle important de la compaction. Les valeurs de porosité et de perméabilité sont négligeables.

En effet, l'analyse pétrographique des grès campaniens (NE-1d) montre des clastes de l'argile microfissurée (Fig. 32D), pouvant améliorer la porosité. Par contre, certains échantillons (NE-1c et e) des grès campaniens a révélé des grains de quartz dans une matrice argileuse en remplissage de tous les pores (Fig. 38A). De plus, des flocons de micas (biotite et muscovite) allongés ont entraîné une perte de porosité par déformation ductile, due à la compaction mécanique (Fig. 32E et 40B). La présence des grains détritiques de feldspaths a exercé également un contrôle majeur sur la porosité des grès du Campanien. La plupart des grains de feldspaths ont été dissous et/ou transformés en minéraux argileux. La dissolution des feldspaths a créé des pores secondaires, ce qui a également amélioré le volume des pores (Fig. 42B). Par

contre, les minéraux argileux néoformés (kaolinite et illite) ont obstrué certains pores primaires et secondaires (Fig. 35A, B et C).

Le tri a aussi influencé les propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) des grès étudiés. Le tri sédimentaire permet d'ordonner les particules dont la taille varie de très fine à très grossière. Le tri des grès diffère selon les trois formations étudiées. L'analyse des grès du Campanien a montré que les grains sont généralement bien triés. Il varie de mal à moyennement dans les grès albo-cénomaniens qui sont relativement riches en fragments lithiques, avec un mauvais classement des grains. C'est pourquoi, ils montrent généralement des valeurs faibles de porosité et de perméabilité.

Ainsi donc, les environnements de dépôts ont exercé un contrôle majeur dans la composition détritique et texturale des grès du Crétacé. La composition minérale et la texture ont également un impact sur les processus de diagenèse telles que la compaction, la dissolution et la cimentation qui à leur tour influent sur la porosité et la perméabilité des grès étudiés.

V.1.6.2. Contrôle diagenétique sur la porosité et la perméabilité des grès

Le contrôle diagenétique sur la porosité et la perméabilité des grès albo-cénomaniens et campaniens est résumé dans les tableaux XXXVII, XXXVIII et XXXIX. Ces derniers présentent les proportions des minéraux diagenétiques, de la porosité et de la perméabilité des grès étudiés.

Tableau XXXVII : Proportion des minéraux authigènes avec les valeurs de porosité et de perméabilité des grès campaniens.

Échantil lons	Profonde urs (m)	Calcite (%)	Sidérite (%)	Argile (%)	Silice (%)	Porosité (%)	Perméabilité (mD)
NE-1a	2537,4	0,0	3,7	18,3	0,0	14,3	15,2
NE-1b	2538,8	0,0	5,5	12,7	0,1	15	187
NE-1c	2547,5	0,5	19,7	33,3	0,1	0,3	0,1
NE-1d	2547,8	0,3	0,7	10,7	0,3	18	232
NE-1e	2548,7	0,3	4,0	9,3	1,2	21,7	358
NE-1f	2549,7	7,5	2,5	11,7	1,0	0,5	0,6
NE-1g	2552,1	2,7	1,0	6,0	0,1	23,3	265
NE-1h	2553,3	0,1	2,0	6,3	0,2	20,9	42,3
NE-1i	2555,1	1,5	1,5	16,5	1,4	0,3	0,1
NE-1j	2585,6	3,3	3,7	7,3	1,0	17	39,9
NE-1k	2586,5	18,7	6,0	6,0	0,3	5,3	0,6
NE-1l	2587,8	6,5	2,0	8,9	0,0	19	35,5
NE-1m	2589	7,3	2,7	3,7	0,0	26,3	18,2
NE-1n	2589,9	0,5	2,3	9,0	0,0	23,7	362
NE-1o	2596	40,3	11,3	17	1,0	0,6	0,1
NE-1p	2598,4	12,5	16	18,5	2,0	1,9	3,8
NE-1q	2603,6	8,0	19,7	10,7	1,0	8,3	0,2

Tableau XXXVIII : Proportion des minéraux authigènes avec les valeurs de porosité et de perméabilité des grès albiens.

Échantil lons	Profond eurs (m)	Calcite (%)	Sidérite (%)	Argile (%)	Silice (%)	Porosité (%)	Perméa bilité (mD)
NE-2a	2759,5	0,5	0,1	27,5	5,0	7,7	1,5
NE-2b	2768,5	0,1	0,0	35	5,5	0,3	0,1
NE-2c	2770,5	0,1	0,0	9,3	6,5	26,3	33,5
NE-2d	2780,5	0,0	0,0	8,5	5,0	21	31,5
NE-2e	2792,9	0,7	0,0	25,3	4,0	6,7	0,5
NE-2f	2795,6	0,3	0,0	32	4,5	0,5	0,3
NE-2g	2798,5	0,0	0,0	11	5,0	17	32,5
NE-2h	2800,2	0,0	0,1	8,7	5,6	25,5	39,6

Tableau XXXIX : Proportion des minéraux authigènes avec les valeurs de porosité et de perméabilité des grès cénomaniens.

Échantillons	Profondeurs (m)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Argile (%)	Silice (%)	Porosité (%)	Perméabilité (mD)
NE-3a	2240,5	3,0	2,0	13,5	4,0	0,1	1,5
NE-3b	2250,5	5,7	7,0	9,0	6,5	0,3	0,1
NE-3c	2261,5	4,5	5,0	9,0	6,5	0,7	0,5
NE-3d	2272,5	6,0	3,5	8,5	7,0	0,3	1,5
NE-3e	2344,8	4,3	8,5	10,5	14,3	0,3	0,0
NE-3f	2345,7	13,3	12	15,5	9,5	0,7	0,2
NE-3g	2347,9	13,7	11,5	34,3	7,5	1,0	0,0
NE-3h	2348,5	2,7	13	52	10	0,3	0,5

V.1.6.2.1. Impact de la compaction

Les différents types de contacts : plans, en points triples, concavo-convexes et suturés, ont réduit la porosité des grès étudiés (Fig. 49A et B). Ces contacts sont plus développés dans les grès albo-cénomaniens, réduisant considérablement la porosité et la perméabilité des réservoirs. Lors de la compaction mécanique, des paillettes de micas (biotite et muscovite) sont allongées entre les grains de quartz polycristallin dans les grès campaniens. Ces paillettes de micas suivent une direction préférentielle et bouchent de nombreux pores intergranulaires (Fig. 33B, D, 37D et 40B).

Les contacts mécano-chimiques (contacts suturés) sont plus développés dans les grès cénomaniens. Ces contacts dus à la pression-dissolution ont contribué à la formation de surcroissances (silice secondaire) autour des grains de quartz adjacents. Ces surcroissances de

quartz ont totalement occupé les espaces intergranulaires (Fig. 47E), contribuant ainsi à la réduction de la porosité et de la perméabilité des grès.

V.1.6.2.2. Impact de la cimentation carbonatée

Le ciment carbonaté est représenté par la calcite, la dolomite et la sidérite. Ces carbonates ont influencé la porosité et la perméabilité des grès albiens à campaniens, à des degrés divers. Les proportions de la calcite et de la sidérite sont plus élevées dans les grès céno-mano-campaniens par rapport à celles des grès albiens (Tableaux XXXVII, XXXVIII et XXXIX). La dolomite est uniquement présente dans les grès céno-maniens (Tableau XXXIX).

Dans les grès campaniens (NE-1c, f, k, o, p et q ; Tableaux XXXVII) et céno-maniens (NE-3e, f, g et h ; Tableaux XXXIX), on constate que les grès contenant plus de 7,5 % de carbonate présentent des valeurs de porosité (0,3 à 8,3 %) et de perméabilité (0,1 à 3,8 mD) très faibles à faibles. Les grès campaniens (NE-1k et o) présentent la plus forte proportion de ciment calcitique (40,3 % et 18,7 %).

Ainsi, l'analyse pétrographique des grès campaniens (NE-1k et o) a montré l'occlusion du volume intergranulaire par la présence de la sidérite (Fig. 39B) et des ciments de calcite et de dolomite (Fig. 47D et 48C).

Les carbonates exercent donc un contrôle majeur sur la porosité et la perméabilité des grès céno-mano-campaniens. Néanmoins, les grès albiens (NE-2a à d) et campaniens (NE-1a à e, g à j, l et n), contenant moins de 7 % de ciment carbonaté présentent une large gamme de porosité (0,3 à 26,3 %) et de perméabilité (0,1 à 362 mD) (Tableaux XXXVII, XXXVIII et XXXIX). Certains grès céno-maniens montrent également des valeurs de porosité inférieures à 1 % et de perméabilité inférieure à 1,5 mD, avec des proportions de ciment carbonaté inférieures à 7 %. Cela prouve que la qualité du réservoir de ces grès peu cimenté en calcite, en sidérite et en dolomite est contrôlée par d'autres facteurs.

V.1.6.2.3. Impact des argiles authigènes

Les argiles influencent la porosité et la perméabilité des grès étudiés en l'occurrence, dans les grès céno-maniens où le taux d'argile est très élevé (52 %), avec des valeurs, généralement très faibles de porosité (0 à 1 %) et de perméabilité (0 à 1,5 mD) (NE-3g et h ; tableau XXXIX). L'impact de l'argile n'est pas très significatif dans les grès campaniens (NE-1d, e et n) et albiens (NE-2c, g et h) qui présentent une très bonne porosité (17 à 26,3 %) et une excellente perméabilité (32 à 362 mD) (Tableaux XXXVII et XXXVIII).

L'étude pétrographique au moyen de la diffractométrie aux rayons X montre que les argiles authigènes sont composées de kaolinite, d'illite, de chlorite, de smectite, de glauconite et de couches mixtes illite/smectite et illite/chlorite (Tableau XXI). Cependant, les analyses aux MEB-EDS ont montré la présence de ces minéraux en remplissage partiel ou total des pores primaires ou secondaires dans les grès albo-cénomaniens et campaniens (Fig. 35, 36 et 46A). Chaque type d'argile entraîne différentes modifications de la structure des pores en fonction de la teneur et de la morphologie des cristaux comme il a été démontré dans les grès albo-cénomaniens du bassin ivoirien par Fea *et al.* (2018).

Ainsi, l'influence des argiles sur la porosité et la perméabilité des grès albiens à campaniens est très hétérogène. En effet, l'illite a été l'argile dominante avec 98,1 % dans les grès cénomaniens (Tableau XXXV). La prolifération de l'illite dans ces grès peut être responsable des valeurs de porosité et de perméabilité faibles observées dans le tableau XXXIX. De manière générale, la kaolinite, l'illite et les couches mixtes illite/smectite sont les principaux minéraux argileux qui ont rempli ou dégradé les pores et les espaces intergranulaires des grès. Ces minéraux ont donc été les facteurs majeurs de contrôle de porosité et de perméabilité des grès analysés.

V.1.6.2.4. Impact de la silicification

La silicification n'est pas bien développée dans les grès campaniens (0 à 2 %) (Tableaux XXXVII). C'est pourquoi, son influence sur la dégradation de la porosité et de la perméabilité reste négligeable. Néanmoins, l'étude pétrographique dans ces grès a montré des fines surcroissances de quartz, qui ont occupé de faibles espaces au niveau des pores (Fig. 32F).

Dans les grès albo-cénomaniens, les proportions de la silice varient respectivement de 4 à 6,5% et de 4 à 14,3 %. C'est pourquoi, l'impact de la silicification demeure significatif dans ces grès (Tableaux XXXVIII et XXXIX). Cette influence est marquée par la présence des surcroissances de quartz qui ont totalement obstrué la porosité des grès cénomaniens (47E). Le tableau XXXIX montre également de très faibles valeurs de porosité et de perméabilité (NE-3b, c, e, f, g et h), avec l'augmentation de proportion de la silice. Sur ce tableau, on constate aussi que le volume de la silice augmente en fonction de la profondeur.

V.1.6.2.5. Impact des phénomènes diagenétiques mineurs

La dissolution des grains de feldspaths et de quartz, ainsi que la précipitation des oxydes de fer constituent des phénomènes diagenétiques mineurs dans les grès étudiés.

La dissolution des grains de feldspaths s'est développée uniquement dans les grès campaniens, où elle a créé localement des pores secondaires (Fig. 42B). Ces derniers se sont isolés, et ne sont donc pas connectés, configuration qui ne favorise pas la perméabilité. Pour cette raison, l'impact de la dissolution des feldspaths sur la porosité et la perméabilité de ces grès est considéré comme étant faible. Néanmoins, ces pores ont conduit à une augmentation de 3,3 % du volume de porosité primaire des grès (Tableau XIX).

La précipitation de la pyrite est faible dans l'ensemble des grès étudiés. C'est pourquoi, son impact sur leur porosité et leur perméabilité n'est pas significatif. Néanmoins, dans les grès campaniens, la pyrite est constituée de ciment et/ou des plaques opaques (Fig. 37D), remplissant des microfissures. On note aussi la ferruginisation de la matrice de certains grès campaniens par la pyrite (Fig. 38A). Cela indique que la pyrite a un impact négatif sur la porosité et la perméabilité de certains réservoirs du Campanien.

V.2. Caractérisation pétrophysique

Les valeurs de perméabilité mesurées sur les échantillons de carottes étudiés sont comprises entre 0,01 mD et 470,3 mD. La plupart de ces valeurs sont inférieures à 10 mD (Fig. 51, 52 et 54). Cette variation peut être liée à l'existence d'importants phénomènes de diagenèse telles que la compaction et la cimentation des porosités intergranulaires. Elle peut également être due à la taille très fine et/ou au mauvais tri des grains. Quant aux valeurs de porosité estimées, elles sont comprises entre 0,1 % et 26,3 %. Environ 72 % de ces valeurs sont inférieures à 10 % (Fig. 55, 57 et 58). Cette variation des valeurs de porosité indique le contrôle sédimentaire et l'impact des phénomènes diagenétiques ayant affecté les grès albo-cénomaniens et campaniens du bassin de Termit.

V.2.1. Variation de la perméabilité des grès

V.2.1.1. Grès du Campanien

Le diagramme de répartition de la perméabilité (K) des grès campaniens montre une diminution des valeurs de perméabilité en fonction de la profondeur (Fig. 51). Ces valeurs de perméabilité varient de 0,05 à 470,25 mD, avec une moyenne de 105,45 mD. Ainsi, ces valeurs indiquent une perméabilité négligeable (K) inférieure à 1 mD, évoluant vers une perméabilité très bonne (K) comprise entre 100 et 1000 mD :

- entre 2525 et 2565 m, la perméabilité varie de 0,09 mD à 470,25 mD, soit des valeurs de perméabilité négligeable (K) inférieure à 1 mD à très bonne (K) comprise entre 100 et 1000 mD ;
- dans l'intervalle de 2580 à 2590 m, elle est comprise entre 0,05 et 3,93 mD, soit des valeurs de perméabilité négligeable (K) inférieure à 1 mD à faible (K) comprise entre 1 et 10 mD.

La diminution de la perméabilité des grès campaniens serait due aux processus de la diagenèse telles que la compaction et la cimentation des sédiments lors de l'enfouissement (Fig. 52). La forte disparité de la perméabilité (négligeable à très bonne) dans l'intervalle 2525 et 2565 m, est probablement due à la présence des surcroissances de quartz qui bouchent les espaces entre les pores (Fig. 52A). De même, la forte baisse de la perméabilité entre 2580 à 2590 m serait due à la prolifération des surcroissances de quartz qui bouchent les espaces intergranulaires (Fig. 52B).

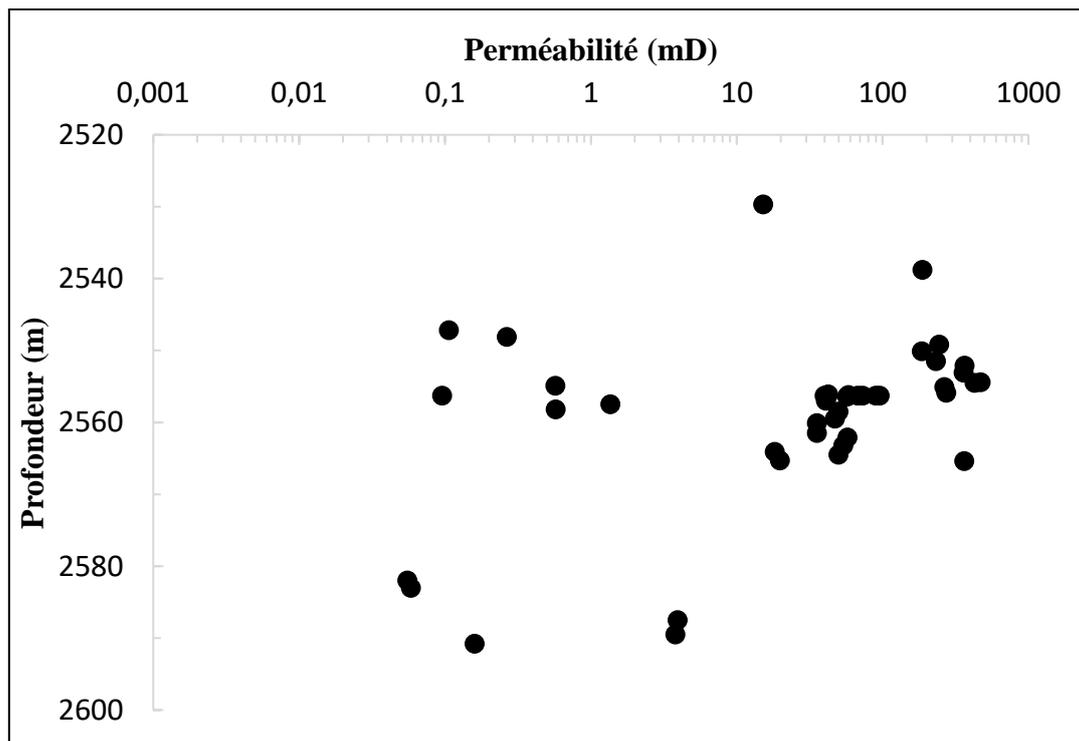


Figure 51 : Diagramme de répartition de la perméabilité des grès campaniens en fonction de la profondeur.

