



**HAL**  
open science

**APPORT DES DIAGRAPHIES A LA  
RECONSTITUTION  
ELECTROFACIO-SEQUENTIELLE DES DEPOTS  
CRETACES : PALEOENVIRONNEMENT ET  
EUSTATISME DU BASSIN IVOIRIEN.**

Assiè François Aristide Kouao

► **To cite this version:**

Assiè François Aristide Kouao. APPORT DES DIAGRAPHIES A LA RECONSTITUTION ELECTROFACIO-SEQUENTIELLE DES DEPOTS CRETACES : PALEOENVIRONNEMENT ET EUSTATISME DU BASSIN IVOIRIEN.. Stratigraphie. Université Félix Houphouët Boigny (Côte d'Ivoire), 2017. Français. NNT : . tel-03397375

**HAL Id: tel-03397375**

**<https://hal.science/tel-03397375>**

Submitted on 22 Oct 2021

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**République de Côte d'Ivoire**

**Année Universitaire : 2016-2017**

Ministère de l'Enseignement Supérieur et  
de la Recherche Scientifique



Université Félix Houphouët Boigny

N° d'ordre : / 2017.....



**UFR des Sciences de la Terre  
et des Ressources Minières**

**Laboratoire de Géologie Marine et de Sédimentologie**

# THÈSE

Présentée à l'UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières de  
l'Université Félix Houphouët-Boigny

*Pour obtenir le titre de*

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ FELIX HOUPHOUËT-BOIGNY**

*Spécialité : Océanologie*

*Par*

**KOUAO Assiè François Aristide**

**APPORT DES DIAGRAPHIES A LA RECONSTITUTION  
ELECTROFACIO-SEQUENTIELLE DES DEPOTS CRETACES :  
PALEOENVIRONNEMENT ET EUSTATISME DU BASSIN IVOIRIEN.**

**Soutenue publiquement le 31 Octobre 2017 devant le jury composé de :**

<b>M. BIEMI JEAN</b>	<i>Professeur à l'Université F.H.B.</i>	Président
<b>M. MONDE SYLVAIN</b>	<i>Professeur à l'Université F.H.B.</i>	Directeur de thèse
<b>M. SARR Raphaël</b>	<i>Professeur à l'Université C.A.D.</i>	Rapporteur
<b>Mme. WOGNIN A. Valérie</b>	<i>Maître de Conférence à l'Université F.H.B.</i>	Rapporteur
<b>M. AKA Kouamé</b>	<i>Professeur à l'Université F.H.B.</i>	Examineur

**République de Côte d'Ivoire**

**Année Universitaire : 2016-2017**

Ministère de l'Enseignement Supérieur et  
de la Recherche Scientifique



Université Félix Houphouët Boigny

N° d'ordre : / 2017.....



**UFR des Sciences de la Terre  
et des Ressources Minières**

**Laboratoire de Géologie Marine et de Sédimentologie**

# THÈSE

**Présentée à l'UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières de  
l'Université Félix Houphouët-Boigny**

*Pour obtenir le titre de*

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ FELIX HOUPHOUËT-BOIGNY**

*Spécialité : Océanologie*

*par*

**KOUAO Assiè François Aristide**

**APPORT DES DIAGRAPHIES A LA RECONSTITUTION  
ELECTROFACIO-SEQUENTIELLE DES DEPOTS CRETACES :  
PALEOENVIRONNEMENT ET EUSTATISME DU BASSIN  
SEDIMENTAIRE IVOIRIEN**

**Soutenue publiquement le 31 Octobre 2017 devant le jury composé de :**

<b>M. BIEMI JEAN</b>	<i>Professeur à l'Université F.H.B.</i>	Président
<b>M. MONDE SYLVAIN</b>	<i>Professeur à l'Université F.H.B.</i>	Directeur de thèse
<b>M. SARR Raphaël</b>	<i>Professeur à l'Université C.A.D.</i>	Rapporteur
<b>Mme. WOGNIN A. Valérie</b>	<i>Maître de Conférence à l'Université F.H.B.</i>	Rapporteur
<b>M. AKA Kouamé</b>	<i>Professeur à l'Université F.H.B.</i>	Examineur

# *DEDICACE*

- ☀ À mon père, feu Kouao Brou René qui m'a toujours encouragé quels que soient mes choix ;
- ☀ à ma mère, Kumassi Ehouman Ama qui doit être heureuse et soulagée ;
- ☀ à ma bien aimée Isabelle Sokolo, qui a su faire preuve de patience.
- ☀ à mes 13 frères et sœurs (Brou Martine, Kouao Olivier, Brou Akoua épouse Paris, Kouao Emma, Kouao César, Kouao Anderson, Kouao Léa, Kouao Marina, Kouao Désiré, Kouao Sylvère, Kouao Charles, Kouao lydie et Kouao Diane), pour leur patience, leurs encouragements et leur soutien ;
- ☀ à mon fils, Pierre Yvan et à ma fille Marie Peniel, pour la joie et le courage qu'ils me procurent ;
- ☀ à ma tante Mme Diaby Alphonsine et à son époux M. Diaby Moustapha pour leur soutien.

## REMERCIEMENTS

Ce travail est l'aboutissement de plusieurs années d'études passées au Département de Géosciences Marines de l'Université Félix Houphouët Boigny. Je tiens à remercier le Professeur **MONDE Sylvain** (Directeur de ce mémoire et dudit Département) qui a accepté de m'encadrer depuis le DEA et sans qui ce travail n'aurait pas pu aboutir. Je souhaite vous exprimer ma profonde reconnaissance pour votre insatiable inspiration et vos encouragements.

Au Professeur **AFFIAN Kouadio**, Vice-Président de l'Université Félix HOUPHOUËT-BOIGNY et parrain de ma promotion. Sa rigueur et son style de travail m'ont servi d'exemple.

Au Professeur **BOFFOUE Moro Olivier**, Vice-Président de l'Université de MAN, pour sa contribution à ma formation. Qu'il soit assuré de ma très sincère reconnaissance.

Au Professeur **SORO Nagnin**, Doyen de l'UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières de l'Université Félix Houphouët Boigny, pour ses encouragements.

J'adresse mes remerciements au Professeur **AKA Kouamé**, Doyen honoraire et Ex Président de la commission scientifique de l'UFR-STRM de l'Université Félix Houphouët-Boigny, qui a su m'encourager tout au long de ce travail.

Aux Professeurs **BIEMI Jean** et **WOGNIN Valéry** qui sont priés de recevoir mes plus vifs remerciements pour avoir accepté respectivement la tâche de Président du Jury et de rapporteur, dont les critiques et suggestions sont vivement appréciées. Que les autres membres du jury, soient remerciés pour l'évaluation de ce travail de recherche.

Je tiens également à remercier quelques responsables de la PETROCI :

- le chef du département de sédimentologie, monsieur KPLOHI Yaba Luc Hervé ;
- le directeur par intérim du Centre d'Analyse et de Recherche (C.A.R), monsieur FOFANA Bakary.

Ma reconnaissance va à l'endroit du Directeur de l'exploration et de la production de la Direction Générale des Hydrocarbures, monsieur DOUKOURE Ousmane.

J'adresse mes sincères remerciements au Professeur **COULIBALY Aoua**, Vice Doyen de l'UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières pour tous ses conseils et encouragements.

Aux Professeurs **DIBGEHI Zeli Bruno, LASM Théophile** et **COULIBALY Yacouba** pour leurs conseils et suggestions.

Au Professeur **SARR Raphaël** d'avoir accepté d'instruire cette thèse ;

Aux Docteurs **N'GUESSAN Yao Alexis, TED Wango** et **ADOPO Laurent**, pour leurs disponibilités, leurs directives, leurs conseils et leurs encouragements.

Je suis particulièrement reconnaissant envers le Docteur **ASSALE Fori Yao Paul**, pour son engagement, sa fraternité et sa disponibilité. Son orientation de proximité m'a été très utile. Il a su me guider rigoureusement durant cette étude. Qu'il trouve ici, l'expression de ma profonde reconnaissance et gratitude.

Ma reconnaissance va à l'endroit de tous **les enseignants de l'UFR-STRM** qui ont contribué à ma formation.

Je tiens à remercier mes **amis de la fondation Catholique SAPHIR SHALOM** pour leurs prières et spécialement le modérateur **Dembélé Lamine Roméo** et son épouse Mme **Dembélé Marie Ange**.

Je remercie tous les amis de la **promotion AFFIAN Kouadio** ainsi que toutes les personnes qui dans l'ombre ont participé à la réalisation de ce mémoire.

Pour terminer, je rends grâce à notre Seigneur Jésus Christ, sans qui la réalisation de ce mémoire serait impossible.

## TABLE DES MATIERES

DEDICACE .....	I
REMERCIEMENTS .....	II
TABLE DES MATIERES .....	IV
LISTE DES FIGURES .....	XI
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
LISTE DES ABREVIATIONS.....	XIV
RÉSUMÉ .....	XV
ABSTRACT.....	XVI
INTRODUCTION GENERALE .....	1
PREMIERE PARTIE : GENERALITES .....	4
CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA COTE D'IVOIRE.....	5
1. SOCLE PRECAMBRIEN .....	5
1.1. Domaine Archéen .....	5
1.2. Domaine Protérozoïque .....	5
2. BASSIN SEDIMENTAIRE.....	6
2.1. Présentation du bassin sédimentaire .....	7
2.1.1. Bassin sédimentaire émergé.....	7
2.1.2. Bassin sédimentaire immergé .....	7
2.2. Stratigraphie du bassin sédimentaire .....	8
2.3. Tectonique du bassin sédimentaire .....	10
2.4. Marges passives de coulissement.....	13
CHAPITRE II : NOTIONS DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	14
1. NOTIONS DE DIAGRAPHIE .....	14
1.1. Diagraphies différées .....	15
1.1.1. Rayonnement Gamma (GR) .....	16
1.1.2. Temps de trajet de l'onde longitudinale (Sonic) .....	17
1.1.3. Densité neutron .....	18
1.1.4. Indice d'absorption photoélectrique. ....	20
1.1.5. Indice hydrogène-neutron .....	20
1.1.6. Résistivité.....	21
2. NOTION DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE .....	23
2.1. Objectifs de la stratigraphie séquentielle .....	23

2.2.	Divers modèles s'affrontent .....	23
2.3.	Facteurs contrôlant la sédimentation sur les marges continentales .....	24
2.3.1.	Variation du niveau marin .....	25
2.3.2.	Apport de sédiments .....	25
2.3.3.	Subsidence .....	25
2.4.	Notion d'espace disponible ou potentiel d'accommodation .....	26
2.5.	Cycles stratigraphiques ou de séquences de dépôt .....	27
2.6.	Cortèges sédimentaires ou de dépôt.....	29
2.7.	Surfaces stratigraphiques .....	30
2.7.1.	Limites de séquence (LS).....	31
2.7.2.	Surface d'inondation maximale (SIM) .....	31
2.8.	Ordre des séquences de dépôts .....	32
	Conclusion .....	32
	DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES UTILISEES .....	33
	CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODOLOGIE MISE EN ŒUVRE .....	34
	1. LOCALISATION DES SONDAGES DANS LA MARGE D'ABIDJAN .....	34
	2. MATERIEL UTILISE .....	36
2.1.	Logiciel informatique.....	36
2.2.	Rapport d'études .....	36
	3. METHODOLOGIE UTILISEE .....	36
3.1.	Logs de proportion lithologique.....	37
3.2.	Reconstitution lithologique.....	38
3.2.1.	Interprétation lithologique à partir des diagraphies .....	38
3.2.2.	Analyse horizontale .....	41
3.2.3.	Analyse verticale.....	41
3.2.4.	Détermination des électrofaciès à partir des courbes RhoB - NPhi.....	42
3.3.	Analyse électro-séquentielle .....	44
3.3.1.	Interprétation des faciès, séquences des faciès et milieux de dépôt, à partir des diagraphies différées .....	45
3.3.2.	Caractérisation des électroséquences .....	46
3.4.	Méthodologie utilisée en stratigraphie électro-séquentielle .....	47
3.5.	Corrélation stratigraphique .....	49
	Conclusion .....	50



TROISIEME PARTIE : RESULTATS, INTERPRETATION ET DISCUSSION .....	51
CHAPITRE IV : CARACTERISATION BIOSTRATIGRAPHIQUE DES ETAGES DU CRETACE .....	52
1. LIMITES DE L'ALBIEN (TOIT DU CRETACE INFERIEUR) .....	52
2. LIMITES DU CENOMANIEN .....	53
3. LIMITES DU TURONIEN.....	54
4. LIMITES DU SENONIEN INFERIEUR (CONIACIEN-SANTONIEN) .....	55
5. LIMITES DU CAMPANIEN .....	56
6. LIMITES DU MAASTRICHTIEN .....	57
CHAPITRE V : ESSAI DE RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE PAR « MUD-LOG ».	59
1. CARACTERISATION DES ARGILITES .....	59
1.1. Argilites de type I.....	59
1.2. Argilite de type II.....	61
1.3. Argilite de type III .....	63
1.4. Argilites de type IV.....	65
2. CARACTERISATION DES CALCAIRES .....	65
3. CARACTERISATION DES GRES .....	67
3.1. Grès de type I.....	67
3.2. Grès de type II.....	69
4. CORRELATIONS LITHOLOGIQUES ET REPARTITION DES DIFFERENTES FORMATIONS.....	71
4.1. Formation lithologique E (FE).....	71
4.2. Formation lithologique D (FD).....	71
4.3. Formation lithologique C (FC) .....	72
4.4. Formation lithologique B (FB) .....	72
4.5. Formation lithologique A (FA).....	72
5. DISCUSSION LITHOLOGIQUE .....	75
5.1. Associations de minéraux de pyrite et grains de glauconite .....	75
5.2. Faciès carbonatés .....	75
5.3. Faciès détritiques .....	76
CHAPITRE VI : RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE A PARTIR DES LOGS DIAGRAPHIQUES .....	78
1. RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-1 ».....	78

1.1.	Electrofaciès de l'Albien.....	78
1.2.	Electrofaciès du Cénomanièn .....	79
1.3.	Electrofaciès du Turonien .....	79
1.4.	Electrofaciès du Sénonien inférieur .....	79
1.5.	Electrofaciès du Campanien .....	80
1.6.	Electrofaciès du Maastrichtien.....	80
2.	RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-2 » .....	82
2.1.	Electrofaciès de l'Albien.....	82
2.2.	Electrofaciès du Turonien .....	82
2.3.	Electrofaciès du Sénonien inférieur .....	83
2.4.	Electrofaciès du Campanien .....	83
2.5.	Electrofaciès du Maastrichtien.....	83
3.	RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-3 » .....	86
3.1.	Electrofaciès de l'Albien.....	86
3.2.	Electrofaciès du Turonien .....	86
3.3.	Electrofaciès du Sénonien inférieur .....	86
3.4.	Electrofaciès du Campanien .....	87
3.5.	Electrofaciès du Maastrichtien.....	87
4.	RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-4 » .....	90
4.1.	Electrofaciès de l'Albien.....	90
4.2.	Electrofaciès du Cénomanièn .....	90
4.3.	Electrofaciès du Turonien .....	91
4.4.	Electrofaciès du Sénonien inférieur .....	91
4.5.	Electrofaciès du Campanien .....	91
4.6.	Electrofaciès du Maastrichtien.....	92
5.	RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-5 » .....	95
5.1.	Electrofaciès de l'Albien.....	95
5.2.	Electrofaciès du Cénomanièn .....	95
5.3.	Electrofaciès du Turonien .....	96
5.4.	Electrofaciès du Sénonien inférieur .....	96
5.5.	Electrofaciès du Campanien .....	97
5.6.	Electrofaciès du Maastrichtien.....	97
6.	RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-6 » .....	100