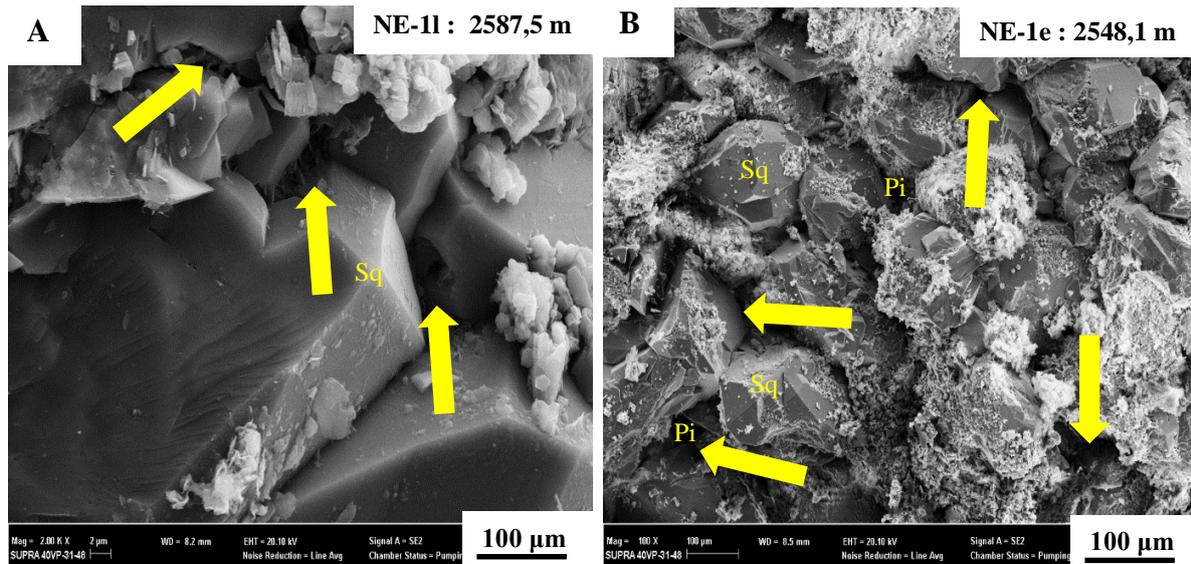


Figure 52 : Microphotographie MEB, montrant l'évolution des pores avec le développement de l'habitus du ciment de quartz (Sq) de grès campanien. Présence des pores intergranulaires (Pi) autour des cristaux de quartz authigène (flèches jaunes) dans les grès campaniens : **A** : Porosité = 18,3%, perméabilité = 0,25 mD à 2587,5 m ; **B** : Porosité = 5,3%, perméabilité = 3,93 mD à 2548,1 m sur les figures 51 et 55. Ces perméabilités négligeables et faibles sont dues à la texture et aux phénomènes diagenétiques telles que la compaction et la cimentation de quartz qui réduisent le volume des pores et obstruent l'interconnectivité (perméabilité) de ces derniers.

V.2.1.2. Grès de l'Albien

Le diagramme de répartition de la perméabilité des grès albiens en fonction de la profondeur montre également une diminution de la perméabilité (Fig. 53). Sur ce diagramme, les valeurs de perméabilité varient de 0,01 à 1030 mD, notamment dans les intervalles suivants :

- entre 2790 et 2800 m, la perméabilité varie de 0,54 à 1030 mD, soit des valeurs de perméabilité négligeable (K) inférieure à 1 mD à excellente (K) supérieure à 1000mD ;
- et entre 2800 et 2810 m, elle varie de 0,01 à 0,40 mD, soit des valeurs de perméabilité négligeable (K) inférieure à 1 mD.

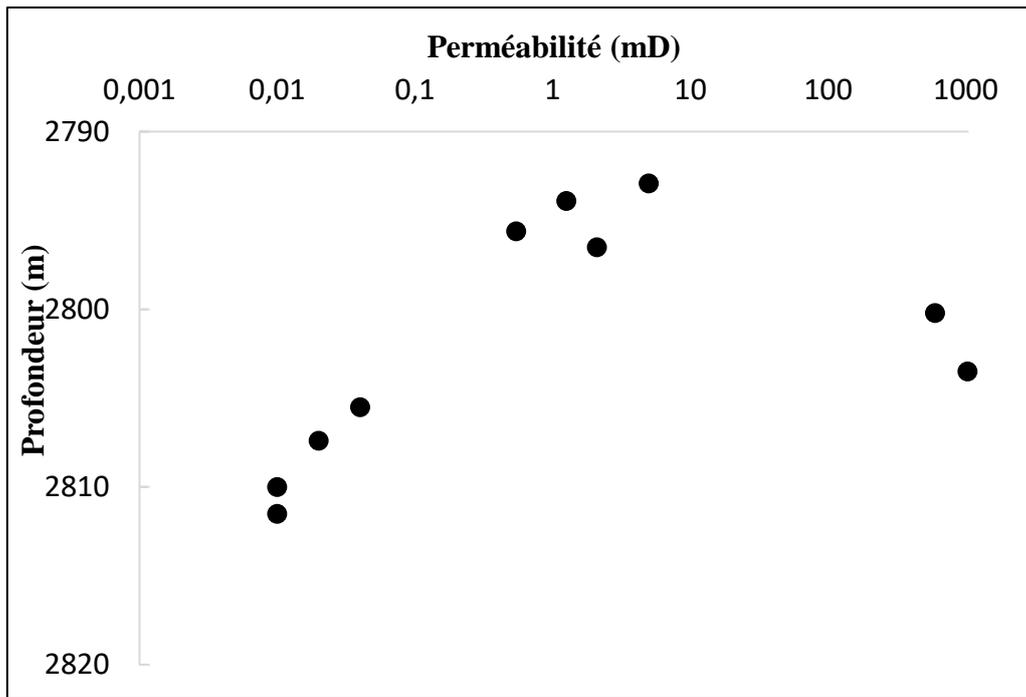


Figure 53 : Diagramme de répartition de la perméabilité des grès albiens en fonction de la profondeur.

Comme dans les grès campaniens, la diminution de la perméabilité des grès albiens serait due aux processus diagenétiques. Les valeurs élevées de perméabilité observées sur la figure 53 peut être due à la taille grossière des grains et bien triés. En effet, dans l'intervalle 2800 et 2804 m, l'étude lithologique des grès albiens a montré la présence des grès gris marron, à grains très grossiers à moyens et bien classés (Unité 1 ; Fig. 30). Ainsi, la perméabilité bonne à excellente est le plus souvent préservée dans les grès grossiers et bien classés (Fea, 2019). Ceci peut expliquer la présence des valeurs élevées de perméabilité dans l'intervalle (2800 et 2804m).

V.2.1.3. Grès du Cénomaniens

Le diagramme de répartition de la perméabilité des grès cénomaniens montre une diminution générale des valeurs de perméabilité (Fig. 54). Ces valeurs varient de 0,01 à 33,5 mD, avec une moyenne de 3,56 mD. La figure 35 montre que :

- entre 2342 et 2350 m, la perméabilité varie de 0,01 à 33,5 mD, soit des valeurs de perméabilité négligeable (K) inférieure à 1 mD à moyenne (K) comprise entre 10 et 50 mD ;
- entre 2350 et 2360 m, elle varie de 0,11 à 0,14 mD, soit des valeurs de perméabilité uniquement négligeable (K) inférieure à 1 mD.

Le diagramme de répartition de la perméabilité des grès cénomaniens montre aussi une diminution de celle-ci, comme dans les grès albien et campanien. Cela est probablement due pour les mêmes raisons.

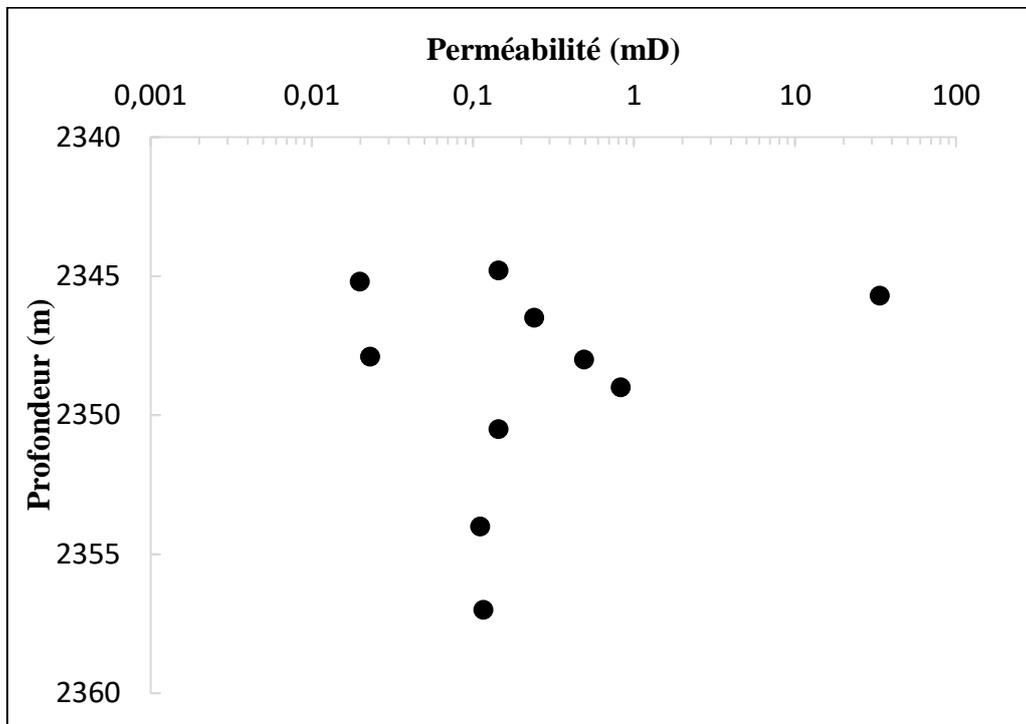


Figure 54 : Diagramme de répartition de la perméabilité des grès cénomaniens en fonction de la profondeur.

V.2.2. Variation de la porosité des grès

V.2.2.1. Grès du Campanien

Le diagramme de répartition de la porosité (Φ) des grès campaniens montre une diminution des valeurs de porosité en fonction de la profondeur dans les intervalles suivants (Fig. 55) :

- entre 2525 et 2565 m, la porosité varie de 0,3 à 26,3 %, soit des valeurs de porosité en trace (Φ) inférieures à 1 % à très bonne (Φ) comprises entre 20 et 30 % ;
- et entre 2565 et 2590 m, elle varie de 4,5 à 23,7 %, soit des valeurs de porosité très faible (Φ) situées entre 1 et 5 % à très bonne (Φ) comprises entre 20 et 30 %.

La diminution des valeurs de porosité dans les grès du Campanien est probablement due à une forte compaction et une forte cimentation de quartz (Fig. 56A). En effet, la compaction réduit le volume des pores intergranulaires, en créant de contacts entre les grains détritiques (Fig. 56A, flèche bleue). Les surcroissances de quartz réduisent le volume des pores intergranulaires (Fig.

56A, flèches jaunes). Par contre, les lisérés de surcroissances autour des grains de quartz peu compactés peuvent préserver certains pores primaires (Fig. 52B).

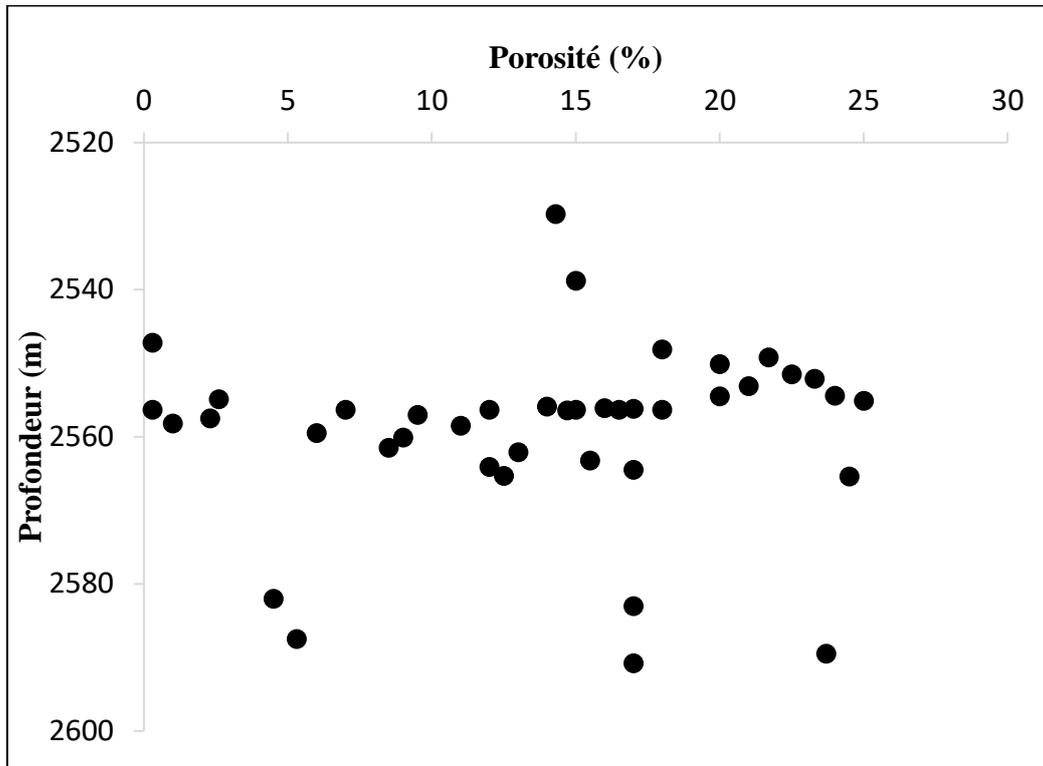


Figure 55 : Diagramme de répartition de la porosité des grès campaniens en fonction de la profondeur.

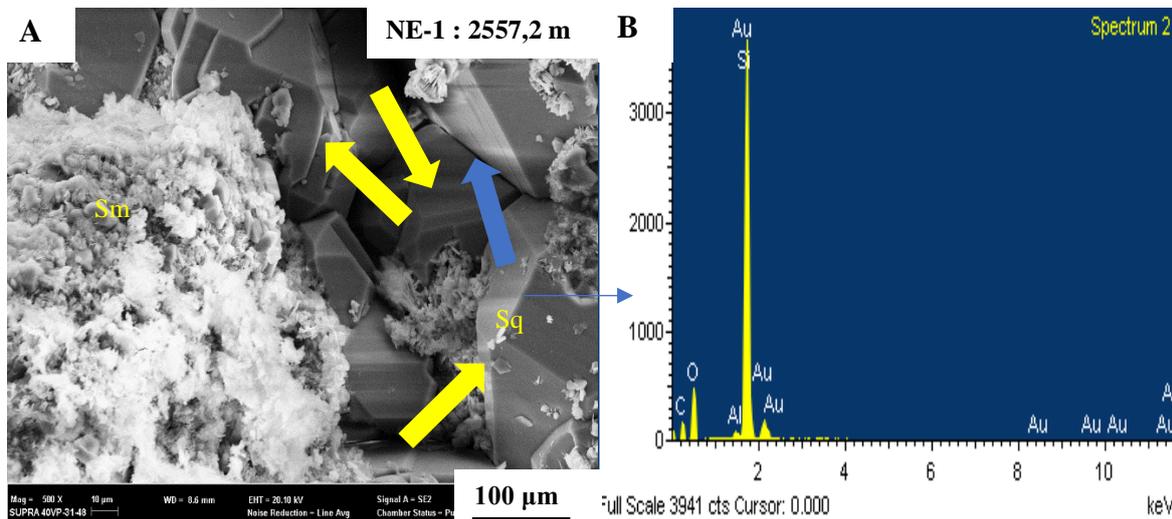


Figure 56 : Microphotographie MEB-EDS d'un échantillon des grès campaniens. **A** : Evolution de pores avec le développement du ciment de quartz avec porosité = 0,3 % et perméabilité = 0,11 mD à 2557,2 m sur les figures 51 et 55 ; **B** : Spectre EDS de ciment de quartz composé essentiellement de SiO₂.

La figure 56A montre le remplissage des pores intergranulaires par du ciment de quartz (flèches jaunes) et présence de contacts entre les grains de quartz authigène (flèche bleue). Les valeurs négligeables de porosité et de perméabilité peuvent être liées à la texture (taille et tri des grains) et/ou à la cimentation de quartz qui obstrue les pores. Cela a été constaté dans les grès silteux du Campaniens (Fig. 39 et Fig. 56A).

V.2.2.2. Grès de l'Albien

Le diagramme de répartition de la porosité des grès albiens en fonction de la profondeur montre également une diminution de la porosité (Fig. 57).

Ainsi, les valeurs de porosité sont plus élevées dans l'intervalle 2790 et 2804 m, variant de 0,7 à 26,3 %. Au-delà de cette profondeur, les valeurs de porosité sont faibles, et comprises entre 0,4 et 0,7 %.

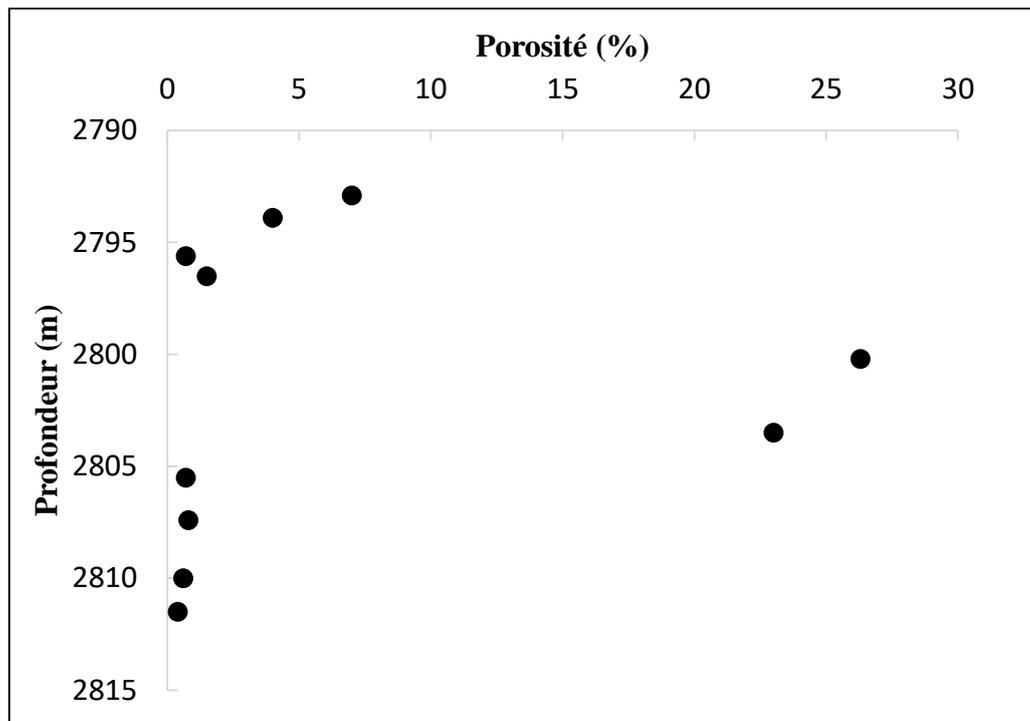


Figure 57 : Diagramme de répartition de la porosité des grès albiens en fonction de la profondeur.

Comme dans le Campanien, la diminution de la porosité peut aussi être due aux processus de la diagenèse notamment la compaction et la cimentation de quartz (Fig. 56A).

V.2.2.3. Grès du Cénomanién

Le diagramme de répartition de la porosité de ces grès montre aussi une diminution de la porosité en fonction de la profondeur (Fig. 58). Dans ce cas, entre 2340 et 2360 m, la porosité varie de 0 à 1 %, soit des valeurs de porosité en trace (Φ) inférieures à 1 %.

Les paramètres qui contrôlent l'évolution de la porosité des grès cénomaniens (Fig. 58A) sont les mêmes que ceux identifiés dans les grès albien et campanien (Fig. 56).

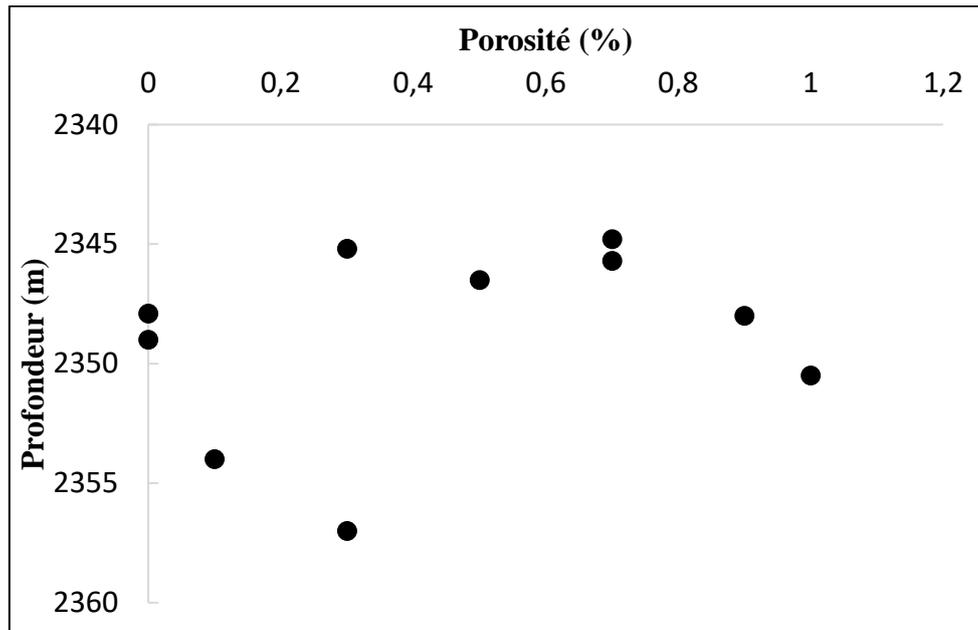


Figure 58 : Diagramme de répartition de la porosité des grès cénomaniens en fonction de la profondeur.

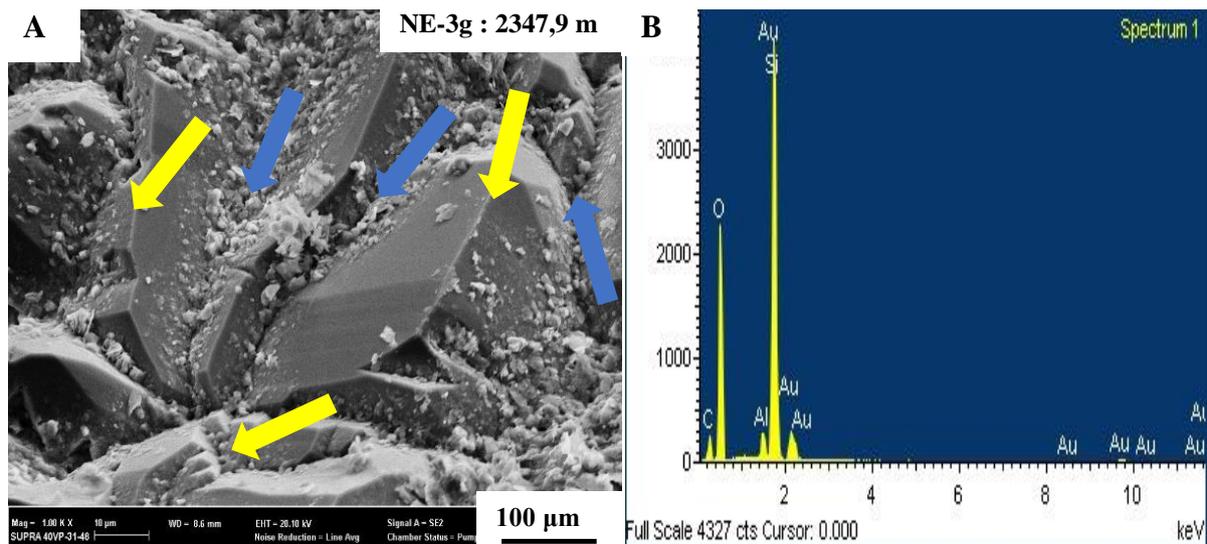


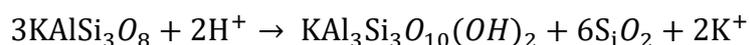
Figure 59 : Microphotographie MEB-EDS d'un échantillon de grès cénomanién. **A** : Evolution de pores avec le développement du ciment de quartz ; **B** : Spectre de ciment de quartz (SiO₂).

Dans les grès cénomaniens, le remplissage des pores intergranulaires par du ciment de quartz (flèches jaunes) et la présence de contacts entre les grains de quartz authigène (flèche bleue) apparaît sur la figure 59A. Les valeurs de porosité (0,2 %) et de perméabilité (0,02 mD) à 2347,9 m sont représentées sur les figures 54 et 58. Ces valeurs négligeables de porosité et de perméabilité sont dues à la cimentation de quartz qui obstrue les pores et leur interconnectivité.

V.3. Discussion

Les grès étudiés présentent une large gamme de porosité et de perméabilité. Ces grandeurs pétrophysiques montrent une diminution de leurs valeurs en fonction de la profondeur. Cette diminution de porosité et de perméabilité est contrôlée par la composition minérale initiale (quartz, micas, lithiques et feldspaths) et par la texture (taille et tri des grains) des sédiments, ensuite, par les processus diagenétiques tels que la compaction, la cimentation, la dissolution et la recristallisation, ainsi que la néoformation et le remplacement. Ces résultats corroborent ceux de Ehrenberg (1997) qui a travaillé également sur l'influence sédimentaire et diagenétique sur la qualité des réservoirs du Brent en Mer du Nord. Il a aussi démontré une diminution de porosité et de perméabilité en fonction de la profondeur des roches réservoirs. Dutton et Loucks (2010) ont soutenu la même idée en montrant des conditions de dépôt et des phénomènes diagenétiques, impactant la porosité et la perméabilité des grès du Tertiaire du Golfe du Mexique.

Le ciment de calcite, très important en volume, peut se former près de la limite entre l'éogénèse et la mésogénèse (Paredes *et al.*, 2018). Ce ciment aurait pu ralentir le compactage des grains. D'après Mostafa *et al.* (2018) cette phase cristalline du ciment carbonaté s'est précipitée très tôt au cours de la diagenèse précoce ou éogénèse. Sur la figure 32F, l'on constate que les pores ont conservé leur interconnectivité. En effet, les fines surcroissances de quartz peuvent permettre la solidification des grès et provoquer l'arrêt de la compaction (Fea, 2019). La majeure partie de la silice des grès albo-cénomaniens peut provenir d'une circulation des eaux riches en SiO₂ ou lors du phénomène de l'illitisation de la kaolinite suivant (Eq.5) (Giles, 1997) :



Eq. 5 : Transformation de K-feldspath en illite avec formation de la silice.

Ainsi, dans un même intervalle de profondeur, la prolifération de la silice (cimentation par du quartz authigène) peut être à l'origine de la variation de la perméabilité (Giles, 1997).

V.3.1. Contrôle sédimentaire sur la porosité et la perméabilité des grès

Les résultats pétrographiques et pétrophysiques obtenus dans ce travail sont discutés pour les différents intervalles allant de l'Albien à Campanien.

Les grès campaniens sont composés majoritairement de quartz monocristallins et bien triés, suivis des feldspaths et des fragments lithiques. La taille moyenne des grains varie de fine à grossière. Les valeurs de porosité et de perméabilité sont généralement bonnes à très bonnes et localement négligeables. Les grès albiens comprennent essentiellement du quartz et de l'argile. La taille des grains de sable est moyenne à localement très grossière. Les grains généralement mal triés sont séparés par des pores obstrués par des minéraux argileux détritiques (kaolinite) et authigènes telles que l'illite et les couches mixtes illite/smectite. Les valeurs de perméabilité sont donc généralement très négligeables et localement très bonnes.

Dans les grès cénomaniens, les grains sont très fins à très grossiers, mal à modérément bien triés. Les grains sont séparés par des pores obstrués par des surcroissances de quartz en raison du rôle important de la compaction chimique. Les valeurs de porosité et de perméabilité sont négligeables.

Ainsi, dans les grès campaniens les valeurs élevées de porosité sont généralement observées dans les niveaux grossiers et bien triés, comme il a été rapporté par Fu *et al.* (2013). Ces résultats corroborent ceux de McBride *et al.* (1996) qui ont montré des valeurs élevées de porosité (environ 45%) dans les grès bien triés du Cambrien et du Carbonifère du sud-ouest de Sinai (Égypte). Dans cette étude, elle est d'environ 30 % dans les grès bien triés de l'Albien et du Campanien. Pryor *et al.* (1990) ont aussi montré que la porosité des grès réservoirs du Mississippien dans le bassin de l'Illinois dépend de la taille des grains.

La perméabilité présente une corrélation avec la taille des grains dans les réservoirs Albo-Cénomaniens du bassin sédimentaire ivoirien (Fea, 2019). Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus dans cette étude où des valeurs négligeables de perméabilité mesurées dans les grès silteux de Cénomaniens et du Campanien, probablement dues à la taille très fine des grains.

Par ailleurs, la présence des grains de feldspaths, de micas et de fragments lithiques a entraîné une amélioration et/ou réduction de la porosité dans les grès du Campanien et de l'Albien dues à la dissolution et à la compaction mécanique. Fea *et al.* (2018) ont également décrit la présence des pores secondaires issus de la dissolution des grains des feldspaths. Cette dissolution a contribué à l'augmentation du volume des pores des grès albo-cénomaniens du bassin ivoirien. Quant à Makowitz et Milliken (2003), ils ont démontré l'allongement des micas dans les grès

des Formations Frio et Mont Simon, entraînant l'occlusion des pores lors de la compaction mécanique. McBride (1978) a démontré aussi la perte de porosité dans les grès par déformation ductile des grains lors de la compaction.

Les surcroissances de quartz dues à la compaction bouchent généralement les pores dans les grès fins de l'Albo-cénomaniens ; bien que le volume de quartz soit plus important dans les grès albiens, les pores larges sont préservés (Fig. 44E) dans les grès de chenaux (Tableau XVII, U1). En outre, la porosité et la perméabilité ont tendance à être mieux préservés dans les faciès des grès grossiers, en l'occurrence dans les grès marins peu profonds des unités U5 et U3 du Campanien et dans les grès deltaïques de l'unité U3 de l'Albien. Ceci est dû à l'abondance du quartz détritique avec des grains grossiers bien triés et à la faible teneur en argiles détritiques. En effet, les grès grossiers sont généralement liés à des environnements de dépôts de forte énergie. Ces résultats confirment ceux obtenus dans les grès albo-cénomaniens du bassin sédimentaire ivoirien par Fea (2019).

V.3.2. Contrôle de la diagenèse sur la porosité et la perméabilité des grès

La diagenèse des grès deltaïques-marins peu profonds d'âges albien, cénomaniens et campaniens du bassin sédimentaire de Termit, est dominée par la cimentation de la kaolinite, l'illite, la calcite, la sidérite, la pyrite et de silice. Cette diagenèse des réservoirs gréseux du bassin nigérien de Termit est comparable à celle des grès réservoirs marins-deltaïques d'âge albo-cénomaniens du bassin sédimentaire ivoirien (Fea *et al.*, 2018). Fea (2019) a également démontré que la diagenèse des réservoirs gréseux à hydrocarbures d'origine deltaïque-marine peu profonde se caractérise souvent par une cimentation de la kaolinite, de la sidérite, de la pyrite, de la chlorite et du quartz. Il affirme aussi que cette cimentation est influencée par les fluides de formation qui sont liés aux environnements de dépôts marins riches en Fe, Mg et Ca. Ces résultats corroborent ceux obtenus par la présente étude.

En effet, la précipitation de la pyrite dans les grès campaniens (Fig. 38F) est liée à l'environnement de dépôts en particulier à un milieu marin réducteur (unité U4, **partie IV.1.1.** Tableau XVI). Cela a été soutenu par Ehrenberg (1997) qui a démontré qu'il existe un lien entre l'environnement des dépôts, le faciès sédimentaire et la précipitation de la pyrite et de la sidérite dans les réservoirs du groupe de Brent, dans le nord de la mer du Nord.

Les processus diagenétiques ont été un facteur majeur de contrôle de porosité et de perméabilité des grès étudiés. El-Khatri *et al.* (2015) et Salah *et al.* (2016) ont décrit des réservoirs gréseux dont la qualité est endommagée par les processus diagenétiques dans les bassins de Sirt en Libye

et de Qattara en Égypte. En effet, la compaction et la cimentation sont les principaux processus diagenétiques responsables de la réduction de la porosité et de la perméabilité des grès réservoirs comme cela a été démontré dans d'autres grès du monde par Houseknecht (1989).

Ainsi, le contact entre les grains de la charpente des grès change, passant du ponctuel aux contacts plans, concavo-convexes et suturés. Ces différents types de contact réduisent le volume de la porosité intergranulaire des grès. En raison des changements de contacts entre les grains. Hakimi *et al.* (2012) ont aussi démontré la réduction de la porosité intergranulaire des grès du réservoir Biyadh du Crétacé inférieur dans le bassin de Masila (Yémen). Par ailleurs, la déformation ou l'allongement des minéraux ductiles tels que les micas a également entraîné une perte de porosité lors de la compaction mécanique dans les grès de l'Albien et du Campanien. Ceci a été aussi démontré dans les grès des formations Frio et Mont Simon par Makowitz et Milliken (2003) et dans d'autres bassins sédimentaires par Bjørlykke (2014). Cependant, la présence de micas dans les grès influence la compaction mécanique. Cela montre une relation entre la teneur en grains ductiles, la porosité et la compaction. C'est ce que confirment les résultats des travaux de Mostafa *et al.* (2018) effectués dans les réservoirs du Cénomanién inférieur du champ de Sitra Abu Roash « G » (Égypte).

L'analyse au microscope polarisant et au MEB-EDS menée dans le cadre de ce travail révèle la présence de la calcite, de la sidérite, de la pyrite, de la kaolinite, de l'illite, des couches mixtes illite/smectite et les surcroissances de quartz dans les pores des différents types de grès. Ces minéraux ont entraîné une perte progressive de la porosité et de la perméabilité des grès du Crétacé. La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus par Wilson *et al.* (2014) ; Makeen *et al.* (2016) ; Mostafa *et al.* (2018) et Fea *et al.* (2018) montre respectivement que : (1) les ciments carbonatés (calcite et sidérite) ont un impact négatif sur la qualité des réservoirs gréseux de l'Albien-Cénomanién du bassin ivoirien ; (2) la pyrite constitue le ciment et/ou de plaques opaques remplissant les espaces poreux des grès de la formation supérieure d'Abu Gabra du sous-bassin de Fula (Soudan) ; (3) la néoformation de l'argile authigénique en kaolinite, illite et couches mixtes illite/smectite est un facteur majeur de contrôle des propriétés pétrophysiques des grès réservoirs de la mer du Nord, en raison de leur capacité à bloquer la migration des hydrocarbures; (4) des relations inverses entre la porosité, la perméabilité et la teneur en kaolinite dans les réservoirs du champ de Sitra. Néanmoins, la kaolinite a préservé certains pores intercrystallins des grès du Campanien; comme il a été rapporté par Mao *et al.* (2016). La différence pour ce dernier résultat avec celui obtenu par Mostafa *et al.* (2018) dans les réservoirs du Cénomanién inférieur serait due à la différence de la profondeur d'enfouissement entre les

grès du Campanien inférieure à 2500 m et celle des réservoirs de champ Sitra supérieure à 3000 m. En effet, la teneur en kaolinite diminue généralement avec l'augmentation de la profondeur (Fu *et al.*, 2013), ce qui ne favorise pas la préservation des pores intercrystallins des grès très profonds. La cimentation de quartz est responsable de la dégradation de porosité et de perméabilité principalement dans les grès argileux et plus profonds notamment les grès albo-cénomaniens. Ces résultats sont conformes avec ceux de Walderhaug (1994), Worden et Morad (2000) et Dutton et Loucks (2010). Ces derniers ont démontré que les processus diagenétiques sont principalement représentés par la cimentation de quartz dans des grès argileux et profondément enfouis.

Inversement à la cimentation, la dissolution de feldspaths et la corrosion de quartz a créé localement des pores secondaires dans les grès campaniens. La dissolution de feldspaths est parfois suivie de la précipitation de la kaolinite, qui remplit certains pores secondaires. Wang *et al.* (2017) ont affirmé que le remplacement de feldspaths par la kaolinite pourrait entraîner une hétérogénéité du réservoir dans les grès bitumineux étanches du Chang 8 du Trias supérieur du bassin d'Ordos en Chine. Néanmoins, les pores secondaires ont augmenté de 3,3 % le volume de porosité primaire des grès d'âge campanien. L'analyse au MEB montre que ces pores secondaires se sont présentés sous forme isolés, et donc non connectés. Cette configuration ne favorise pas la migration de fluides (eau, pétrole et gaz). Pour cette raison, l'impact de la dissolution de feldspaths sur la qualité du réservoir a été considérée comme faible. C'est ce que confirment les résultats des travaux de Fea *et al.* (2018) réalisés dans les grès de l'Albien et du Cénomaniens dans le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire.

Conclusion partielle

Les analyses sédimentologique et pétrographique des échantillons ont mis en évidence trois types de grès dans l'intervalle albien à campanien. Ainsi, les grès du Campanien sont dominés par l'arénite subarkosique, la sublitharénite et de rares litharénite. Les grès albo-cénomaniens sont la sublitharénite et la litharénite.

Les principaux processus diagenétiques qui ont influencé la porosité et la perméabilité des grès étudiés sont : la compaction mécanique et chimique, la cimentation par la calcite, la cimentation par la silice et la cimentation par des minéraux argileux.

L'analyse pétrographique a permis de mettre en évidence l'influence des processus diagenétiques sur la porosité et la perméabilité des grès du Crétacé. La séquence paragenétique des processus diagenétiques avec leur impact sur la porosité et la perméabilité des grès albo-cénomaniens et campaniens se présente comme suit :

- La compaction mécanique et chimique (contacts plans, points triples ou allongés, concavo-convexes et suturés) a contribué à la réduction du volume de porosité et de perméabilité des grès étudiés ;
- La présence des grains ductiles dans les grès tels que des paillettes de micas (biotite et muscovite) a contribué à la réduction de la porosité primaire des grès lors de la compaction mécanique principalement dans les grès du Campanien et de l'Albien ;
- La dissolution des feldspaths et la corrosion de quartz ont augmenté de 3,3% le volume de porosité primaire des grès du Campanien ;
- La cimentation des carbonates et du quartz a réduit significativement la porosité et la perméabilité des grès cénomaniens et moyennement dans les grès du Campanien et de l'Albien ;
- La néoformation des argiles dominantes (kaolinite et illite) a entraîné une forte diminution de la porosité et de la perméabilité des grès albiens et une faible réduction de ces grandeurs dans les grès cénomaniens et campaniens.