6.1.	Electrofaciès de l'Albien.....	100
6.2.	Electrofaciès du Cénomanién .....	100
6.3.	Electrofaciès du Turonien .....	101
6.4.	Electrofaciès du Sénonien inférieur .....	101
6.5.	Electrofaciès du Campanien .....	102
6.6.	Electrofaciès du Maastrichtien.....	102
7.	CORRELATIONS LITHOLOGIQUES ET REPARTITION DES CORPS SEDIMENTAIRES.....	105
7.1.	Corrélation faciologique à l'Albien .....	105
7.2.	Corrélation faciologique au Cénomanién .....	105
7.3.	Corrélation faciologique au Turonien.....	106
7.4.	Corrélation faciologique au Sénonien inférieur.....	106
7.5.	Corrélation faciologique au Campanien .....	106
7.6.	Corrélation faciologique au Maastrichtien.....	106
8.	INTERPRETATION ET DISCUSSION .....	111
8.1.	Variations des électrofaciès .....	111
8.2.	Environnements de dépôts .....	112
	CHAPITRE VII : CARACTERISATION ELECTRO-SEQUENTIELLE .....	115
1.	ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-1 .....	115
1.1.	Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-1 .....	115
1.2.	Electro-séquence du Cénomanién du forage KAF-1 .....	115
1.3.	Electro-séquence du Turonien du forage KAF-1.....	116
1.4.	Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-1.....	116
1.5.	Electro-séquence du Campanien du forage KAF-1 .....	116
1.6.	Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-1 .....	116
2.	ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-2 .....	118
2.1.	Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-2 .....	118
2.2.	Electro-séquence du Turonien du forage KAF-2.....	118
2.3.	Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-2.....	118
2.4.	Electro-séquence du Campanien du forage KAF-2 .....	118
2.5.	Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-2 .....	119
3.	ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-3 .....	121
3.1.	Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-3 .....	121

3.2.	Electro-séquence du Turonien du forage KAF-3.....	121
3.3.	Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-3.....	121
3.4.	Electro-séquence du Campanien du forage KAF-3.....	121
3.5.	Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-3.....	121
4.	ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-4.....	123
4.1.	Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-4.....	123
4.2.	Electro-séquence du Cénomanién du forage KAF-4.....	123
4.3.	Electro-séquence du Turonien du forage KAF-4.....	123
4.4.	Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-4.....	123
4.5.	Electro-séquence du Campanien du forage KAF-4.....	124
4.6.	Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-4.....	124
5.	ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-5.....	126
5.1.	Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-5.....	126
5.2.	Electro-séquence du Cénomanién du forage KAF-5.....	126
5.3.	Electro-séquence du Turonien du forage KAF-5.....	126
5.4.	Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-5.....	126
5.5.	Electro-séquence du Campanien du forage KAF-5.....	126
5.6.	Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-5.....	126
6.	ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-6.....	128
6.1.	Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-6.....	128
6.2.	Electro-séquence du Cénomanién du forage KAF-6.....	128
6.3.	Electro-séquence du Turonien du forage KAF-6.....	128
6.4.	Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-6.....	128
6.5.	Electro-séquence du Campanien du forage KAF-6.....	128
7.	CORRELATION ELECTRO-SEQUENTIELLE DE LA ZONE ETUDIEE.....	130
7.1.	Electro-séquences de l'Albien.....	130
7.2.	Electro-séquences du Cénomanién.....	130
7.3.	Electro-séquences du Turonien.....	131
7.4.	Electro-séquences du Sénonien inférieur.....	131
7.5.	Electro-séquence du Campanien.....	131
7.6.	Electro-séquence du Maastrichtien.....	132
8.	INTERPRETATION ET DISCUSSION.....	134
8.1.	Caractérisation des électro-séquences.....	134

8.2. Identification des milieux de sédimentation .....	136
8.2.1. Crétacé inférieur (Albien) .....	136
8.2.2. Crétacé supérieur .....	137
CONCLUSION GENERALE.....	140
PERSPECTIVES .....	144
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	145
ANNEXES.....	XV

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1</b> : Carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire (Pothin <i>et al.</i> , 2000). .....	6
<b>Figure 2</b> : Séparation de l'Afrique et de l'Amérique méridionale au Crétacé inférieur .....	12
<b>Figure 3</b> : Marges de décrochement en Afrique de l'Ouest (Debelmas & Mascle, 2000).....	13
<b>Figure 4</b> : Sonde dans un forage (Serra, 1979). .....	14
<b>Figure 5</b> : Diagraphies classiques dites de base (Bourquin <i>et al.</i> , 1990). .....	16
<b>Figure 6</b> : Radioactivité des roches sédimentaires (Schlumberger 1983, 1989 ; Serra, 1979 et 1990). .....	17
<b>Figure 7</b> : Principe du Sonic (Serra, 1979). .....	18
<b>Figure 8</b> : Principe de mesure de la densité neutron (Serra, 1979). .....	19
<b>Figure 9</b> : Principe permettant de mesurer la porosité Neutron (Serra, 1979).....	21
<b>Figure 10</b> : Schéma de la répartition des résistivités dans un trou (Serra, 1985).....	22
<b>Figure 11</b> : Facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire (Guillocheau <i>et al.</i> , 2003) ....	24
<b>Figure 12</b> : Accommodation ou espace disponible à la sédimentation (Homewood, 1999) ..	26
<b>Figure 13</b> : Synthèse des modèles d'évolution spatio-temporels des séquences de dépôts ....	28
<b>Figure 14</b> : Modèle d'une séquence de dépôt avec ses cortèges sédimentaires (Homewood, 2000). .....	30
<b>Figure 15</b> : Localisation des 6 étudiés sondages dans la marge d'Abidjan .....	35
<b>Figure 16</b> : Etapes de construction de log de proportions lithologiques par STRATER 5.....	37
<b>Figure 17</b> : Procédure d'établissement d'une section par STRATER 5. ....	37
<b>Figure 18</b> : Log composite d'un sondage (Rider, 1990). .....	38
<b>Figure 19</b> : Log d'achèvement (Rider, 2006). .....	39
<b>Figure 20</b> : Etapes de reconstitution lithologique (Rider, 2006).....	41
<b>Figure 21</b> : Lignes de bases et courbes de séparation dans une séquence de sable-shale (Rider, 2006). .....	42
<b>Figure 22</b> : Diagraphies montrant une analyse faciologique (Bourquin, 1991).....	43
<b>Figure 23</b> : Exemple d'une analyse électro-séquentielle complète (Eduardo, 2009). .....	44
<b>Figure 24</b> : Rampes observées sur des diagraphies "de base" (Mathis, 1988 ; Augier, 1980). .....	45
<b>Figure 25</b> : Lignes de formes identifiées sur les diagraphies (Serra, 1985 ; Cant, 1992). .....	46
<b>Figure 26</b> : Charte de circuit d'une analyse électroséquentielle (Rider 2006, modifié). .....	47
<b>Figure 27</b> : Exemple de surface d'érosion (Rider, 2006). .....	48
<b>Figure 28</b> : Log montrant une surface transgressive d'érosion (Rider, 2006). .....	49