L'analyse pétrophysique des grès étudiés a montré une large gamme de porosité (0,1 % à 26,3 %) et de perméabilité (0,01 mD à 470,2 mD), indiquant les contrôles sédimentaires et diagenétiques. L'analyse pétrographique des grès a montré que la qualité des réservoirs dépend principalement des processus diagenétiques telles que la compaction mécanique et chimique, la cimentation, la dissolution, la recristallisation, la néoformation et le remplacement. La qualité des réservoirs dépend aussi de leur composition en quartz, en feldspaths et en micas, ainsi que de la taille et du tri de ces minéraux.

CHAPITRE VI : CARACTERISATION GEOCHIMIQUE

Introduction

Ce chapitre présente les résultats de l'analyse au Rock Eval 6. Ces résultats permettent de caractériser la matière organique des roches mères et des roches réservoirs. Cette caractérisation des roches met en évidence le potentiel pétrolier (quantité de matière organique, maturité de matière organique, type de kérogène et environnement de dépôt) des roches mères du Campanien, de l'Albien et du Cénomaniens respectivement des puits NE-1, NE-2 et NE-3.

VI.1. Puits NE-1

Les paramètres Rock Eval du puits NE-1 sont présentés à la figure 60 et le tableau XL.

- **Quantité d'hydrocarbures pyrolysables (S2)** : le potentiel résiduel des roches mères du Campanien varie de faible à excellent, car les valeurs de S2 sont comprises entre 0,48 et 38,75 mgHC/g roche (Tableau XL). Les valeurs de S2 des échantillons NE-1c, d, e, f, j, n, p, q, r, s et u sont inférieures à 2,5 mgHC/g roche. Les valeurs de S2 des échantillons NE-1a, b, h, l, m et o sont comprises entre 2,5 et 5 mgHC/g roche. La valeur de S2 de l'échantillon NE-1t est située entre 5 et 10 mgHC/g roche. Enfin, les valeurs de S2 des échantillons NE-1g, i et k sont supérieures à 20 mgHC/g roche.

Le potentiel pétrolier est considéré comme faible lorsque le paramètre S2 est inférieur à 2,5 mgHC/g roche. Dans les échantillons NE-1c, d, e, f, j, n, p, q, r, s et u, les valeurs de S2 mesurées vont de 0,44 à 2,27 mgHC/g roche, donc leur potentiel pétrolier est faible. Cela indique que la matière organique de ces roches possède une faible capacité de genèse d'hydrocarbures au cours d'une évolution ultérieure. Le potentiel résiduel est moyen dans les échantillons NE-1a, b, h, l, m et o avec des valeurs S2 comprises entre 2,60 et 3,15 mgHC/g roche. Ces valeurs moyennes du potentiel résiduel montrent que les sédiments sont propices à la genèse d'hydrocarbures mais en faible quantité. L'échantillon NE-1t possède un bon potentiel pétrolier (la valeur de S2 est de 5,85 mgHC/g roche). Cela indique une matière organique ayant une bonne capacité de genèse d'hydrocarbures. Enfin, les valeurs de S2 des échantillons NE-1g, i et k varient de 28,73 à 38,75 mgHC/g roche. Ces valeurs traduisent des roches mères avec une excellente capacité de genèse d'hydrocarbures. Dans l'ensemble, le S2 des roches mères du Campanien est faible à moyen.

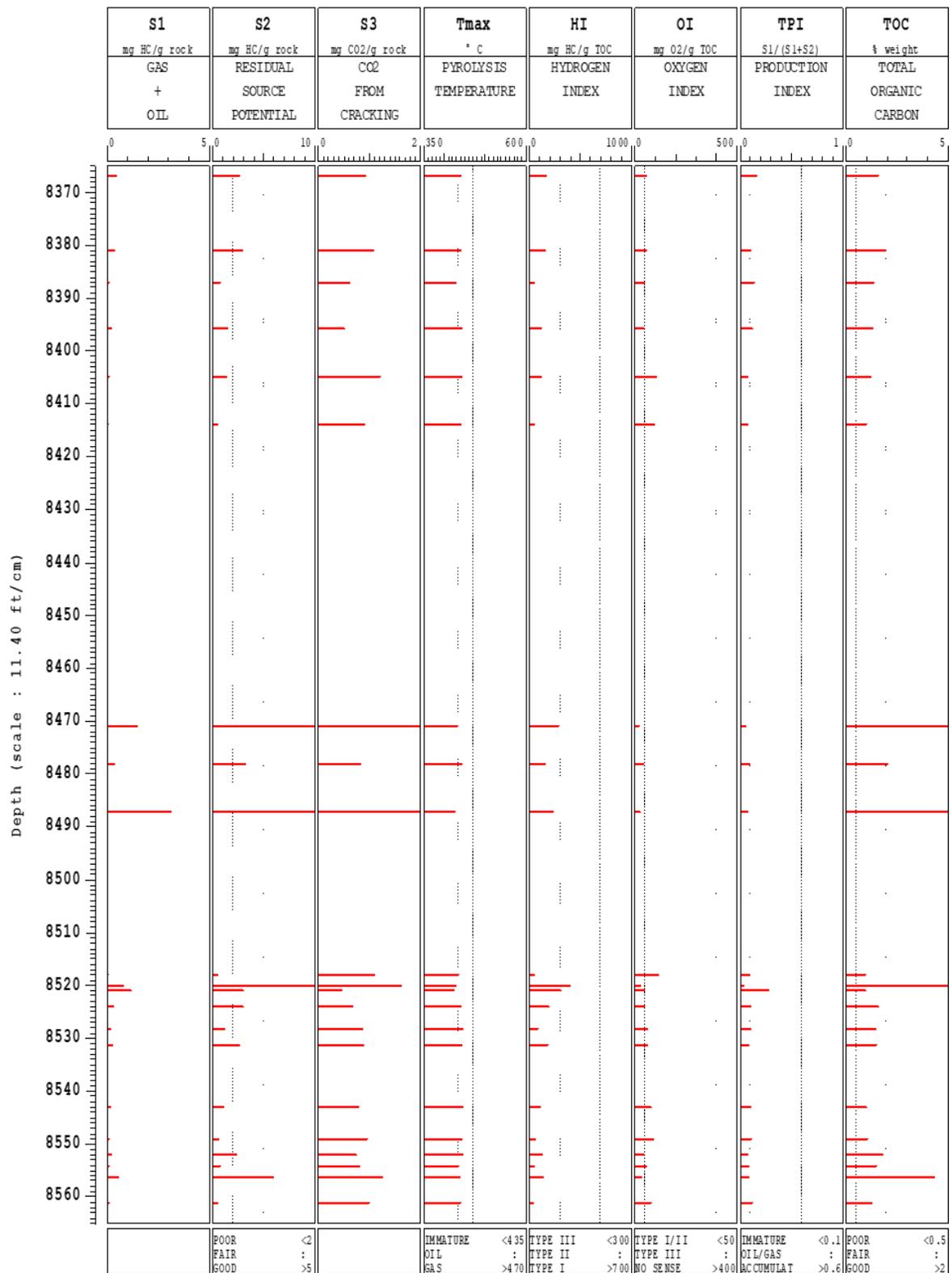


Figure 60 : Variations des paramètres géochimiques des roches mères du Campanien du puits NE-1 du bassin de Termit.

Tableau XL : Paramètres Rock Eval des roches mères du Campanien du puits NE-1 du bassin de Termit.

Echantillons	Profondeur (m)	S1	S2	Tmax	IH	IO	IP	COT
NE-1a	2550,26	0,47	2,63	438	165	58	0,15	1,59
NE-1b	2554,53	0,34	2,95	438	153	56	0,10	1,92
NE-1c	2556,36	0,10	0,66	429	48	44	0,13	1,36
NE-1d	2559,10	0,19	1,45	443	112	38	0,12	1,30
NE-1e	2561,84	0,10	1,29	443	109	101	0,07	1,19
NE-1f	2564,59	0,04	0,51	440	51	92	0,07	0,99
NE-1g	2581,96	1,44	28,73	431	287	20	0,05	10,01
NE-1h	2584,09	0,33	3,15	441	152	40	0,09	2,07
NE-1i	2586,84	3,10	38,75	425	233	24	0,07	16,61
NE-1j	2596,29	0,04	0,44	433	47	116	0,09	0,94
NE-1k	2596,90	0,79	28,92	428	403	23	0,03	7,17
NE-1l	2597,20	1,12	2,93	424	307	48	0,28	0,95
NE-1m	2598,12	0,31	2,92	440	188	43	0,10	1,55
NE-1n	2599,33	0,13	1,10	445	76	59	0,10	1,46
NE-1o	2600,25	0,23	2,60	441	179	60	0,08	1,45
NE-1p	2603,91	0,11	0,96	445	97	78	0,10	0,99
NE-1q	2605,74	0,07	0,61	441	58	90	0,10	1,06
NE-1r	2606,65	0,16	2,27	444	127	41	0,07	1,79
NE-1s	2607,26	0,06	0,71	433	49	55	0,08	1,45
NE-1t	2607,87	0,53	5,85	437	137	29	0,08	4,29
NE-1u	2609,39	0,06	0,48	438	38	78	0,12	1,27

- **Quantité de matière organique (COT) :** les valeurs de COT du Campanien varient entre 0,94 et 16,61% (Tableau XL). Les valeurs de COT des échantillons NE-1f, j, l et p sont comprises entre 0,1 et 1%. Puis, les valeurs de COT des échantillons NE-1a, b, c, d, e, m, n, q, r, s et u varient de 1 à 2%. L'échantillon NE-1h a une valeur de COT située entre 2 et 4%. Enfin, les échantillons NE-1g, i, k et t possèdent des valeurs de COT supérieures à 4%.

En effet, la quantité de matière organique des roches mères du Campanien est faible pour les échantillons NE-1f, j, l et p car toutes les valeurs varient de 0,94 à 0,99%. Elle est bonne pour les échantillons NE-1a, b, c, d, e, m, n, q, r, s et u allant de 1,19 à 1,92%. Cette quantité de la matière organique est très bonne pour NE-1h (soit 2,07%). Enfin, la quantité de la matière organique est excellente pour les échantillons NE-1g, i, k et t variant de 4,29 à 16,61%. Dans l'ensemble le COT des roches mères du Campanien de ce puits est bon à excellent.

- **Maturité de la matière organique :** la plupart des valeurs de Tmax des échantillons du puits NE-1 sont comprises entre 435 et 445°C (Tableau XL, Fig. 61) tandis que celles des échantillons (NE-1c, g, i, j et k) sont inférieures à 435°C.

Dans l'ensemble, les roches mères du Campanien sont dans l'intervalle de fenêtre à huile sous gradient géothermique moyen, avec des valeurs Tmax de pyrolyse comprises entre 437 à 445°C. Certains échantillons (NE-1c, g, i, j et k) sont immatures avec des valeurs Tmax de pyrolyse variant entre 424 et 433°C (Tableau XL).

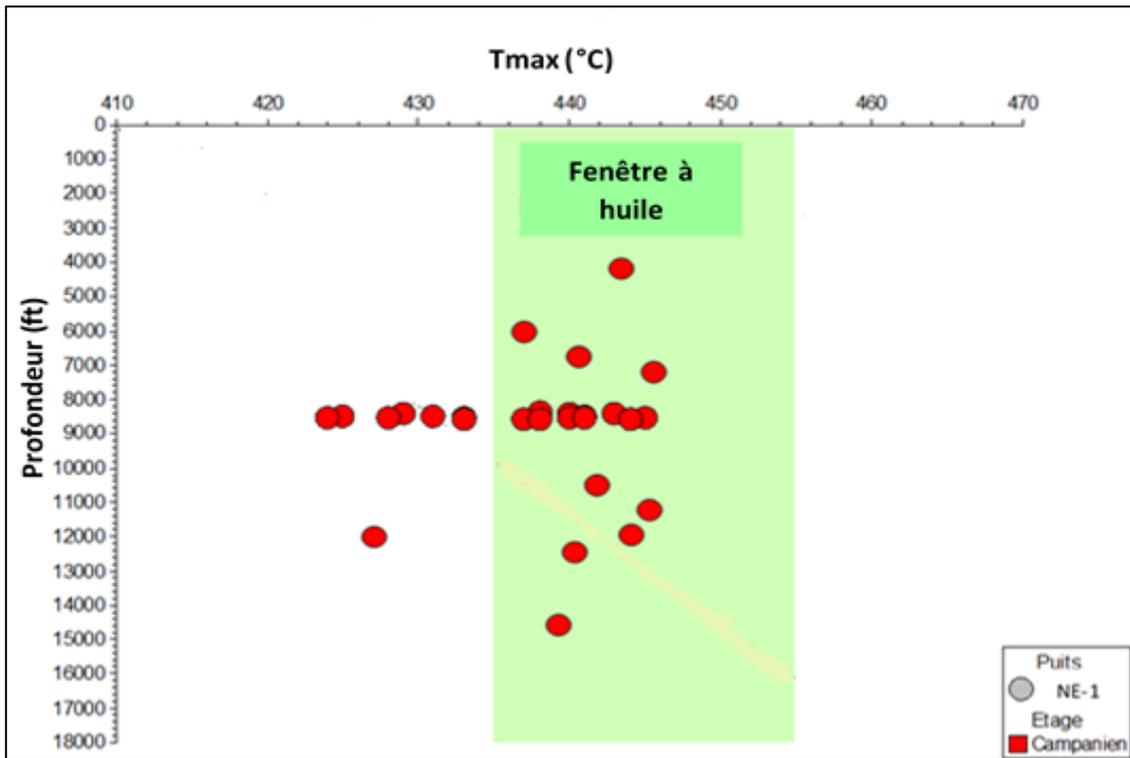


Figure 61 : Diagramme montrant la variation de Tmax du puits NE-1 du bassin de Termit en fonction de la profondeur.

- **Type de matière organique** : dans le diagramme de Van Krevelen (1933), les indices de l'hydrogène (IH) et de l'oxygène (IO) indiquent quatre types de kérogène avec leur environnement de dépôts (marin et continental) (Fig. 62).

Les valeurs de l'index d'hydrogène (IH) des échantillons du puits NE-1 sont situées entre 38 et 403 mgHC/g COT (Tableau XL), celles des échantillons NE-1k et l sont comprises entre 300 et 600 mgHC/g COT. Les échantillons NE-1g et i possèdent des valeurs de IH situées entre 200 et 300 mgHC/g COT. Les valeurs d'IH des échantillons (NE-1a, b, d, e, f, h, m, n, o, p, q, r et t) sont comprises entre 50 et 200 mgHC/g COT et enfin, celles des échantillons NE-1c, j, s et u sont inférieures à 50 mgHC/g COT.

En effet, les valeurs de l'index d'hydrogène (IH) inférieures à 50 mgHC/g COT caractérisent une matière organique de type IV qui ne produit pas d'hydrocarbures. Les valeurs variant de 51 à 188 mgHC/g COT déterminent une matière organique de type III qui produit du gaz lors de la maturité. Les échantillons des côtes NE-1g et i ont des valeurs allant de 233 à 287 mgHC/g COT, caractérisant ainsi une matière organique mixte de type II-III qui peut générer un mélange de l'huile et de gaz. Les autres échantillons (NE-1k et l) contiennent une matière organique de

type I qui ne produit que de l'huile ; car les valeurs de l'IH sont comprises entre 307 et 437 mgHC/g COT avec un rapport S2/S3 supérieur à 15 mgHC/g COT.

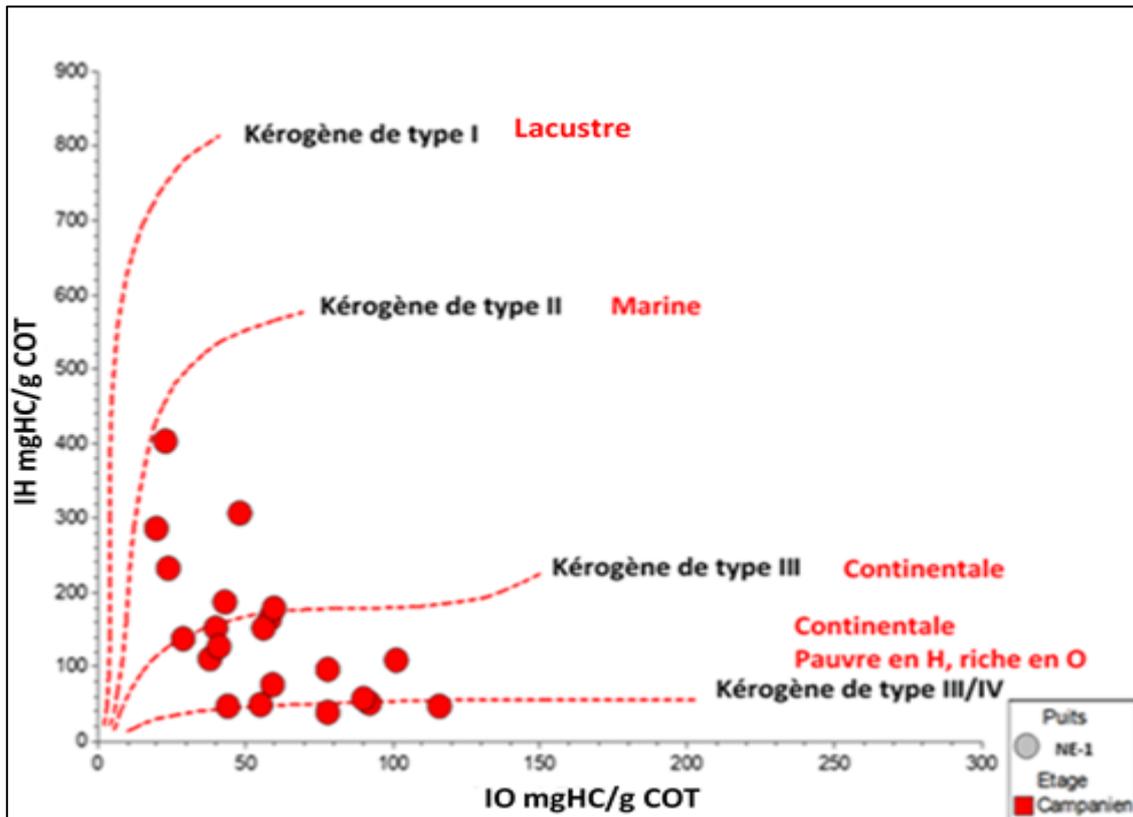


Figure 62 : Diagramme montrant la variation de IH avec IO du puits NE-1 du bassin de Termit.

- **Index de production** : les valeurs de l'index de production (IP) des échantillons du puits NE-1 varient de 0,03 à 0,28 (Tableau XL). Ces valeurs montrent que la plupart des roches mères contiennent une matière organique qui a atteint la fenêtre d'huile « Oil Window ». Ce qui est en accord avec le résultat de la température maximale (Tmax) au sommet du pic de pyrolyse (Fig. 61). Par ailleurs, les valeurs de l'index de production équivalent à la matière organique en début de genèse de l'huile ne s'accordent pas avec les faibles valeurs du Tmax (valeurs inférieures à 445°C) dans le tableau XL ; cela pourrait être lié aux teneurs faibles (inférieures à 1 mgHC/g roche) en hydrocarbures libres S1 et en potentiels d'hydrocarbures S2).

Dans l'intervalle 2550,26 à 2609,39 m, la quantité de matière organique est bonne à excellente et le S2 moyen des échantillons NE-1a, b, h, l, m et o montre la présence des roches mères pouvant à maturité générer de l'huile et du gaz. Par contre, les valeurs de COT et le faible potentiel pétrolier S2 des échantillons (NE-1c, d, e, f, j, n, p, q, r, s et u) indiquent l'absence de roches mères dans cet intervalle.

VI.2. Puits NE-2

Les paramètres Rock Eval des roches mères d'âge albien sont présentés sur le tableau XLI et la figure 63.

- **Quantité d'hydrocarbures pyrolysables (S2)** : les argilites de couleur gris-sombre rencontrées dans le puits NE-2 présentent des valeurs de S2 inférieures à 0,5 mgHC/g roche pour l'ensemble des échantillons (Tableau XLI). Le potentiel résiduel est considéré comme faible lorsque le paramètre S2 est inférieur à 2,5 mgHC/g roche. Cela montre que le potentiel résiduel des roches de l'Albien est faible, ce qui indique leur faible capacité à générer des hydrocarbures.

- **Quantité et maturité de matière organique** : le S2 est inférieur à 0,5 mg HC/g roche et le COT est inférieur à 0,5% poids excepté dans l'échantillon **NE-2b** (Tableau XLI) indiquent que les argilites de l'Albien seraient des roches mères à potentiel très faible. Cela pourrait être à l'origine des valeurs très faibles de températures maximales (Tmax inférieures à 360°C) d'où une indétermination de la maturité de la matière organique.

- **Type de matière organique** : les argilites de l'Albien ont des valeurs IH inférieures à 50 mgHC/g COT indiquant un kérogène de type IV, excepté dans l'échantillon **NE-2c**. Ce dernier, présente une valeur IH de 64 mgHC/g COT avec le rapport S2/S3 égale à 1,5 qui indique un kérogène de type II, pouvant produire uniquement du gaz. Le diagramme de S2-COT de Rock-Eval 6 (Fig. 62) montre également du kérogène de type IV et de type II qui est compris entre 50 et 200 mgHC/g COT. Ceci, confirme le résultat des valeurs de IH et S2/S3 représentées dans le tableau XLI.

Tableau XLI : Paramètres Rock Eval des roches de l'Albien du puits NE-2 du bassin de Termit.

Echantillon	Profondeur (m)	S1	S2	S3	Tmax	IH	IO	IP	COT
NE-2a	2758	0,11	0,21	0,19	358	30	261	0,34	0,42
NE-2b	2770	0,2	0,23	0,18	337	28	14	0,47	1,28
NE-2c	2782	0,07	0,25	0,17	346	64	85	0,22	0,4

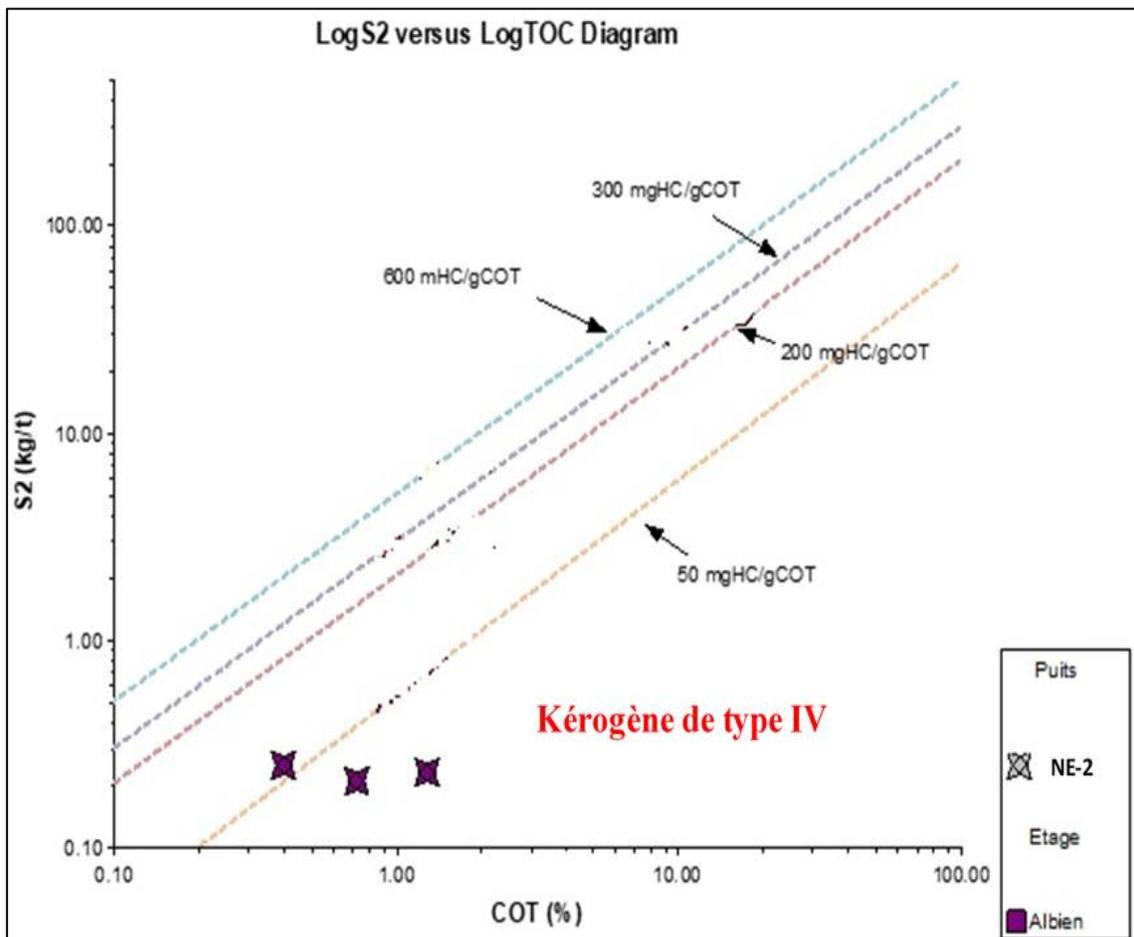


Figure 63 : Diagramme montrant la variation de S2 avec COT des roches mères de l'Albien du bassin de Termit.

VI.3. Puits NE-3

Les paramètres Rock-Eval des roches mères d'âge céno-manien sont présentés sur la figure 63 et le tableau XLII.

- **Quantité d'hydrocarbures pyrolysables (S2)** : les valeurs de S2 des sédiments du puits NE-3 sont inférieures à 2,5 mg HC/g roche (Tableau XLII) avec des valeurs comprises entre 1,08 et 2,48 traduisant un faible potentiel résiduel. Ceci indique que la matière organique de ces roches possède une faible capacité à générer des hydrocarbures.

- **Quantité de matière organique** : dans le puits NE-3, la valeur la plus faible de COT est de 1,29% poids (Tableau XLII). Ainsi, les valeurs de COT sont supérieures à 0,5% poids, ce qui montre que les argilites gris sombre à gris clair rencontrées au Céno-manien dans le puits NE-3 sont des roches mères riches en matière organique.

- **Maturité de matière organique** : les valeurs de la température maximale Tmax varient de 424 à 438°C. Ces valeurs sont comprises dans l'intervalle $410 < T_{max} < 438$ °C où le kérogène est immature (Fig. 64). Les argilites gris sombre à gris clair du Céno-manien dans le puits NE-3 sont des roches mères immatures qui pourraient produire de l'huile et du gaz à maturité.

- **Type de matière organique** : l'index d'hydrogène (IH) varie de 76 à 139 mgHC/g COT et caractérise une matière organique de type III qui pourrait produire de l'huile et du gaz.

Les valeurs de l'index d'hydrogène IH avec celles de l'indice d'oxygène placées dans le diagramme de Van Krevelen (Fig. 64) montrent un kérogène de type III. Ceci est en accord avec les résultats de l'IH. La matière organique des roches mères du Céno-manien du puits NE-3 est donc d'origine continentale.

Tableau XLII : Paramètres Rock Eval des roches mères du Cénomaniens du bassin de Termit.

Echantillons	Profondeur (m)	S1	S2	Tmax	IH	IO	IP	COT
NE-3a	2758	0,62	2,48	432	139	161	0,2	1,78
NE-3b	2770	0,2	1,64	438	105	155	0,11	1,57
NE-3c	2782	0,5	1,25	433	97	69	0,29	1,29
NE-3d	2800	0,51	1,08	431	76	87	0,32	1,43
NE-3e	2820	0,3	2,29	435	111	167	0,12	2,06
NE-3f	2900	0,76	2,07	424	83	109	0,27	2,51

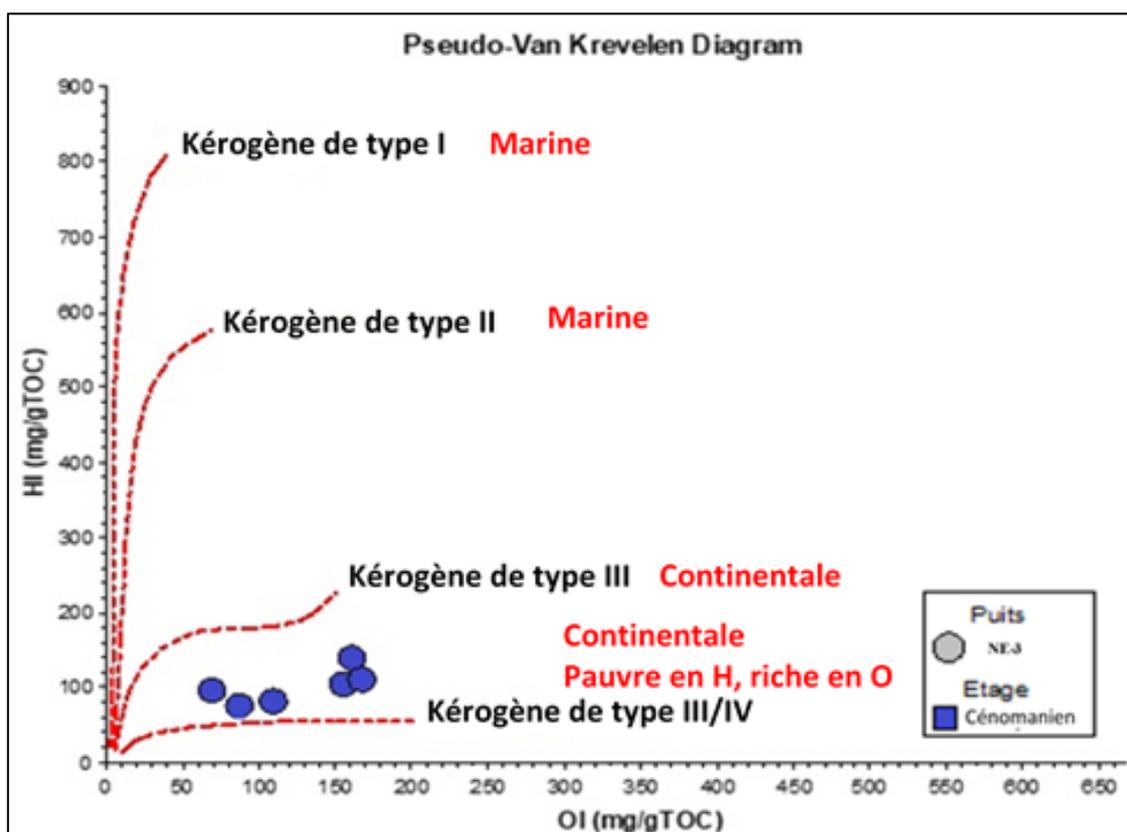


Figure 64 : Diagramme montrant la variation de HI avec OI du puits NE-3 du bassin de Termit.

VI.4. Discussion

VI.4.1. Au plan de types de matière organique

Les travaux de caractérisation de la matière organique sur les argilites grises à noires ont montré que les dépôts du Crétacé Supérieur contiennent majoritairement du kérogène des types II, III et II-III. Ces résultats sont en conformité avec ceux de Harouna et Philp (2012). Par ailleurs, cette étude révèle des kérogènes exceptionnellement de type I dans les dépôts du Campanien et de type III dans les dépôts du Cénomaniens. Ces résultats sont corroborés par ceux de Liu *et al.* (2015) qui ont également travaillé sur les argilites du Crétacé supérieur de ce bassin. Les travaux de Liu *et al.* (2017) qui ont porté sur l'origine des huiles du Crétacé supérieur dans ce bassin ont révélé aussi des roches mères schisteuses contenant du kérogène de même type. Cette étude montre que la principale roche mère du Crétacé supérieur est rencontrée dans les dépôts du Campanien, comme démontré par Liu *et al.* (2017).

La présente étude est la première ayant caractérisé la matière organique des dépôts d'âge albien du bassin sédimentaire de Termit, au Niger. L'analyse de la température maximale Tmax inférieure à 360°C et de la quantité d'hydrocarbures pyrolysables S2 inférieure à 0,5 mgHC/g roche indique que les argilites de l'Albien seraient à potentiel très faible. Ceci est appuyé par le résultat de l'index d'hydrogène (IH) inférieur à 50 mgHC/g COT, indiquant un kérogène de type IV. Ce dernier ne produit pas d'hydrocarbures (huile et gaz), comme il a été constaté dans les échantillons (c, j, s et u du puits NE-1) présentant des valeurs de IH inférieures à 50 mgHC/g COT.

VI.4.2. Au plan de l'absence de roches mères

Les valeurs de COT des échantillons (NE-2a et NE-2c) d'argilites du Crétacé inférieur enregistrées pour le puits NE-2 sont inférieures à 0,5% poids. Cela suppose que ces argilites de l'Albien seraient à potentiel très faible. Cette idée a été adoptée par Bertrand et Malo (2012) qui affirment qu'une roche-mère d'huile, doit contenir une quantité de matière organique COT supérieure ou égale à 0,5% poids.

Conclusion partielle

L'analyse au Rock-Eval 6 des échantillons d'argilites a permis de caractériser la matière organique des roches mères de trois puits (NE-1, NE-2 et NE-3).

La matière organique est principalement de types II, II-III et III et est d'origine marine et continentale dans le puits NE-1. Elle est aussi immature et mature. Cependant, elle est de type IV et III respectivement dans les puits NE-2 et NE-3.

Les échantillons du puits NE-1 et NE-3 sont riches en matière organique qui varie de moyenne à excellente. Ils présentent un potentiel pétrolier S2 allant de faible à très bon. Le S2 très bon des échantillons du puits NE-1 indique la présence de roches-mères qui peuvent, à maturité, générer un mélange assez important d'huile et de gaz. Par contre, le faible potentiel pétrolier des échantillons du puits NE-2 suppose l'absence de roche mère dans ce puits.

CONCLUSION GENERALE

Cette étude a mis en évidence le potentiel des roches réservoirs et des roches mères en hydrocarbures. Elle a aussi permis de comprendre les facteurs de contrôles sédimentaire et diagenétique sur la porosité et la perméabilité des réservoirs gréseux. Les principaux résultats de différentes méthodes adoptées dans cette étude sont les suivants :

L'étude sédimentologique des carottes a mis en évidence trois types de faciès sédimentaires : des grès, des sables argileux et des argiles. L'analyse de ces différents faciès associés aux éléments accessoires ont permis de caractériser les environnements de dépôts. Les milieux de dépôts comprennent des environnements de type : chenal du front deltaïque, intertidal, subtidal et prodelta. Les chenaux du front deltaïque sont constitués de faciès de grès massif, à grains grossiers à moyens et bien triés. La zone subtidale est également composée de faciès de grès à grains fins à grossiers et bien triés. Les environnements chenaux du front deltaïque de l'Albien et subtidal du Campanien sont susceptibles d'offrir une plus grande capacité de stockage des hydrocarbures.

Du point de vue pétrographique, les grès campaniens sont dominés par les grès feldspathiques. Ces derniers sont majoritairement composés de quartz (43,7 % à 73,3 %), suivis de feldspaths (8,2 %) et de proportions faibles des fragments lithiques (1,6 %) et des micas (1,5 %). La diagenèse de ces grès est dominée par la compaction mécanique et la cimentation de la pyrite, de la sidérite et de la kaolinite. Bien que les ciments bouchent certains pores intergranulaires ; la dissolution partielle ou totale des grains de feldspaths et la présence des lisérés de surcroissements autour des grains de quartz a permis de préserver et d'améliorer le volume de porosité primaire des grès campaniens. Les grès campaniens sont susceptibles d'accumuler des hydrocarbures. Les grès grossiers de l'Albien sont composés de quartz (54 % à 76,4 %), suivis des fragments lithiques environ (3 %) et de rares feldspaths (0,3 %). En général, les grains sont bien triés. La composition minéralogique des argiles est dominée par l'illite (98,7 %). En raison de la taille grossière et du tri des grains, les grès albiens rencontrés dans les chenaux du front deltaïque possèdent une grande capacité de stockage des hydrocarbures, malgré leurs fortes teneurs en argile. Les grès cénomaniens sont composés de quartz (38,6 % à 55 %), suivis de l'argile (43,2 %) et de micas (1,4 %). En raison de la teneur élevée en argile, la diagenèse de ces grès a été dominée par le phénomène de la compaction et de la cimentation argileuse. La prolifération de l'illite a occlus la quasi-totalité des pores intergranulaires. Ces pores sont également bouchés par de la calcite, des oxydes de fer et par des surcroissances de quartz en raison du rôle important de la compaction mécano-chimique. Les grès du Cénomaniens ne sont

pas favorables au piégeage des hydrocarbures. Cependant, les processus diagenétiques et les caractéristiques texturales (taille et tri des grains) influent les propriétés pétrophysiques des grès par la diminution de la porosité et de la perméabilité.

L'analyse des données pétrophysiques a montré que les réservoirs du Crétacé présentent une large gamme de la porosité (0,1 % -26,3 %) et de la perméabilité (0,01 mD -470,3 mD), indiquant les contrôles sédimentaires et diagenétiques. La diagenèse et les faciès de dépôt ont contrôlé la qualité des réservoirs de la zone d'étude. Les grès des chenaux distributaires et des barres d'embouchures sont de bonne à moyenne qualité, tandis que les grès des zones interdistributaires sont de mauvaise qualité. L'analyse pétrophysique des grès étudiés a également montré une diminution générale des valeurs de porosité et de perméabilité avec la profondeur. A l'Albien, la porosité est négligeable à très bonne et la perméabilité de négligeable à excellente, indiquant des réservoirs pétroliers de bonne et de mauvaise qualité. Dans les grès du Cénomaniens, la porosité est négligeable à faible et la perméabilité de négligeable à faible, ce qui implique la présence des réservoirs d'hydrocarbures de mauvaise qualité. L'étude a démontré aussi que les processus diagenétiques ont plus d'impact dans les réservoirs situés à plus de 2570 m. Ces réservoirs présentent les plus faibles valeurs de perméabilité (0,01 mD à 3,9 mD), pouvant entraîner des difficultés lors des opérations d'exploitation d'hydrocarbures dans cette zone. Au Campanien, la porosité varie de faible à très bonne et la perméabilité de négligeable à très bonne. Cela montre la présence des réservoirs gréseux de bonne et de mauvaise qualité. Les réservoirs de bonne qualité sont principalement concentrés dans les grès albo-campaniens qui présentent les valeurs les plus élevées de porosité (26,3 %) et de perméabilité (470,3 mD).