<b>Figure 29:</b> Carte de base servant à établir les profils de corrélations entre sondages.....	49
<b>Figure 30 :</b> Mud log du sondage KAF-5.....	60
<b>Figure 31 :</b> Mud log du sondage KAF-6.....	62
<b>Figure 32 :</b> Mud log du sondage KAF-3.....	64
<b>Figure 33 :</b> Mud log du sondage KAF-2.....	66
<b>Figure 34:</b> Mud log du sondage KAF-4. ( <b>Prof</b> : Profondeur ; <b>% Litho</b> : Proportion Lithologique ; <b>Forms</b> : Formations).....	68
<b>Figure 35:</b> Mud log du sondage KAF-1.....	70
<b>Figure 36 :</b> Corrélation lithologique dans le bassin offshore ivoirien au Crétacé. ....	74
<b>Figure 37 :</b> Reconstitution lithologique du sondage KAF-1.....	81
<b>Figure 38 :</b> Reconstitution lithologique du sondage KAF-2.....	85
<b>Figure 39 :</b> Reconstitution lithologique du sondage « KAF-3 ».....	89
<b>Figure 40 :</b> Reconstitution lithologique du sondage « KAF-4 ».....	94
<b>Figure 41 :</b> Reconstitution lithologique du sondage « KAF-5 ».....	99
<b>Figure 42 :</b> Reconstitution lithologique du sondage « KAF-6 ».....	104
<b>Figure 43 :</b> Corrélation chronostratigraphique des six sondages étudiés.....	109
<b>Figure 44 :</b> Corrélation faciologique des six sondages étudiés.....	110
<b>Figure 45 :</b> Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-1. ....	117
<b>Figure 46 :</b> Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-2. ....	120
<b>Figure 47 :</b> Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-3. ....	122
<b>Figure 48 :</b> Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-4. ....	125
<b>Figure 49 :</b> Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-5. ....	127
<b>Figure 50 :</b> Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-6. ....	129
<b>Figure 51 :</b> Corrélation entre les électroséquences identifiées au Crétacé. ....	133
<b>Figure 52 :</b> Environnements de dépôt identifiés par des électro-séquences. ....	138

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau I</b> : Unités lithostratigraphiques et étages stratigraphiques du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire (Aka, 1991 ; Assalé, 2013) .....	9
<b>Tableau II</b> : Coordonnées géographiques des sondages étudiés. ....	34
<b>Tableau III</b> : Réponses de diagraphies (Serra, 1972 et 1979 ; Schlumberger, 1985 et 1989). .....	40
<b>Tableau IV</b> : Limites du crétacé inférieur (Albien).....	53
<b>Tableau V</b> : Limites du Cénomaniens dans les sondages. ....	54
<b>Tableau VI</b> : Limites du Turonien dans les sondages.....	55
<b>Tableau VII</b> : Limites du Sénonien inférieur dans les sondages.....	56
<b>Tableau VIII</b> : Limites du Campanien dans les sondages.....	57
<b>Tableau IX</b> : Limites du Maastrichtien dans les sondages. ....	58
<b>Tableau X</b> : Principales lithologies de la marge d'Abidjan au Crétacé.....	73
<b>Tableau XI</b> : Electrofaciès rencontrés dans le sondage « KAF-1 » au cours du Crétacé.....	80
<b>Tableau XII</b> : Electrofaciès du sondage KAF-2 au Crétacé.....	84
<b>Tableau XIII</b> : Electrofaciès du sondage « KAF-3 » au Crétacé. ....	88
<b>Tableau XIV</b> : Electrofaciès rencontrés dans le sondage « KAF-4 » au Crétacé.....	93
<b>Tableau XV</b> : Electrofaciès rencontrés dans le sondage « KAF-5 » au Crétacé. ....	98
<b>Tableau XVI</b> : Electrofaciès du sondage « KAF-6 » au Crétacé.....	103
<b>Tableau XVII</b> : Profil Nord-Sud, montrant les variations de faciès au cours de Crétacé ....	107
<b>Tableau XVIII</b> : Profil Est-Ouest montrant les variations de faciès au Crétacé.....	108
<b>Tableau XIX</b> : Récapitulatif des électro-séquences identifiées dans les sondages. ....	132



## LISTE DES ABREVIATIONS

**A** : Albien

**A.P.I.** : American Petroleum Institute

**C** : Campanien

**C.A.R** : Centre d'Analyse et de Recherche

**Ce** : Cénomanién

**Form**: Formation

**GR**: Gamma Ray (Rayonnement Gamma)

**M** : Maastrichtien

**NPHI** : Porosité neutron

**Pef** : facteur électrique

**PETROCI** : Société Nationale d'Opération Pétrolière de Côte d'Ivoire

**% Litho** : Proportion lithologique

**RHOB** : Densité

**Se** : Sénonien

**SD** : Sonic

**STRM** : Science de la Terre et des Ressources Minières

**Tu** : Turonien

**UFR** : Unité de formation et de recherche

## RÉSUMÉ

Dans ce mémoire, une étude facio-séquentielle a été réalisée sur des formations crétacées du bassin offshore ivoirien (au large entre Grand-Lahou et Grand-Bassam). Cette approche s'est basée sur des données diagraphiques, biostratigraphiques et lithologiques. L'étude a été effectuée sur six (6) sondages (KAF-1, KAF-2, KAF-3, KAF-4, KAF-5 et KAF-6) afin de reconstituer les faciès lithologiques à partir du logiciel Strater 5. Les corrélations réalisées à partir du découpage en électro-séquence des sondages ont permis de reconstituer les paléoenvironnements de cette partie du bassin ivoirien.

La caractérisation lithostratigraphique à partir des déblais de forages couplée aux données diagraphiques ont permis de reconnaître 6 faciès lithologiques (argilites, argilites silteuses, grès, calcaires, marnes et siltites) répartis en 5 formations : E, D, C, B et A renfermant chacune une à trois unités. Au cours du Crétacé, la sédimentation est marquée par une importante décharge argilo-gréseuse, parfois sableuse, avec une faible production carbonatée. Les dépôts peu épais du Crétacé supérieur peuvent-être dus à une érosion ou à une faible subsidence. Le profil de corrélation montre de fréquentes et importantes variations des électrofaciès, d'Ouest en Est et du Nord au Sud.

La stratigraphie électro-séquentielle a permis à partir des diagraphies (GR, TD, RhoB et Nphi) d'avoir une idée sur les migrations du littoral et les discontinuités. Nous avons mis en évidence 10 électroséquences à l'Albien, 6 au Cénomaniens sauf dans les sondages KAF-2 et KAF-3. Le Turonien et le Sénonien inférieur, marqués par d'importantes périodes d'érosion, présentent chacun 4 électroséquences inégalement réparties dans les sondages. Le Campanien et le Maastrichtien présentent chacun 5 électroséquences. Plusieurs surfaces érosives ont été mises en évidence entre le Sénonien inférieur et le Maastrichtien (discordance angulaire).

Les environnements de dépôts identifiés à partir des corrélations diagraphiques sont de trois types. Le milieu continental est présent à la base du Crétacé inférieur. Le milieu marin de plateforme interne caractérise l'Albien terminal et quelques séquences du Crétacé supérieur. Le milieu marin de plateforme moyenne à externe caractérise certaines électroséquences du Crétacé supérieur.

**Mots clés :** Lithostratigraphie, diagraphie, Crétacé, bassin offshore ivoirien, électroséquences, paléoenvironnements.

## ABSTRACT

In this report, a facio-sequential study was carried out on cretaceous formations of the ivorian offshore basin (offshore between Grand-Lahou and Grand-Bassam). This approach was based on log, biostratigraphic and lithological data. It was carried out on 6 drill holes (KAF-1, KAF-2, KAF-3, KAF-4, KAF-5 and KAF-6) in order to reconstruct the lithological facies from Strater 5 software. The correlations Carried out by applying the electro-sequence cutting on these soundings made it possible to reconstitute the paleoenvironments of this part of the ivorian basin.

The lithostratigraphic characterization from the drill cuttings coupled to the log data allowed to recognize 6 lithological facies (argillites, silty argillites, sandstones, limestones, marls and siltites) divided into 5 formations: E, D, C, B and A each containing one to three units. During the Cretaceous period, sedimentation is marked by a large sandy clay-sandstone discharge, with low carbonate production. Late Cretaceous thin deposits may be due to erosion or low subsidence. The correlation profile shows frequent and wide variations of the electrofacies, from West to East and from North to South.

From the logs (GR, TD, RhoB and Nphi), the electro-sequential stratigraphy gave an idea of coastal migrations and discontinuities. We have identified 10 electros sequences in the Albian, 6 in the Cenomanian except in the KAF-2 and KAF-3 Wells. The Turonian and the Lower Senonian, marked by important periods of erosion, each have 4 electro-sequences unequally distributed in the soundings. The Campanian and the Maastrichtian each have 5 electro-sequences. Several erosive surfaces have been identified between the Lower Senonian and the Maastrichtian (angular discordance).