L'association des résultats sédimentaire, pétrographique et pétrophysique a permis de comprendre que l'hétérogénéité des réservoirs du Crétacé peut être liée à la présence des grains détritiques instables tels que les feldspaths, les micas et les fragments lithiques. Cependant, la qualité des grès réservoirs dépend de leur composition en quartz, en feldspaths et en micas, de la taille et du tri de ces minéraux, ainsi que des événements de diagenèse telles que la compaction mécanique et chimique, la cimentation, la dissolution, la recristallisation, la néoformation et le remplacement.

L'Albien est généralement d'origine continentale et immature dans tous les échantillons. Le Cénomaniens est d'origine continentale et immature et rarement mature dans certains échantillons. Le Campanien est caractérisé essentiellement par une matière organique d'origine

continentale parfois mixte (continentale et marine). Elle est généralement mature et immature dans certains échantillons.

➤ Intérêts pétroliers

Les formations albienne et campanienne sont de bons réservoirs dans les environnements chenaux du front deltaïque et subtidale. Les grès campaniens présentent des caractéristiques sédimentologiques les plus favorables à l'accumulation des hydrocarbures, et les matières organiques y sont en grande partie matures dans la zone d'étude.

PERSPECTIVES

Une étude de porosité à l'aide d'un porosimètre ou des logs diagraphiques permettra de préciser le volume de la porosité totale des roches réservoirs afin de comparer ces valeurs de porosité avec celles obtenues (porosité pétrographique) dans ce travail.

Une étude géochimique (isotope de carbone et d'oxygène) des carottes permettra de déterminer le stade (éogène ou mésogène) et la température de formation des phases minérales diagenétiques responsables de la modification des pores de roches réservoirs et de connections entre eux.

Une étude géochronologique (datation K/Ar et analyse des inclusions des fluides) permettra de préciser l'origine et la nature des fluides de formation des minéraux diagenétiques.

Enfin, une étude chromatographique permettra de préciser l'origine de la matière organique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ada M.H., Harouna, M. (2019).** Diagenesis and reservoir quality evolution of the Paleogene sokor1 sandstones in the Agadem block, Termit basin, eastern Niger. *International Journal of Advanced Geosciences* 7, pp 147-159.
- Ahmed, Y., Konaté, M., Harouna, M. (2016).** Tectono-magmatic reactivation of Téfidet Cretaceous trough during Cenozoic (Aïr, Niger). *Bull. Soc. géol. France*, 2, pp 73-83.
- Andrews, J.E., Turner, M.S., Nabi, G., Spiro, B. (1991).** The anatomy of an early Dinantian terraced floodplain: palaeo-environment and early diagenesis. *Sedimentology* 38, pp 271–287.
- Anthony, O. (2013).** Réservoirs silicoclastiques très enfouis : caractérisation diagenétique et modélisation appliquée aux champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord). Thèse de Doctorat, Université de Lorraine, 346 p.
- Arthur, S. (2014).** Competent persons report: Agadem Exploration License R1/R2, Niger for Savannah Petroleum PLC and Strand Hanson Limited (No. No: BP443). Robertson (UK) Limited, 44 p.
- Assalé F.Y.P. (2013).** Caractérisation sédimentologique, palynologique, géochimique et paléoenvironnementale des formations sédimentaires connexes à la faille des lagunes (Est du bassin onshore de Côte d’Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët Boigny de Cocody (Côte d’Ivoire), 441 p.
- Bagnold, R.A. (1966).** An approach to the sediment transport problem from general physics, Water Ressource Centers Archives. US government printing office, University of California Berkeley, 37 p.
- Baker, J.C., Kassin, J., Hamilton, P.J. (1996).** Early diagenetic siderite as an indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, southern Bowen Basin, eastern Australia. *Sedimentology* 43, pp 77–88.
- Baker, P.L. (1991).** Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. *Exploration Geophysics* 22, pp 19–22.
- Bang L., Guangya Z., Fengjun M., et Iguo L. (2017).** Late Cretaceous paleoenvironments in the Termit Basin, Niger. *China Petroleum Exploration*, pp 214-238.
- Bellion, Y. (1987).** Histoire géodynamique post-paléozoïque de l’Afrique de l’Ouest d’après l’étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudenni, Iullemmeden, Tchad). Thèse de Doctorat, Université Avignon, 295 p.

- Berner, R.A. (1980).** Early diagenesis: a theoretical approach. Princeton University Press 1, 243 p.
- Bertrand, R., Malo, M. (2012).** Dispersed organic matter reflectance and thermal maturation in four hydrocarbon exploration wells in the Hudson Bay Basin: regional implications. Geological Survey of Canada, Open File, 7066, 54 p.
- Biscaye, P.E. (1965).** Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geological Society of America Bulletin 76, pp 803–832.
- Bessong M. (2012).** Paléoenvironnements et diagenèse dans un réservoir gréseux d'âge crétacé du Fosse de la Bénoué au Nord Cameroun : Les grès de Garoua. Thèse de Doctorat. Université de Poitiers, UFR Sciences Fondamentales et Appliquées, 196 p.
- Bjorkum, P.A., Walderhaug, O., Aase, N.E. (1993).** A model for the effect of illitization on porosity and quartz cementation of sandstones. Journal of Sedimentary Research 63, pp 1089–1091.
- Bjørlykke, K. (2014).** Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. Sedimentary Geology 301, pp 1–14.
- Bjørlykke, K. (1998).** Clay mineral diagenesis in sedimentary basins: a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. Clay minerals 33, pp 15–34.
- Bjørlykke, K., Aagaard, P. (1992).** Clay Minerals in North Sea Sandstones. In: Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones. Houseknecht, D.W., Pittman, E.D. SEPM Special Publications 47, pp 65-80.
- Bjørlykke, K., Egeberg, P.K. (1993).** Quartz Cementation in Sedimentary Basins. AAPG Bulletin 77, pp 1538–1548.
- Boualem, L. (2015).** Etude Pétrographique et diagenétique du réservoir Quartzite de Hamra (QH) -Hassi Guettar (HGA). Master en géologie, Université Abderrahmane Mira de Bejaia, 88p.
- Brahim, M.O.H. (2017).** Etude pétrographique et diagenétique du silurien Argilo-gréseux et impact sur les résistivités, dans le bassin de Berkine Est. Master, Université M'hamed Bougara-Boumerdes, 86 p.

- Burley, S.D., Kantorowicz, J.D. (1986).** Thin section and SEM textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. *Sedimentology* 33, pp 587–604.
- Chadouli, K. (2013).** Caractérisation pétrographique appliquée à la modélisation pétrolière : étude de cas. Thèse de Doctorat, Université de Lorraine, 305 p.
- Chamley, H. (1989).** *Clay Sedimentology*. Londres, Springer-verlag, Berlin, 623 p.
- Chamley, H. (2000).** *Bases de sédimentologie*. Dunod, Paris, 3ème édition, 213 p.
- Choquette, P.W., Pray, L.C. (1970).** Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin* 54, pp 207–250.
- Cojan, I., Renard, D. (2008).** *Sédimentologie*. Dunod, 444 p.
- Coleman, J.M. (1969).** Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary geology* 3, pp 129–239.
- Coleman J.M. & Prior D.B. (1982).** Deltas environments and facies. In: Scholle, P.A. & Pearing, D. (eds) *Sandstone Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **31**, 139–178.
- Cook, J.E., Goodwin, L.B., Boutt, D.F. (2011).** Systematic diagenetic changes in the grain-scale morphology and permeability of a quartz-cemented quartz arenite. *AAPG bulletin* 95, pp 1067–1088.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L. (1986).** Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. D.L. Gautier ed. *SEPM Spec. Pub* 38, pp. 23-33.
- Darcy, H.P.G. (1856).** *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : Exposition et Application des Principes à Suivre et des Formules à Employer dans les Questions de Distribution d'Eau*. Victor Dalmon, Paris, 647 p.
- Deconinck, J.-F., Chamley, H. (2011).** *Bases de sédimentologie-3ème édition*. Dunod, 214 p.
- Dott, R.H. (1964).** Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research* 34, pp 625–632.
- Dunn, T.L. (1992).** Infiltrated materials in cretaceous volcanogenic sandstones, San Jorge Basin Argentina. Second Edition. ed. *Petrology of Sedimentary Rocks*, 600 p.

Durand, B. (1980). Kerogen: Insoluble organic matter from sedimentary rocks. Editions technip, 737 p.

Dutton, S.P., Loucks, R.G. (2010). Reprint of: Diagenetic controls on evolution of porosity and permeability in lower Tertiary Wilcox sandstones from shallow to ultradeep (200–6700 m) burial, Gulf of Mexico Basin, USA. *Marine and Petroleum Geology* 27, pp 1775–1787.

Ehrenberg, S.N. (1997). Influence of depositional sand quality and diagenesis on porosity and permeability; examples from Brent Group reservoirs, northern North Sea. *Journal of Sedimentary research* 67, pp 197–211.

Ehrenberg, S.N. (1993). Preservation of Anomalously High Porosity in Deeply Buried Sandstones by Grain-Coating Chlorite: Examples from the Norwegian Continental Shelf. *AAPG Bulletin* 77, pp 1260–1286.

Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H. (1989). Formation of diagenetic illite in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken area, mid-Norwegian continental shelf. *Clay Minerals* 24, pp 233–253.

Egoran, B.A. (2017). Apport de la stratigraphie séquentielle dans la caractérisation des cortèges de dépôt (Coniacien-Maestrichtien) dans un système pétrolier (roche réservoir et roche couverture) de la marge d'Abidjan. Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët Boigny (Côte d'Ivoire), 150 p.

El-ghali, M.A., Tajori, K.G., Mansurbeg, H. (2006). The influence of transgression and regression on the spatial and temporal distribution of diagenetic kaolin in the Upper Ordovician glaciogenic sandstones within a sequence stratigraphic framework, Murzuq Basin, SW Libya. *Journal of Geochemical Exploration* 89, pp 87–91.

El-Khatiri, F., El-Ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Morad, S., Ogle, N., Kalin, R.M. (2015). Diagenetic alterations and reservoir quality evolution of lower cretaceous fluvial sandstones: Nubian formation, Sirt basin, north-central Libya. *Journal of Petroleum Geology* 38, pp 217–239.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Revue de l'Institut français du Pétrole* 40, pp 755–784.

Ethridge, F.G. (1977). Petrology, transport, and environment in isochronous upper Devonian sandstone and siltstone units, New York. *Journal of Sedimentary Research* 47, pp 53–65.

- 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* 187, pp 191–203.
- Faure, H. (1966).** Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-Paléozoïques du Niger oriental : France. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Mémoires 46, 630p.
- Fea, I. (2019).** Réconstitution de la dynamique des dépôts du bassin sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire (Golfe de Guinée septentrional) et son impact sur les roches réservoirs d'âge albo-cénomaniens. Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët Boigny de Cocody (Côte d'Ivoire), 369 p.
- Fea, I., Bakary, F., N'goran, J.P., Kplohi Y.H.Y., Goua E.T., Digbehi, B.Z., et Bamba K.M. (2018).** Diagenetic control on the petrophysical properties of Albian-Cenomanian sandstones in the Ivorian basin, west Africa. *International Journal of Innovation and Scientific Research*, 39, (2), pp 120-138.
- Fu, J., Kang, R.Z., Jiang., Zhou, C., et Liu K. (2013).** Microcharaters of mesozoic-cenozoic reservoir in Agadem block of Niger. *Journal of Henan Polytechnic University (Natural Science)*, 32, (3), pp 286-297.
- Garcia de Oliveira, M.T., Formoso, M.L., Indio da Costa, M., Meunier, A. (2002).** The titanomagnetite to titanomaghemite conversion in a weathered basalt profile from southern Parana Basin, Brazil. *Clays and Clay Minerals* 50, pp 478–493.
- Genik, G.J. (1993).** Petroleum geology of Cretaceous-Tertiary rift basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *AAPG Bulletin* 77, pp 1405–1434.
- Genik, G.J. (1992).** Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (CAR). *Tectonophysics* 213, pp 169–185.
- Genik, G.J. (1991).** Petroleum geology of rift basins in Niger, Chad, and the Central African Republic. *AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists)*, United States 75.
- Ghenim, A.F. (2012).** Evaluation pétrophysique et essai de modélisation : exemple du réservoir Triasique d'Ourhoud (bassin de Berkine, Sahara nord oriental, Algérie). Master, Université Abou Bekr Belkaid-tlemcen, 61 p.
- Ghibaud, G. (1992).** Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology* 39, pp 423–454.

Giles, M.R. (1997). Diagenesis: A quantitative perspective implications for basin modelling and rock property prediction. Springer, 526 p.

Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E. (2012). The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology* 279, pp 97–106.

Girard, J.-P., Munz, I.A., Johansen, H., Lacharpagne, J.-C., Sommer, F. (2002). Diagenesis of the Hild Brent sandstones, northern North Sea: Isotopic evidence for the prevailing influence of deep basinal water. *Journal of Sedimentary Research* 72, pp 746–759.

Gluyas, J., Swarbrick, R. (2004). *Petroleum Geoscience*. Blackweel Science Ltd. Oxford, 349p.

Greigert, J., Pougnet R. (1966). Carte géologique du Niger : 1/1 000 000 (Direction des Mines et de la Géologie du Niger). Paris : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Ed, 234 p.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences* 43, pp 83–143.

Hakimi, M.H., Shalaby, M.R., Abdullah, W.H. (2012). Diagenetic characteristics and reservoir quality of the Lower Cretaceous Biyadh sandstones at Kharir oilfield in the western central Masila Basin, Yemen. *Journal of Asian Earth Sciences* 51, pp 109–120.

Harouna, M., Philp, R.P. (2012). Potential petroleum source rocks in the Termit Basin, Niger. *Journal of Petroleum Geology* 35, pp 165–185.

Harouna, M., Pigott, J.D., Philp, R.P. (2017). Burial history and thermal maturity evolution of the Termit basin, Niger. *Journal of Petroleum Geology* 40, pp 277–297.

Hassane, S.A.K. (2018). Évaluation des ressources en eau de l'aquifère du Continental Intercalaire/Hamadien de la Région de Tahoua (bassin des Iullemmeden, Niger) : impacts climatiques et anthropiques. Thèse de Doctorat, Université Paris-Saclay et Université Abdou Moumouni, 296 p.

Higgs, R. (1990). Is there Evidence for Geostrophic Currents Preserved in the Sedimentary Record of Inner to Middle Shelf Deposits: Discussion. *Journal of Sedimentary Research*, 60.

Hillier, S. (1994). Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe, SEM and XRD data, and implications for their origin. *Clay Minerals*, 29, pp 665–679.

Homewood, P., Mauriaud, P., Lafont, F. (2000). Vade-mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir. Mémoire 25. Editions Technip, Bulletin du Centre de recherches Elf exploration-production, 81 p.

Houseknecht, D.W. (1989). Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: reply. AAPG Bulletin 73, pp 1277–1279.

Hover, V.C., Peacor, D.R., Walter, L.M. (1996). Relationship Between Organic Matter And authigenic Illite Smectite in Devonian Black Shales, Michigan and Illinois Basins, USA. Special Publications of SEPM, 141 p.

Islam, M.A. (2009). Diagenesis and reservoir quality of Bhuban sandstones (Neogene), Titas gas field, Bengal Basin, Bangladesh. Journal of Asian Earth Sciences 35, pp 89–100.

Kairo, S., Suttner, L.J., Dutta, P.K., Johnsson, M.J., Basu, A. (1993). Variability in sandstone composition as a function of depositional environment in coarse-grained delta systems. Special papers-geological society of America, pp 263–263.

Kerr, R.S. (1977). Development and diagenesis of a Lower Cretaceous bank complex, Edwards Limestone, north central Texas. Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Bureau of Economic Geology Report of Investigations 89, pp 216–233.

Klinkenberg, L.J. (1941). The permeability of porous media to liquids and gases. In: Drilling and production practice. American Petroleum Institute, 213 p.

Konaté, M., Ahmed, Y., Harouna, M., (2019). Structural evolution of the Tefidet trough (East Air, Niger) in relation with the West African Cretaceous and Paleogene rifting and compression episodes. Comptes rendus – Geoscience, p 11.

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. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 495, p 17.

Land, L.S., Mack, L.E., Milliken, K.L., Leo Lynch, F. (1997). Burial diagenesis of argillaceous sediment, south Texas Gulf of Mexico sedimentary basin: A reexamination. Geological Society of America Bulletin 109, pp 2–15.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A., Meunier, A. (2002). Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. Clay minerals 37, pp 1–22.

- 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. *Journal of Petroleum Geology* 38, pp 157–175.
- Liu, B., Zhang, G., Mao, F., Liu, J., Lü, M. (2017).** Geochemistry and origin of upper cretaceous oils from the Termit basin, Niger. *Journal of Petroleum Geology* 40, pp 195–207.
- Liu, C., Sun, L., Lu, J., Sun, Y., Xu, Y., Lu, M., Li, J. (2020).** Characteristics of the newly found oil-bearing sandstone in the Dengloulou formation of the northern Songliao Basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 188, 106947, p 14.
- Lønøy, A., Akselsen, J., Rønning, K. (1986).** Diagenesis of a deeply buried sandstone reservoir: Hild Field, Northern North Sea. *Clay Minerals* 21, pp 497–511.
- Love, L.G. (1967).** Early diagenetic iron sulphide in recent sediments of the Wash (England). *Sedimentology* 9, pp 327–352.
- Magoon, L.B., Dow, W.G. (1994).** The petroleum system—from source to trap: AAPG Memoir 60.CH. I.
- Mahmic, O., Dypvik, H., Hammer, E. (2018).** Diagenetic influence on reservoir quality evolution, examples from Triassic conglomerates/arenites in the Edvard Grieg field, Norwegian North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 93, pp 247–271.
- Makeen, Y.M., Abdullah, W.H., Ayinla, H.A., Hakimi, M.H., Sia, S.-G. (2016).** Sedimentology, diagenesis and reservoir quality of the upper Abu Gabra Formation sandstones in the Fula Sub-basin, Muglad Basin, Sudan. *Marine and Petroleum Geology* 77, pp 1227–1242.
- Makowitz, A., Milliken, K.L. (2003).** Quantification of brittle deformation in burial compaction, Frio and Mount Simon Formation sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 73, pp 1007–1021.
- Mansurbeg, H., El-ghali, M.A.K., Morad, S., Plink-Björklund, P. (2006).** The impact of meteoric water on the diagenetic alterations in deep-water, marine siliciclastic turbidites. *Journal of Geochemical Exploration* 89, pp 254–258.
- Mansurbeg, H., Morad, S., Salem, A., Marfil, R., El-Ghali, M.A.K., Nystuen, J.P., Caja, M.A., Amorosi, A., Garcia, D., et La Iglesia, A. (2008).** Diagenesis and reservoir quality evolution of Paleocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf. *Marine and Petroleum Geology* 25, pp 514–543.