Deposit environments identified from log correlations are of three types. The continental environment is present at the base of the Lower Cretaceous. The inland marine environment characterizes the terminal Albian and some sequences of the Upper Cretaceous. Medium to outer marine environments characterize some Upper Cretaceous electro-sequences.

**Key words:** Lithostratigraphy, logging, Cretaceous, Ivorian offshore basin, electrosequences, paleoenvironments.

# INTRODUCTION GENERALE

La genèse et l'évolution des bassins du Golfe de Guinée s'inscrivent dans le cadre de l'ouverture de l'Océan Atlantique, suite à la dérive continentale et à la séparation des continents africain et sud-américain au cours du Crétacé inférieur (Le Pichon & Hayes, 1971 ; Mascle & Sibuet 1974 ; Mascle *et al.*, 1986 ; Blarez, 1986). Le bassin côtier de Côte d'Ivoire est né à la suite de cette séparation. C'est un bassin sédimentaire atlantique de marge passive et s'apparente à une série de bassins développés le long de la marge ouest africaine du Golfe de Guinée.

La recherche des hydrocarbures implique une meilleure connaissance du bassin et a suscité d'importants travaux et diverses méthodologies. Ces travaux ont consisté en des campagnes sismiques et de forages pour comprendre la géologie du sous-sol. Les données apportées par les forages sont de deux sortes :

- celles liées aux échantillons de roches (carottes en plein diamètre ou prélevées à l'aide d'un carottier à balles, déblais) et aux échantillons de fluides ;
- celles liées aux mesures géophysiques réalisées dans les forages (essentiellement aux diagraphies différées).

Les carottes, par leur taille et dans la mesure où elles sont continues, ont fourni de bons échantillons dans ces travaux. Mais pour des raisons à la fois économiques et techniques la prise de carotte n'a pas été toujours possible dans certains forages et certains niveaux. On s'est alors contenté de déblais de roche même si ces derniers donnent une estimation moins précise de l'épaisseur et de la lithologie par suite de leur brassage par la boue, des retombées, de la perte partielle ou totale de certains constituants. On peut donc se trouver totalement démuné d'échantillon ou privé d'échantillons représentatifs et de qualité. C'est pourquoi l'utilisation des mesures diagraphiques a pris de plus en plus de l'importance, tant en qualité qu'en diversité. Les diagraphies sont un enregistrement continu selon la profondeur des grandeurs physiques représentatives des formations géologiques traversées par les sondages. Elles permettent aussi de résoudre les problèmes de datations rencontrés dans les niveaux pauvres ou dépourvus de fossiles (Hardenbol *et al.*, 1998 ; Mbani, 2013).

La recherche des systèmes pétroliers (hydrocarbures) est donc très complexe à entreprendre. Dans le bassin sédimentaire immergé de Côte d'Ivoire, différents travaux ont été réalisés (Aka, 1991 ; Bamba *et al.*, 2011 ; Digbehi *et al.*, 2011 ; Yao, 2014 ; Kouassi, 2014 ; Kessé, 2015) et ont conduit à une meilleure connaissance de cette partie du bassin. En revanche, chacun d'eux s'appuie sur une seule approche, alors que des méthodes pluridisciplinaires et

numériques mettant en œuvre des approches sédimentaires, paléogéographiques, géophysiques, pétrologiques et géochimiques se développent de nos jours. Elles permettent de réduire le temps de travail, la quantité de puits secs et conduisent à une exploitation plus durable des hydrocarbures découverts.

A ce jour, peu de travaux ont utilisé la stratigraphie électro-séquentielle comme outils à la compréhension des bassins sédimentaires et de leur géométrie (Vail *et al.*, 1991 ; Colombié, 2002).

### **Objectifs**

A la lumière de ce qui précède, ce travail a pour objectif principal de caractériser à partir des analyses diagraphiques les divers faciès et électroséquences de dépôts rencontrés au Crétacé (ce système renferme la plupart des hydrocarbures exploités sur le bassin ivoirien) pour contribuer à la reconstitution des environnements de dépôts des différentes formations.

De l'objectif principal, nous pouvons faire ressortir les objectifs spécifiques suivants :

- réaliser une étude lithologique de chaque sondage étudiés afin d'établir une corrélation lithostratigraphique mettant en évidence les unités lithologiques ;
- corréler les sondages à partir des données diagraphiques afin de préciser les limites de faciès et l'épaisseur de couches ;
- définir les électro-séquences à partir des diagraphies pour mettre en évidence la géométrie du bassin et les environnements de dépôt.

### **Plan du mémoire**

Le présent mémoire est organisé en trois principales parties :

- la première partie traite des généralités sur le contexte géologique du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire et les notions de stratigraphie séquentielle;
- la deuxième partie présente le matériel et les méthodes de travail mis en œuvre pour atteindre nos objectifs;
- la troisième partie rend compte des résultats, leur interprétation et tente de les discuter.

Une conclusion générale, suivie de perspectives de recherche, et une liste de références bibliographiques terminent le document.

# PREMIÈRE PARTIE

Généralités sur le contexte géologique de  
la Côte d'Ivoire et notions de  
stratigraphie séquentielle.

## CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA COTE D'IVOIRE

La Côte d'Ivoire appartient à la vieille plateforme de l'Afrique de l'Ouest (Tagini, 1971 ; Bessoles, 1977). Elle est formée de deux unités géologiques de surfaces très inégales (figure 1). Il s'agit d'une part, du socle précambrien (97,5% du territoire) et d'autre part du bassin sédimentaire secondaire-tertiaire formant une mince frange littorale (2,5%).

### 1. SOCLE PRECAMBRIEN

Les travaux d'Arnould (1961), Tagini (1971), Bessoles (1977) et Camil (1984) ont permis de distinguer dans le socle précambrien, d'une part un Domaine archéen structuré au cours des orogénèses léoniennes (3500 Ma-2900 Ma) et libérienne (2900 Ma-2500 Ma), et d'autre part un domaine protérozoïque structuré soit au cours d'un mégacycle éburnéen avec des âges qui s'étendent de 2500 à 1600 Ma (Arnould, 1961 ; Tagini, 1971 ; Yacé, 1976). Ce domaine se serait structuré aussi au cours des deux cycles orogéniques bien distincts, le Burkinien (2400 Ma-2150 Ma) et l'Eburnéen *stricto sensu*, compris entre 2120 et 1800 Ma (Lemoine, 1988 ; Abouchmi, 1990 ; Boher, 1991).