Mao, F., Liu, R., Liu, B., Jiang, H., Liu, J., Wang, X., Tang, W., Zheng, F., et Li, Z. (2016). Palaeogeographic evolution of the Upper Cretaceous in Termit Basin and its adjacent areas, Niger 23, pp 186–197.

Mao F., Lui B., Liu J., et Jiang H. (2016). Petrological characteristics and control factors of Upper Cretaceous reservoirs in the Termit Basin, Niger. Petroleum Exploration and Development 23, pp 186-197.

Maréchal, B. (2000). Caractérisation et interprétation de la variabilité chimique et minéralogique des grès réservoirs. Implications pour la modélisation numérique de la diagenèse minérale des grès du Ravenscar Group (Yorkshire, Royaume-Uni). Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 337 p.

McAulay, G.E., Burley, S.D., Fallick, A.E., et Kusznir, N.J. (1994). Palaeohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs: constraints from oxygen isotope studies of authigenic kaolin and reverse flexural modelling. Clay Minerals 29, pp 609–625.

McBride, E.F. (1978). Porosity loss in sandstone by ductile grain deformation during compaction. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 28, pp 323–325.

McBride, E.F., Abdel-Wahab, A., Salem, A.M. (1996). The influence of diagenesis on the reservoir quality of Cambrian and Carboniferous sandstones, southwest Sinai, Egypt. Journal of African Earth Sciences 22, pp 285–300.

McBride, E.F., Milliken, K.L., Cavazza, W., Cibin, U., Fontana, D., Picard, M.D., Zuffa, G.G. (1995). Heterogeneous distribution of calcite cement at the outcrop scale in Tertiary sandstones, northern Apennines, Italy. AAPG bulletin 79, pp 1044–1062.

Miall A.D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. Earth Sci. Rev., 13, 1-62.

Ministère des Mines et de l’Energie (2012). Plan directeur de la recherche géologique et minière au Niger, 119 p.

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M., De Ros, L.F. (2010). The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. AAPG bulletin 94, pp 1267–1309.

- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F. (2000).** Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins: Diagenetic alterations in siliciclastic rocks. *Sedimentology* 47, pp 95–120.
- Morshedian, A., MacEachern, J.A., Dashtgard, D.E. (2009).** Facies characterization of the Lower Cretaceous Sparky, Waseca and McLaren formations (Mannville Group) of west-central Saskatchewan. *Summary of Investigations 1*, pp 2009–4.
- Mostafa, A.A., Khadrah, A.A., Refaat, A.A. (2018).** Impact of diagenesis on reservoir quality evolution of the late Cenomanian Abu Roash “G” Member in the Sitra Field, North Western Desert, Egypt. *Marine and Petroleum Geology* 95, pp 255–264.
- Nasaruddin, M.N., Zung, L.S., Rafek, A.G.M. (2017).** Petrophysical Analysis of E5 sand group of Sokor Formation, Termit Basin, Niger, in: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. IOP Publishing, p. 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. *Proceedings of the Third International Conference on the Progress of Energy and Environment Research (CAEER 201)*, *E3S Web of Conferences* 53, 03020 (2018), p 10.
- Odin, G.S., Fullagar, P.D. (1988a).** *Developments in Sedimentology: Chapter C4 geological significance of the glaucony facies*. Elsevier, 45, pp. 295–332.
- Odin G.S. (1988b).** *Green Marine Clays, Developments in Sedimentology Series 45*, Elsevier Publ., Amsterdam, pp15-32.
- Pagel, M., Barbarand, J., Beaufort, D., Gautheron, C., Pironon, J. (2014).** Bassins sédimentaires - Les marqueurs de leur histoire thermique., *Géosphères*, 978-2-7598-1111-3. EDP Sciences, SGF, 228 p.
- Paredes, H.C.G., Catuneanu, O., Romano, U.H. (2018).** Controls on the quality of Miocene reservoirs, southern Gulf of Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 81, pp 45–65.
- Perraton, D. (1992).** *La perméabilité aux gaz des bétons hydrauliques*. Thèse de doctorat, Toulouse, INSA, 68 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1987).** *Sand and Sandstone*. Springer Science & Business Media, 560 p.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1973). Sand and Sandstones. Springer Verlag, New York. <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6>.

Picandet, V. (2001). Influence d'un endommagement mécanique sur la perméabilité et sur la diffusivité hydrique des bétons. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, 234 p.

Primmer, T.J., Cade, C.A., Evans, J., Gluyas, J.G., Hopkins, M.S., Oxtoby, N.H., Smalley, P.C., Warren, E.A., Worden, R.H. (1997). Global patterns in sandstone diagenesis: their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. AAPG Memoir 69, pp 61–77.

Pryor, W.A. (1971). Petrology of the Permian Yellow Sands of northeastern England and their North Sea basin equivalents. *Sedimentary Geology* 6, pp 221–254.

Pryor, W.A., Lamborg, A.D., Roberts, M.J., Tharp, T.C., Wilsey, W.L. (1990). Geologic Controls on Porosity in Mississippian Limestone and Sandstone Reservoirs in the Illinois Basin: Chapter 22: Part I. Illinois Basin: Oil and Gas Systems. AAPG Special Volumes, pp 329-359.

Ramm, M. (2000). Reservoir quality and its relationship to facies and provenance in Middle to Upper Jurassic sequences, northeastern North Sea. *Clay Minerals* 35, pp 77–77.

Ramm, M., Bjørlykke, K. (1994). Porosity/depth trends in reservoir sandstones: Assessing the quantitative effects of varying pore-pressure, temperature history and mineralogy, Norwegian Shelf data. *Clay minerals* 29, pp 475–490.

Ryan, P.C., Hillier, S. (2002). Berthierine/chamosite, corrensite, and discrete chlorite from evolved verdine and evaporite-associated facies in the Jurassic Sundance Formation, Wyoming. *American Mineralogist* 87, pp 1607–1615.

Salah, M.K., El Ghandour, M.M., Abdel-Hameed, A.-M.T. (2016). Effect of diagenesis on the petrophysical properties of the Miocene rocks at the Qattara Depression, north Western Desert, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences* 9, (5), p 26.

Salem, A.M., Ketzer, J.M., Morad, S., Rizk, R.R., Al-Aasm, I.S. (2005). Diagenesis and reservoir-quality evolution of incised-valley sandstones: evidence from the Abu Madi gas reservoirs (Upper Miocene), The Nile Delta Basin, Egypt. *Journal of Sedimentary Research* 75, pp 572–584.

Salem, A.M., Morad, S., Mato, L.F., Al-Aasm, I.S. (2000). Diagenesis and reservoir-quality evolution of fluvial sandstones during progressive burial and uplift: Evidence from the Upper

Jurassic Boipeba Member, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. AAPG bulletin 84, pp 1015–1040.

Santerre, Y. (2010). Influence de la diagenèse précoce et de la dynamique sédimentaire sur la distribution des propriétés pétrophysiques dans les réservoirs carbonatés. Thèse de Doctorat, Université de Provence - Aix-Marseille 1, 279 p.

Schmidt, V., McDonald, D.A. (1979). The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis, in: Scholle, P.A., and Schluger, P.R. (eds), Aspects of Diagenesis. SEPM Special Publication v. 26, pp 175–207.

Slatt, R.M. (2006). Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers. In: Handbook of Petroleum Exploration and Production 6, University of Oklahoma Norman, Oklahoma 73019 U.S.A, Elsevier, 493 p.

Tang G., Sun Z., Su J., Tang X. (2015). Study of the sequence stratigraphy and the Cretaceous sedimentary system in the Termit Basin, West Africa. China Petroleum Exploration, pp 152–175.

Thorez, J. (1976). Practical identification of clay mineral. A handbook for teachers and students in clay mineralogy. Edition G. Lelotte, Dison, Belgique, 90 p.

Thorez, J. (1975). Phyllosilicates and Clay minerals. A Laboratory Handbook for their X-ray Diffraction Analysis. G. Lelotte, Dison, Belgique, 579 p.

Tissot, B.P., Pelet, R., Ungerer, P.H. (1987). Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation. AAPG bulletin 71, pp 1445–1466.

Truche, C. (2010). Caractérisation et quantification des minéraux argileux dans les sols expansifs par spectroscopie infrarouge aux échelles du laboratoire et du terrain. Thèse de Doctorat de l'Université de Toulouse, 230 p.

Van Krevelen, D.W. (1993). Coal: typology, physics, chemistry, constitution. Amsterdam Elsevier, 371 p.

Wagani, I. (2007). Potentialité uranifère des sources volcaniques envisageables pour la formation des minéralisations de la région d'Arlit (Niger). PhD Thesis, Université Paris XI, Orsay, 293 p.

- Walderhaug, O. (1994).** Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modeling. *Journal of Sedimentary Research* 64, pp 324–333.
- Wan, L., Liu, J., Mao, F., Lv, M., Liu, B. (2014).** The petroleum geochemistry of the Termit Basin, Eastern Niger. *Marine and Petroleum Geology* 51, pp 167–183.
- Wang, G., Chang, X., Yin, W., Li, Y., Song, T. (2017).** Impact of diagenesis on reservoir quality and heterogeneity of the Upper Triassic Chang 8 tight oil sandstones in the Zhenjing area, Ordos Basin, China. *Marine and Petroleum Geology* 83, pp 84–96.
- Wang, J., Cao, Y., Liu, K., Liu, J., Kashif, M. (2017).** Identification of sedimentary-diagenetic facies and reservoir porosity and permeability prediction: An example from the Eocene beach-bar sandstone in the Dongying Depression, China. *Marine and Petroleum Geology* 82, pp 69–84.
- Wang, M., Tang, H., Zhao, F., Liu, S., Yang, Y., Zhang, L., Liao, J., Lu, H. (2017).** Controlling factor analysis and prediction of the quality of tight sandstone reservoirs: A case study of the He8 Member in the eastern Sulige Gas Field, Ordos Basin, China. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 46, pp 680–698.
- Wazir, I. (2014).** Contrôles sédimentaires et diagenétiques sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs gréseux à gaz des bassins de Sbaa, Algérie, et des Palmyrides-Sud, Syrie. PhD Thesis, Université Paris Sud - Paris XI, 393 p.
- Welton, J.E. (1984).** SEM petrology atlas: Chevron Oil Field Research Company. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma 74101, U.S.A, 247 p.
- Wentworth, C.K. (1922).** The Wentworth scale of grain size for sediments. *J Geol* 30, 381 p.
- Wentworth, C.K. (1922).** A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology* 30, pp 377–392.
- Wilkinson, M., Haszeldine, R.S., Ellam, R.M., Fallick, A. (2004).** Hydrocarbon filling history from diagenetic evidence: Brent Group, UK North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 21, pp 443–455.

- Wilson, L., Wilson, M.J., Green, J., Patey, I. (2014).** The influence of clay mineralogy on formation damage in North Sea reservoir sandstones: a review with illustrative examples. *Earth-Science Reviews* 134, pp 70–80.
- Worden, R., Burley, S. (2009).** Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. In: *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. pp 1–44.
- Worden, R. H., Burley, S.D. (2003).** Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient* 4, pp 3–44.
- Worden, R.H., Morad, S. (2003).** Clay minerals in sandstones: a review of the detrital and diagenetic sources and evolution during burial, in: *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, pp 3–41.
- Worden, R.H., Morad, S. (2000).** Quartz cementation in oil field sandstones. A review of the key controversies. *Quartz cementation in sandstones*, pp 1–20.
- Worden, R.H., Ruffell, A.H., Cornford, C. (2000).** Palaeoclimate, sequence stratigraphy and diagenesis. *Journal of Geochemical Exploration* 69, pp 453–457.
- Xiao, H., Wang, T.-G., Li, M., Lai, H., Liu, J., Mao, F., Tang, Y. (2019).** Geochemical characteristics of Cretaceous Yogou Formation source rocks and oil-source correlation within a sequence stratigraphic framework in the Termit Basin, Niger. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 172, pp 360–372.
- Yao N’G.J.-P. (2012).** Caractérisation sédimentologique, minéralogique, géochimique et biostratigraphique des falaises vives de Fresco : région de Grand-Lahou (Côte d’Ivoire). Thèse Doctorat Unique, Université Félix Houphouët Boigny, 240 p.
- Zanguina, M., Bruneton, A., Gonnard, R. (1998).** An introduction to the petroleum potential of Niger. *Journal of Petroleum Geology* 21, pp 83–103.
- Zhang, P., Zhang, J., Wang, J. (2014).** Diagenesis and reservoir quality in continental fault-block reservoirs: Evidence from the Second Member of Shahejie Formation, Dongying Sag, Eastern China. *International Journal of Innovation and Applied Studies* 5, pp 200–205.

REFERENCES WEBOGRAPHIQUES

BP Statistical Review of World Energy 2018 : les chiffres clés de l'énergie dans le monde [WWW Document], n.d. URL <https://www.connaissancedesenergies.org/bp-statistical-review-world-energy-2018-les-chiffres-cles-de-lenergie-dans-le-monde-180614> (accessed 2.18.20).

Hydrocarbures : le Niger bientôt dans la cour des grands producteurs d'Afrique (PAPIER GENERAL) Xinhua Actualités Chine & Afrique [WWW Document], n.d. URL http://french.xinhuanet.com/afrique/2018-11/19/c_137617981.htm (accessed 2.18.20).

Pétrole : le Niger espère produire 500.000 barils/jour à l'horizon 2025-2030, nd URL http://french.china.org.cn/foreign/txt/2019-08/16/content_75108013.htm (accessed 2.18.20).

ANNEXES

ANNEXE I : Article publié issu de la thèse

ANNEXE II : RAPPELS SUR LES PROCESSUS D'ÉROSION DE TRANSPORT ET DE DÉPÔT

II.1. Origine des sédiments

Les sédiments proviennent des roches préexistantes démantelées et remobilisées par l'érosion au sens large. Les processus principaux sont l'altération chimique et l'érosion (Fea, 2019). Ces processus facilitent le transport des matériaux par les agents de la géodynamique externe et leur dépôt dans les milieux de faible énergie.

L'altération chimique constitue l'ensemble des mécanismes qui libèrent les particules de roches préexistantes. Elle soustrait les éléments dissouts à la surface terrestre, avant qu'interviennent les processus d'érosion, puis de transport et de dépôt.

L'érosion favorise le démantèlement des particules qui seront transportées jusqu'à leur site de dépôt où elles formeront de roches sédimentaires. Les roches d'origine métamorphique ou granitique contiennent principalement du quartz, des micas et des feldspaths. Les roches d'origine volcanique ne présentent pas de quartz ou peu abondant. Elles sont riches en feldspaths principalement les plagioclases et en minéraux ferromagnésien (Maréchal, 2000).

II.2. Transport et dépôt des sédiments, tri sédimentaire

Le transport sédimentaire est effectif lorsque la force exercée sur les particules est suffisante pour les déplacer. Les forces qui agissent sur une particule sont la gravité et la force liée à l'écoulement d'un fluide. Le transport des particules s'effectue par traction ou roulement sur le fond (C), par saltation (B) et en suspension (A) (Fig. 1). Certaines particules sont transportées par flottaison, c'est le cas des ponces.

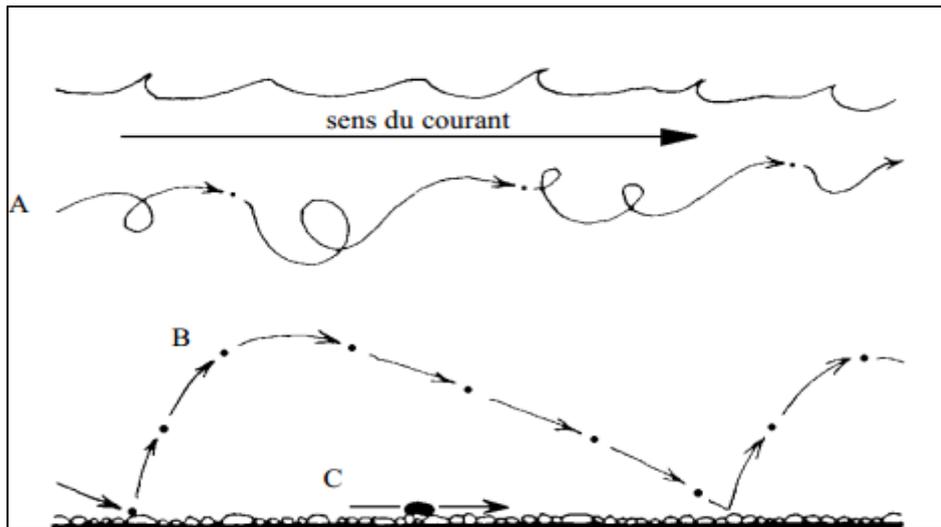


Figure 1 : Représentation des principaux types de transports des particules sédimentaires (Maréchal, 2000). **A** : Transport en suspension ; **B** : par saltation ; **C** : par traction ou roulement sur le fond.

La connaissance des relations entre les particules sédimentaires et les fluides qui les transportent permet de mieux comprendre les caractéristiques des dépôts des sédiments. Les particules les plus grossières sont transportées par traction-saltation. Elles sont caractéristiques de dépôt d'un chenal de rivière (Maréchal, 2000). Bagnold (1966) définit le matériel transporté en suspension comme la partie du sédiment transportée par les forces liées à la turbulence. Il s'effectue généralement soit par l'apport des rivières, soit par le couple eau de mer et eau de rivière (Fea, 2019). Les sédiments initialement déposés sont constitués de fractions relativement grossières (quartz et feldspaths) et de fractions fines (argiles et autres particules fines).

Le tri sédimentaire permet d'ordonner les particules dont la taille varie de très fine (argile) à très grossière (bloc). La distribution des particules n'est pas aléatoire au moment du dépôt. On peut retrouver des directions préférentielles dans l'orientation des grains. Un assemblage régulier correspond à des particules de taille et de formes semblables arrangées suivant un ordonnancement géométrique répétitif (Fig. 2).

La nature des assemblages détermine l'arrangement des grains. Ce dernier, modifie certaines propriétés pétrophysiques telles que la porosité et la perméabilité des réservoirs silicoclastiques (Fea, 2019). Les particules disposées sans orientation préférentielle résultent le plus souvent d'un transport rapide ainsi que d'un dépôt en masse. Elles peuvent également correspondre à un transport plus lent au sein d'une masse dense (Deconinck et Chamley, 2011).