#### 1.1. Domaine Archéen

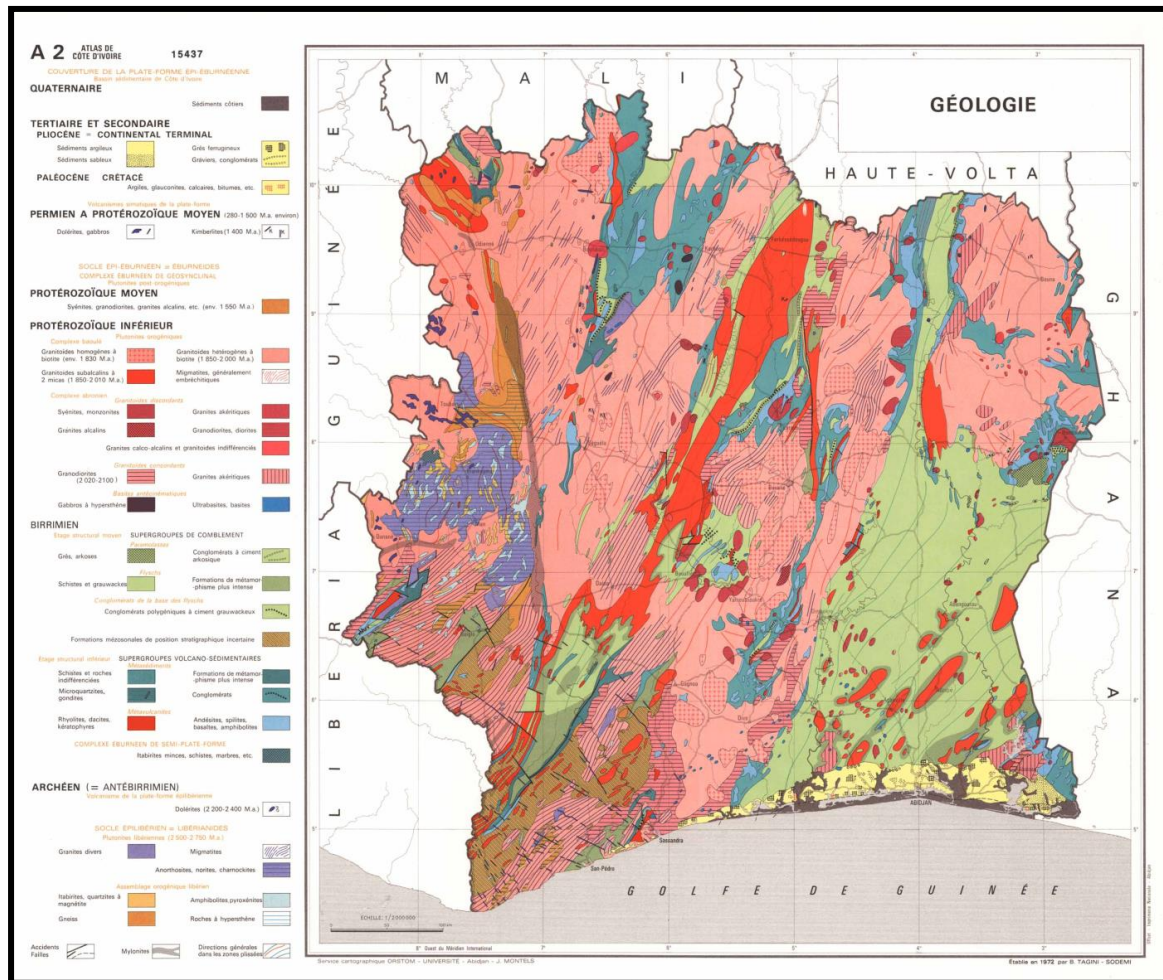
Le Domaine archéen se rapporte au Sud-Ouest et à l'Ouest de la Côte d'Ivoire. Au niveau de ce domaine on observe les unités lithologiques suivantes : migmatites, gneiss, amphibolo-pyroxénites, quartzites à magnétites (itabirites), charnockites et granulites (Yacé, 2002).

#### 1.2. Domaine Protérozoïque

Le Domaine Protérozoïque correspond au reste du socle ivoirien. Sur le plan lithologique, le Birimien se présente comme un ensemble de roches métamorphiques, de granitoïdes et de roches volcano-sédimentaires (tufs, grauwackes) mises en place ou déposées au sein de nombreux sillons ou bassins intra-cratoniques (Arnould, 1961).

Il faut noter qu'entre ces formations précambriennes et les dépôts méso-cénozoïques du bassin sédimentaire côtier, la Côte d'Ivoire a connu un hiatus de sédimentation de plus de 1500 Ma qui correspond à l'érosion des chaînes précambriennes et des dépôts sédimentaires précoces. Les seuls témoins de cette longue période sont les filons de roches basiques et ultrabasiques (dolérites, kimberlites) dont les âges s'échelonnent du Protérozoïque inférieur au Carbonifère entre 1700 et 280 Ma (Tastet, 1979 ; in Aka, 1991).





**Figure 1** : Carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire (Pothin *et al.*, 2000).

## 2. BASSIN SEDIMENTAIRE

La Côte d'Ivoire possède le long de sa côte atlantique, un étroit bassin sédimentaire en forme de croissant (figure 1). Les pointes de ce bassin orientées vers le Sud, se situent dans la région de Fresco-Sassandra à l'Ouest et au Ghana à l'Est. C'est un bassin de type « ouvert » et incliné vers le Sud. Il s'étend entre 3°05 W et 7°30 W et se développe au Sud de la latitude 5°20 N. Il résulte de l'ouverture de l'atlantique Sud au Jurassique et fait partie du chapelet des bassins sédimentaires bordant la côte est atlantique depuis le Sud du Maroc jusqu'en Afrique du Sud (Goua, 1997). Ce bassin est le plus occidental des petits bassins d'âge méso-cénozoïque de la façade côtière du Golfe de Guinée (Sombo, 2002).

## 2.1. Présentation du bassin sédimentaire

Situé au Sud avec un relief de plaine mamelonnée d'altitude comprise entre 0 m et 200 m (Aka, 1991), le bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire a une superficie estimée à 30000 km<sup>2</sup> (figure 1). Il présente **une partie émergée** en forme de croissant et **une partie immergée**.

### 2.1.1. Bassin sédimentaire émergé

Le bassin sédimentaire émergé (onshore) forme une mince frange littorale. Il s'étend de Fresco (à l'Ouest) à Axim au Ghana (à l'Est) sur une longueur de 360 km (Sombo, 2002). Sa largeur maximale atteint 50 km au centre et sa superficie est de 8000 km<sup>2</sup> (Aka, 1991 ; Goua, 1997). Il est traversé d'Ouest en Est par une faille importante appelée « accident majeur des lagunes » (Charpy & Nahon, 1978 ; Digbehi, 1987) d'un rejet de plusieurs milliers de mètres. Cette faille est interprétée comme le prolongement de la fracture de Saint-Paul (Delteil, 1977) et sépare deux zones distinctes :

- au Nord de la faille, les formations tertiaires du « Continental Terminal » (argiles, sables argileux et grès) recouvrent le socle précambrien sur une épaisseur de 170 m environ à Abidjan, Cette zone couvre une superficie d'environ 5000 km<sup>2</sup> ;
- au Sud de la faille, le bassin est comblé par une épaisse série sédimentaire qui excède largement 5000 m au centre du bassin. Cette zone fait partie de la marge continentale. Seuls affleurent, des dépôts quaternaires (sables argileux continentaux, cordons sableux d'origine marine et des dépressions plus ou moins occupées par des vases organiques ou des sables blancs lagunaires lessivés).

### 2.1.2. Bassin sédimentaire immergé

La partie immergée est la plus développée du bassin sédimentaire ivoirien avec une superficie de 22 000 km<sup>2</sup>. Elle est délimitée par deux importantes fractures transocéaniques que sont la fracture de Saint Paul de direction Sud-Ouest et celle de la Romanche de direction Nord-Est. Petroci & Beicip (1990) subdivisent ce bassin sédimentaire en deux marges distinctes ;

- La marge d'Abidjan s'étend depuis le haut d'Adiaddon jusqu'à la frontière du Ghana à l'Est. Elle est marquée par la présence d'un canyon sous-marin appelé « Trou Sans Fond », situé au Sud de Port-Bouët. Elle se distingue par un socle plus profond avec des sédiments dont l'épaisseur croît d'Ouest en Est ;
- La marge de San-Pédro part de Grand-Lahou à la frontière ivoiro-libérienne. Et présente un socle peu profond, avec un plateau continental abrupt.

## 2.2. Stratigraphie du bassin sédimentaire

Les événements les plus anciens survenus dans le bassin sédimentaire datent au moins du Crétacé moyen. Certains auteurs (Spengler & Delteil, 1966) pensent que ces événements se prolongeraient jusqu'au Crétacé inférieur, voire au Jurassique supérieur.

Ces événements débutent par le dépôt d'une épaisse formation de sables, de grès, de conglomérats et d'argiles versicolores d'origine continentale (472 m à Adiadon près de Grand-Lahou et 2000 m au Ghana). L'ensemble de ces événements a duré de 100 Ma au minimum et 140 Ma au maximum. A la suite des dépôts continentaux, la stratigraphie s'établit ainsi (Tableau I) :

- **Crétacé inférieur marin (Apto-Albien)** dont l'épaisseur maximum est estimée à 5 000 m à Port-Bouët. Il est formé de sables, de grès conglomératiques et d'argiles versicolores à intercalations d'argiles noires. La première transgression survient à Apto-Albien. Les dépôts reposent en discordance sur la série continentale à éléments de socle ;

- **Cénomaniens et Turoniens** : ils sont formés d'argiles noires, de sables fins, de calcaires et d'argiles légèrement calcaires et silteuses. Le Cénomaniens est régressif et épais de 600 à 700 m (Abidjan et Grand-Lahou). L'épaisseur du Turonien est de 420 m ;

- **Sénonien** : il est épais de 820 m, avec des dépôts plus ou moins profonds. Il présente une succession de calcaires, de dépôts sableux et argileux à lignite, d'argiles et de calcaires à pyrite ( $Fe_2S$ ), de dépôts détritiques à bitume (Eboïnda à l'Est du bassin) et de calcaires noirs à microfaune caractéristiques du Sénonien terminal (Maastrichtien). Cette série débute par une transgression et se termine par une régression au Maastrichtien ;

- **Paléocène** : il est formé par 500 m de sédiments marins constitués de sables, d'argilites parfois glauconieuses ou de calcaires coquillers ;

- **Eocène** : cette série est identifiée au SW (Sud-Ouest) d'Abidjan (environs de Jacquville). On y rencontre des dépôts argileux, sableux et calcaires (Eocène inférieur), puis des dépôts glauconieux et calcaires (Eocène moyen et supérieur). L'épaisseur est d'environ 490 m ;

**Tableau I :** Unités lithostratigraphiques et étages stratigraphiques du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire (Aka, 1991 ; Assalé, 2013)

<b>Unités lithologiques</b>	<b>Epaisseur des couches moyennes (m)</b>	<b>Etages stratigraphiques</b>
Mudrocks et microconglomérats lagunaires.	1 à 16	Holocène
Sables quartzeux, kaolins secondaires, mudrocks gris et oxydés, conglomérats, sables quartzeux glauconifères parfois fossilifères et micacés, grès glauconifères remaniés, grès bitumineux, grès ferrugineux, kaolins bitumineux et calcaires lumachelliques allochtones	2,5 à 91	Plio-Pléistocène
Kaolins secondaires à intercalations de bancs de sables quartzeux	?	Miocène
Grès glauconifères remaniés et micacés, sables quartzeux à glauconite, varves, sables quartzeux à glauconite et micacés, grès bitumineux, glauconites autochtones, hard-ground, calcaires lumachelliques autochtones, roches fossilifères silicifiées, mudrocks gris	?	Oligocène
Argiles glauconieuses et sableuses à bancs calcaires	490	Eocène
Argilites parfois glauconieuses à passés calcaires ou sableux	500	Paléocène
Argiles, formations détritiques à calcaires zoogènes, calcaires gréseux et sables	820	Sénonien
Argiles (brunes) légèrement calcaireuses et silteuses	426	Turonien
Argiles noires, sables fins et des calcaires	700	Cénomaniens
Argiles feuilletées noires à intercalation de grès et de marnes	2 000	Apto-Albien
Série continentale de base (sables, grès conglomératiques, argiles versicolores à intercalation d'argiles noires)	500 à 5 000	Crétacé inférieur

- **Oligocène** : il est subdivisé en Oligocène inférieur et supérieur (Assalé, 2013). L'Oligocène inférieur se rencontre à Bingerville, Adiaké et Eboïnda. Il est formé de sables quartzeux à glauconite et micas, de grès bitumineux, de glauconites autochtones, de hard-ground, de calcaires lumachelliques autochtones (récifs), de roches silicifiées fossilifères et de mudrocks gris. L'Oligocène supérieur se rencontre à Adiaké. Il est composé de grès glauconifères remaniés et micacés, de sables quartzeux à glauconite et de glauconite autochtone ;
- **Miocène** : il affleure à Bingerville et se compose de kaolins bariolés alternant avec des sables quartzeux d'épaisseurs inconnues (Assalé, 2013) ;
- **Plio-Pléistocène** : il est présent dans le bassin onshore avec une épaisseur de 2,5 à 91 m. Il est caractérisé par un dépôt de système fluvial et torrentiel. Il comprend des sables quartzeux, des kaolins secondaires, des mudrocks gris et oxydés, de conglomérat, des sables quartzeux glauconifères parfois fossilifères et micacés, de grès glauconifères remaniés, de grès bitumineux, de grès ferrugineux, de kaolins bitumineux et de calcaires à lumachelles allochtones. On note également de la Terre de barre inférieure (Assalé, 2013) ;
- **Holocène** : représenté par des formations épaisses de 1 à 16 m. Il est constitué de la Terre de barre supérieure, de mudrocks lagunaires (vases), de microconglomérats lagunaires et de sables fluvio-lagunaires. Cette série termine la sédimentation du bassin ivoirien. La Terre de barre est une formation de sable rubéfiée mise en place pendant les deux dernières périodes interglaciaires du Quaternaire (Assalé, 2013).

### 2.3. Tectonique du bassin sédimentaire

L'histoire géologique du bassin sédimentaire a été reconstituée grâce à de nombreux travaux : Spengler & Delteil (1966), Martin (1973) et Tastet (1979). Elle débute entre la fin du Carbonifère et le milieu du Crétacé avec la dislocation du Gondwana entre l'Afrique occidentale et l'Amérique du Sud (figure 2). La séparation de ces deux continents a commencé au moins au Crétacé inférieur selon un schéma classique de rifting intracratonique (Gorini, 1981). La formation de la marge océanique ivoirienne s'est faite sous l'action des failles transformantes de Saint Paul et de la Romanche. Ces failles limitent un bassin sédimentaire losangique de type méga-pull-apart (Blarez, 1986). La structuration du bassin sédimentaire ivoirien se résume en 4 phases (Digbehi, 1987 ; Digbehi *et al.*, 1996 ; Sombo, 2002) :

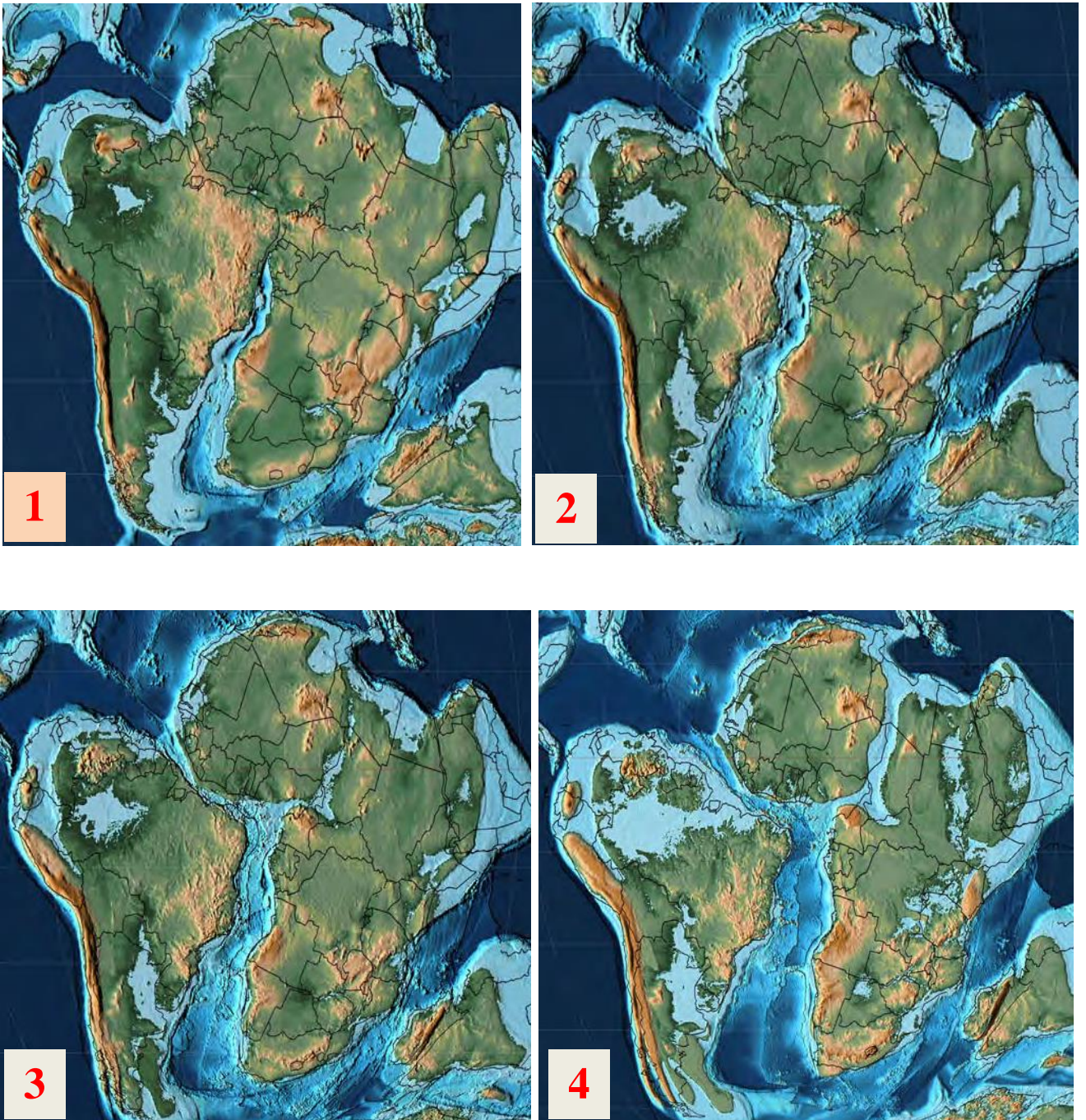
- **la phase de rifting d'âge Barrémien-Albien** marquée par l'accumulation de plus de 5 000 m de sédiments à Port-Bouët composés de sables, de grès conglomératiques et d'argiles