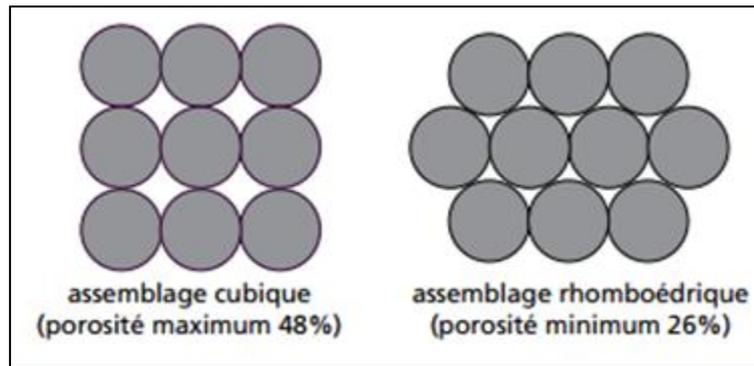


Figure 2 : Arrangement réguliers planaires à partir de sphères d'égale diamètre (Tucker, 1982).

ANNEXE III : QUELQUES PARAMETRES PETROPHYSIQUES DU PUIT NE-1 :

Point	Depth	Y-Ref	Ka	KI	Well
1	1,3297	10,3119	17,7	15,2	NE-1
2	7,7087	10,3121	198	187	NE-1
1	1,0875	10,349	0,199	0,106	NE-1
2	2,1522	10,29	0,431	0,265	NE-1
3	4,2972	10,3158	257	244	NE-1
4	6,2482	10,3164	196	185	NE-1
5	9,0758	10,3167	381	365	NE-1
6	10,8217	10,3165	374	358	NE-1
7	12,3118	10,3166	489	470	NE-1
8	14,2542	9,6172	0,84	0,569	NE-1
9	16,093	9,6179	279	265	NE-1
10	17,3533	9,6178	287	273	NE-1
11	19,965	9,6166	46,8	42,3	NE-1
12	21,6011	9,6176	63,8	58,3	NE-1
13	23,0312	9,6178	73,6	67,5	NE-1
14	24,3827	9,6194	96,8	89,6	NE-1
15	26,1878	9,6239	0,182	0,0954	NE-1
16	4,279	10,3167	244	232	NE-1
17	12,4102	9,9351	444	426	NE-1
18	21,7471	9,9351	62,6	57,1	NE-1
19	23,0418	9,9352	79,3	73	NE-1
20	24,6854	9,9347	103	95,4	NE-1

ANNEXE III : QUELQUES PARAMETRES PETROPHYSIQUES DU Puits NE-2 :

Point	Depth	Y-Ref	Ka	Kl	Beta	Well
1	0,7775	11,0933	6,15	4,98	2,17E+09	NE-2
2	1,6739	11,0932	1,73	1,26	0	NE-2
3	3,454	11,0928	0,808	0,544	0	NE-2
4	4,5935	11,0926	2,73	2,09	0	NE-2
5	6,6753	11,0931	620	598	8560000	NE-2
6	8,5872	11,093	1070	1030	7490000	NE-2
7	3,454	11,0928	0,808	0,544	0	NE-2
8	4,5935	11,0926	2,73	2,09	0	NE-2
9	6,6753	11,0931	620	598	0	NE-2
10	8,5872	11,093	1070	1030	0	NE-2

ANNEXE III : QUELQUES PARAMETRES PETROPHYSIQUES DU Puits NE-3 :

Point	Depth	Y-Ref	Ka	Kl	Beta	Well
1	0,921	10,6335	0,257	0,144	412000	NE-3
2	2,1725	10,6338	0,0521	0,0199	0	NE-3
3	4,0001	10,6342	37,4	33,5	1,58E+09	NE-3
4	5,3985	10,6331	0,396	0,24	0	NE-3
5	7,21	10,6331	0,0584	0,023	0	NE-3
6	8,4339	10,6329	0,738	0,49	0	NE-3
7	9,3988	10,634	1,18	0,826	0	NE-3
8	0,8264	10,188	0,257	0,144	0	NE-3
9	3,9703	10,9718	120	111	3,23E+08	NE-3
10	4,1368	11,1145	124	116	2,14E+08	NE-3

ANNEXE IV : DIFFERENTES ETAPES DE CONFECTION D'UNE LAME MINCE

IV.1. Réception et conditionnement des échantillons

Cette étape consiste à scier les carottes afin d'obtenir des sucres de roche de dimension 25 x 35 mm d'environ 20 g à l'aide de la tronçonneuse débiteuse CARELA 2000. Puis, roder les faces sur un tapis de 250 μm ou en utilisant une rodeuse manuelle pour ajuster la forme du sucre. Ensuite, numéroter les moules en indiquant le sens de dépôt.

IV.2. Imprégnation des échantillons

L'imprégnation des échantillons a consisté à préparer une solution de bleu de méthylène avec de la résine et du durcisseur. La première étape était de verser une petite quantité de la solution au fond du moule. Puis, déposer le sucre de roche dans le moule et le recouvrir de la solution. Le but de cette étape est de consolider les sucres et de colorer les pores en bleu. Cette coloration facilite l'identification des pores sur les lames minces au microscope polarisant.

IV.3. Séchage et collage du sucre de roche

Le séchage et le collage du sucre de roche a consisté à laisser les moules sécher à l'air libre. Ensuite, extraire les sucres de roche des moules. Après l'obtention des sucres de roches moulées, polir à nouveau les surfaces planes des sucres de roches moulées pour les rendre lisses. Puis, les sucres de roche sont séchés sur une plaque chauffante, puis collés sur des lames préalablement polies à l'aide de la colle (Loctite 358 et géofix).

IV.4. Dressage final de la coupe

Le dressage final de la coupe a consisté à dresser cette coupe pour atteindre une épaisseur de 150 μm . Puis, polir à la polisseuse manuelle jusqu'à obtention d'une épaisseur de 30 μm allant du quartz jaune pâle au quartz gris. A la fin du polissage manuel, on obtient une lame mince.

ANNEXE IV : QUELQUES PARAMETRES PETROGRAPHIQUES DU PUIT NE-1 :

PUITS NE-1 : lame 1, profondeur : 2530,6 m

Lithologie : Grès **Schéma de classification :** Dott **Classification :** Quartz arénite
Taille des grains (Max) : Moyen **Moyenne :** Fin **Minimale :** Très fin
Classement : Bien trié **Contact des grains :** Par point ; Tangentiel
Forme des grains : Anguleux à Subanguleux, parfois subarrondi **Microstructures :**

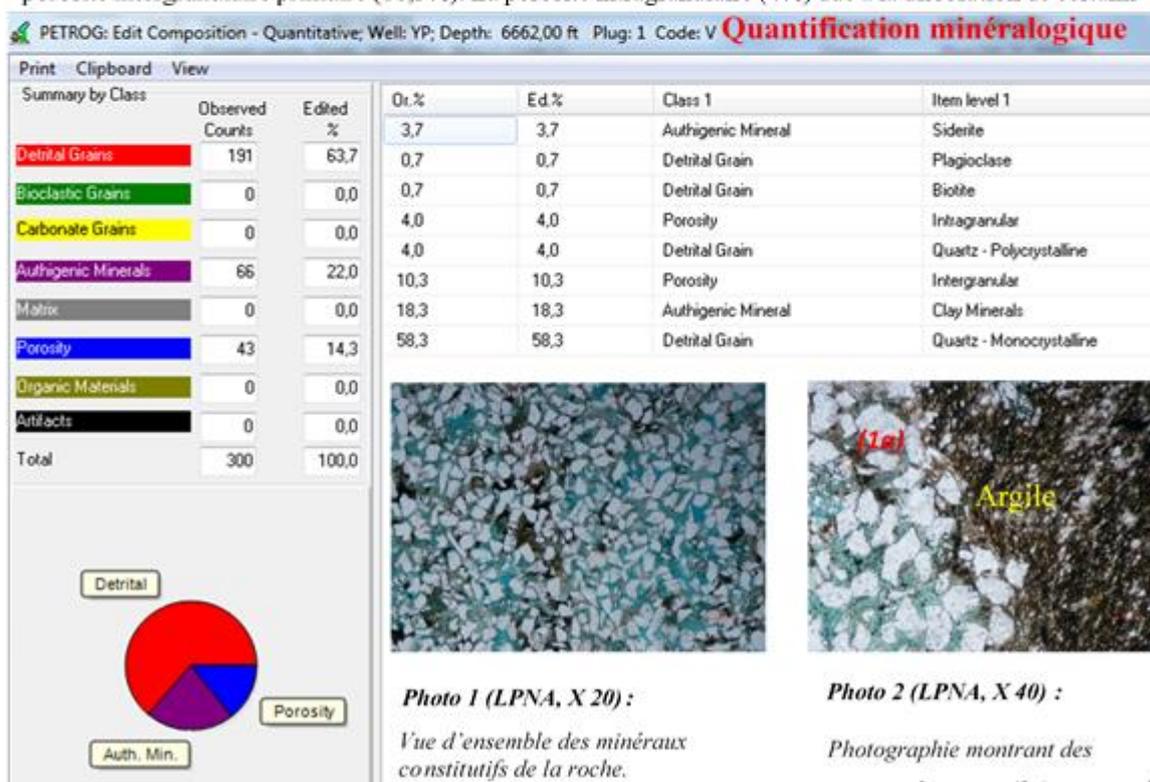
Composants détritiques

Minéraux détritiques : Principalement composée de quartz monocristallin (58,3%), très fin à moyen, bien trié, à extinction droite ou roulante, anguleux à subanguleux et de quartz polycristallins mineurs (4%). Les feldspaths sont rares et sont principalement constitués de plagioclase (0,7%) avec parfois des fractures et de rares microcline (parfois en voie de dissolution). Les micas sont rares et constitués de biotite (0,7%) altérées et de muscovite. Un claste d'argile silteuses est à noter.

Compaction : La compaction est faible, le contact entre les grains est tangentiel et par point. La charpente de la roche est supportée par les minéraux.

Minéraux authigéniques : L'argile indéterminée (18,3%) et la sidérite (3,7%) mineure sont la minéralogie authigéniques. La sidérite viendrait en remplacement des rares biotites altérées.

Porosité totale visible : La porosité visible (14,3%) est modérée, est principalement constituée de porosité intergranulaire primaire (10,3%). La porosité intragranulaire (4%) due à la dissolution de certains



Répartition des éléments constitutifs de la lame 1 du puits

ANNEXE IV : QUELQUES PARAMETRES PETROGRAPHIQUES DU PUIT NE-2 :

PUITS NE-2 : Lame 1, profondeur : 2795,63 m

Lithologie : Grès

Schéma de classification : Dott

Classification : Quartz arénites

Taille des grains (Max) : Très grossier

Moyenne : Fin à moyen

Minimale : Très fin

Classement : Mal trié

par flottement

Contact des grains : Par point ; tangentiel ; concave-convexe ou

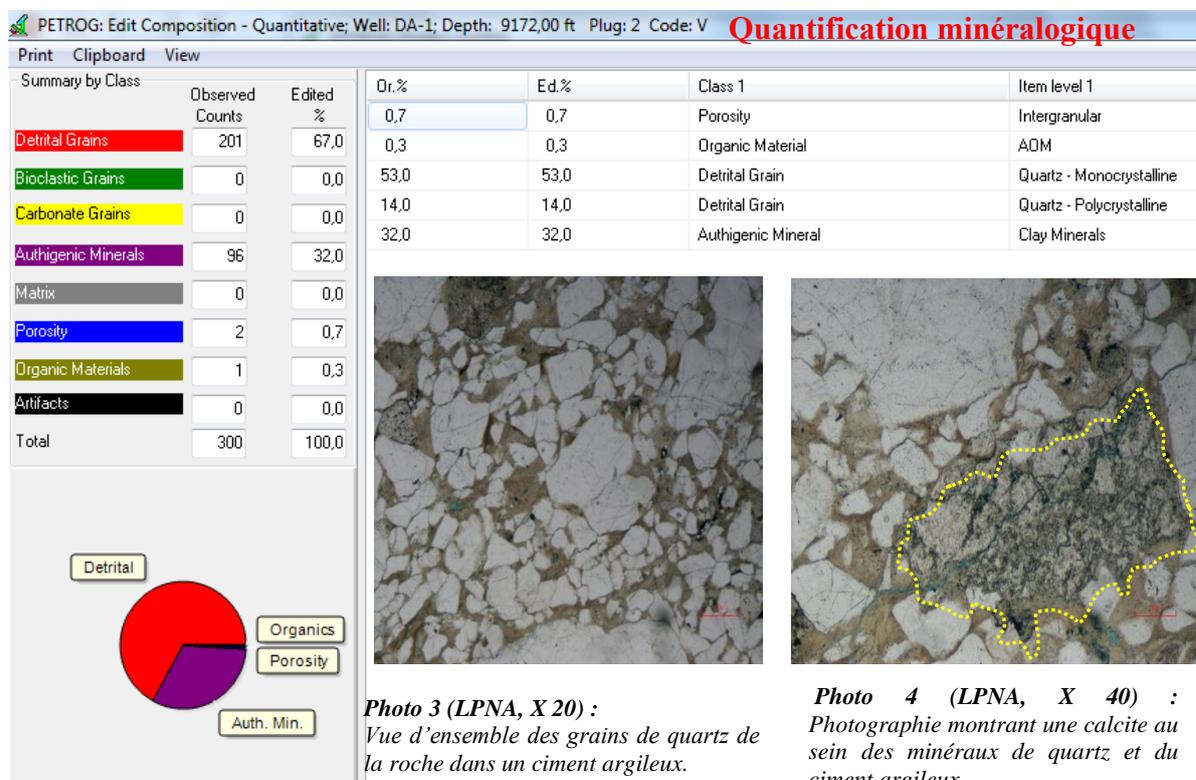
Forme des grains : Subanguleux à subarrondi

Microstructures : Microfissures

Composants détritiques

Minéraux détritiques : La minéralogie est essentiellement constituée de quartz monocristallins (53%), très fin à très grossier, à extinction droite ou roulante, subanguleux à subarrondi et mal trié. Les quartz polycristallins (14%) sont modérément abondant. Ces composants détritiques reposent sur un lit d'argile silteuses composé de rares silts. La matière organique (0,3%) est en trace.

Compaction : La compaction est modérée. La charpente est supportée par le ciment argileux. Les grains se touchent via des contacts par point, tangentielle, concave-convexe ou par flottement.



Répartition des éléments constitutifs des grès albiens

ANNEXE IV : QUELQUES PARAMETRES PETROGRAPHIQUES DU PUIT NE-3 :

PUITS NE-3 : profondeur : 2345,74 m

Lithologie : Grès

Schéma de classification : Dott

Classification :

Taille des grains (Max) : Moyen Moyenne : Fin à moyen

Minimale : Très fin

Classement : Modérément bien trié Contact des grains : Tangentiel ; par point ; concave-convexe et suturé

Forme des grains : Subanguleux à subarrondi

Microstructures : Aucune

Composants détritiques

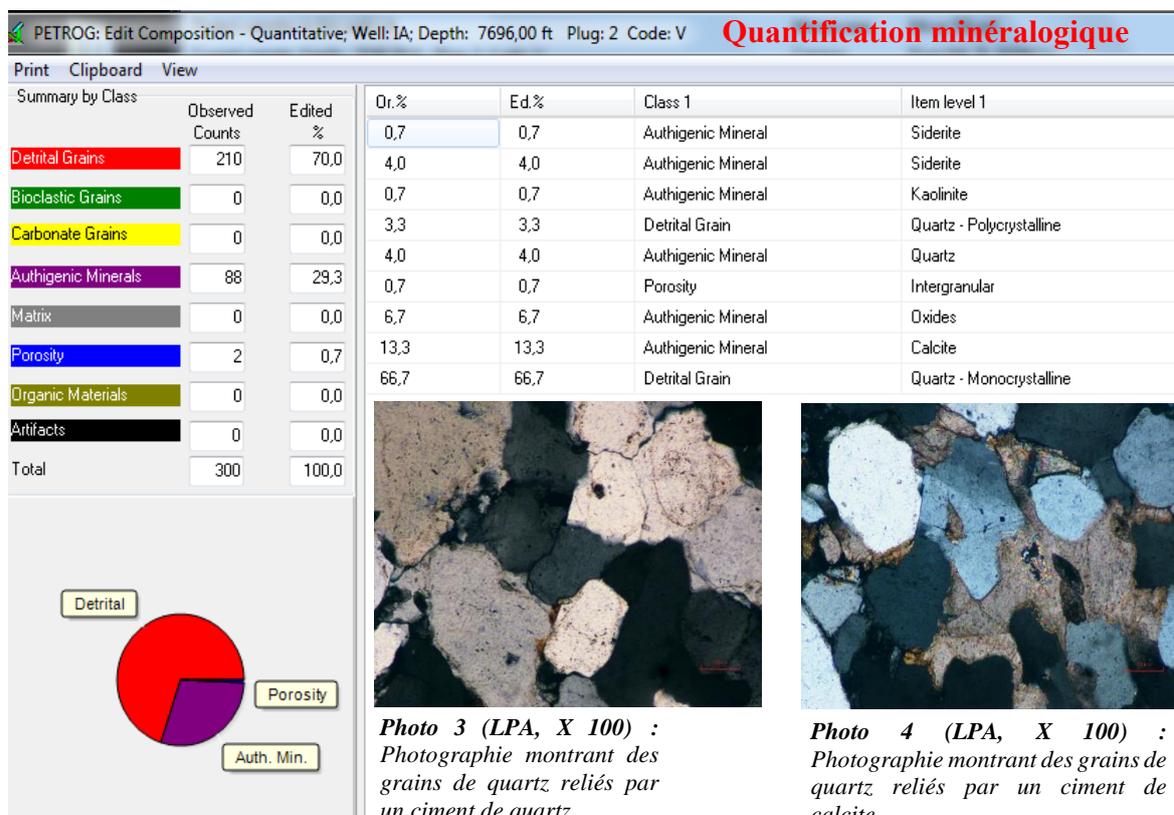
Minéraux détritiques : La minéralogie est essentiellement constituée de quartz monocristallins (66,7%), très fin à fin, à extinction droite ou roulante, subanguleux à subarrondi et bien trié. Les quartz polycristallins (3,3%) sont mineurs.

Compaction : La compaction est très élevée. La charpente de la roche est supportée par le ciment de quartz et de calcite. Les grains se touchent via des contacts par point ; tangentiel ; concave-convexe ou suturé.

Minéraux authigéniques : Le minéral authigène principal est la calcite (13,3%) commune, se présentant sous forme de particules isolés dans les pores intergranulaires et localement en tant qu'agrégats d'empilement de particules remplissant les pores. Celles qui sont en phase terminale se présentent sous la forme sparitique. Des oxydes de fer (14%) modérément abondant sont répandu dans les pores. Le quartz secondaire (4%) est commun. La morphologie des grains de quartz est difficile à évaluer en raison de la cimentation qui a masqué la forme des originel. De très rares kaolinite (0,7%) sont à noter.

Porosité totale visible : La porosité primaire (0,7%) est en trace, car complètement obstruée par la calcite et l'oxyde de fer.

Qualité du réservoir : Mauvais réservoir.



Répartition des éléments constitutifs des grès cénomaniens.