versicolores à intercalation d'argiles noires. Ce sont des sédiments marins margino-continentaux reposant en discordance sur le socle structuré en grabens et horsts. Les premiers dépôts datent de l'Apto-Albien ;

- **la phase d'océanisation initiale date du Cénomaniens-Sénonien.** Elle débute par une transgression marine et une baisse rapide de la subsidence au Cénomaniens. Les sédiments comprennent des argiles noires, des sables fins, des calcaires à Oligostéginidés et des argiles légèrement calcaires et silteuses couvrant les crêtes des blocs fracturés alors que les séquences turbiditiques couvrent les demi-grabens. Le Cénomaniens est régressif avec une épaisseur de 600 à 700 m à Abidjan et Grand-Lahou. Au Sénonien inférieur, les sommets des blocs montrent des surfaces d'érosion marine peu profondes ;

- **la phase d'océanisation maximale part du Campanien au Maastrichtien.** Le Campanien est marqué par une transgression marine qui a permis le dépôt d'argile au sommet des blocs et des semi-grabens. Le Sénonien inférieur est en partie discordant sur le Cénomaniens. Il sépare le Campanien transgressif du Cénomaniens. Les dépôts du Maastrichtien sont constitués d'argiles et de sables affleurant à l'Est du bassin ;

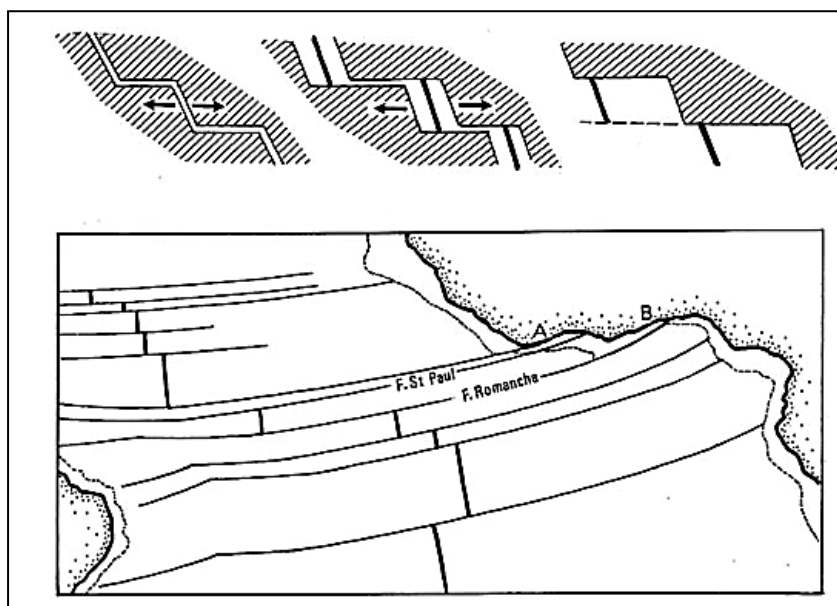
- **la phase d'océanisation finale au Tertiaire marque l'élargissement de l'Océan Atlantique.** Le phénomène géologique majeur du Tertiaire est la régression survenue entre l'Éocène supérieur à l'Oligocène.



**Figure 2** : Séparation de l’Afrique et de l’Amérique méridionale au Crétacé inférieur (Scotese, 2014 modifié). 1 : Début de l’Aptien (121,8 Ma) ; 2 : Fin de l’Aptien (115,2 Ma) ; 3 : Début de l’Albien (110 Ma) ; 4 : Fin de l’Albien (101,8 Ma).

## 2.4. Marges passives de coulissement

Le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire est une marge passive de coulissement. Dans ce type de marge, la limite entre la croûte continentale et la croûte océanique est une faille transformante ou un décrochement. Le long de la plus grande partie de cette limite, la croûte continentale reste d'épaisseur normale. Par contre, les anomalies magnétiques liées à la croûte océanique adjacente, au lieu de se disposer parallèlement à la limite, butent presque perpendiculairement à la marge. Un exemple classique connu est la marge atlantique du Ghana et de la Côte d'Ivoire au Nord du Golfe de Guinée (figure 3).



**Figure 3** : Marges de décrochement en Afrique de l'Ouest (Debelmas & Mascle, 2000).

**A.** Côte d'Ivoire, **B.** Ghana. Au-dessus nous avons le mécanisme de leur genèse.

### Conclusion

La Côte d'Ivoire, située en Afrique de l'Ouest, est caractérisée par un relief peu élevé. Elle comprend 2 unités géologiques inégalement étendues : un socle précambrien (97,5 %) et un bassin sédimentaire (2,5 %). Le bassin sédimentaire repose en discordance sur les formations du socle précambrien. Le bassin sédimentaire doit son existence à l'ouverture de l'Océan Atlantique. Il est subdivisé en deux parties : le bassin sédimentaire émergé et le bassin sédimentaire immergé. La structuration du bassin sédimentaire ivoirien s'est faite en 4 phases : phase de rifting au Barrémien-Albien, phase d'océanisation initiale au Cénomanién-Sénonien, phase d'océanisation maximale du Campanien au Maastrichtien et phase d'océanisation finale au Tertiaire.



## CHAPITRE II : NOTIONS DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

L'étude des bassins sédimentaires et la connaissance des modèles sédimentaires nécessitent une meilleure connaissance des notions de stratigraphie séquentielle. C'est l'objet du présent chapitre.

### 1. NOTIONS DE DIAGRAPHIE

Une diagraphe ou *log* (terme anglosaxon signifiant bûche, rouleau), désigne tout enregistrement continu des variations, en fonction de la profondeur, d'une caractéristique donnée des formations traversées par un sondage (Serra, 1979, 1986, 1990). Cet enregistrement est également connu sous le nom de « *well logging* » (figure 4).

Suivant le moment où les enregistrements sont effectués, on distingue les diagraphies instantanées ou immédiates qui regroupent les mesures réalisées en cours de forage (vitesse d'avancement du trépan, chromatographie, niveau de boue...) et les diagraphies différées, qui sont enregistrées ultérieurement lors de la descente d'un outil de forage dans le puits. Ces dernières intéressent plus particulièrement les sédimentologues. Cette étude s'appuie sur les diagraphies différées qui seront seules traitées dans ce chapitre.

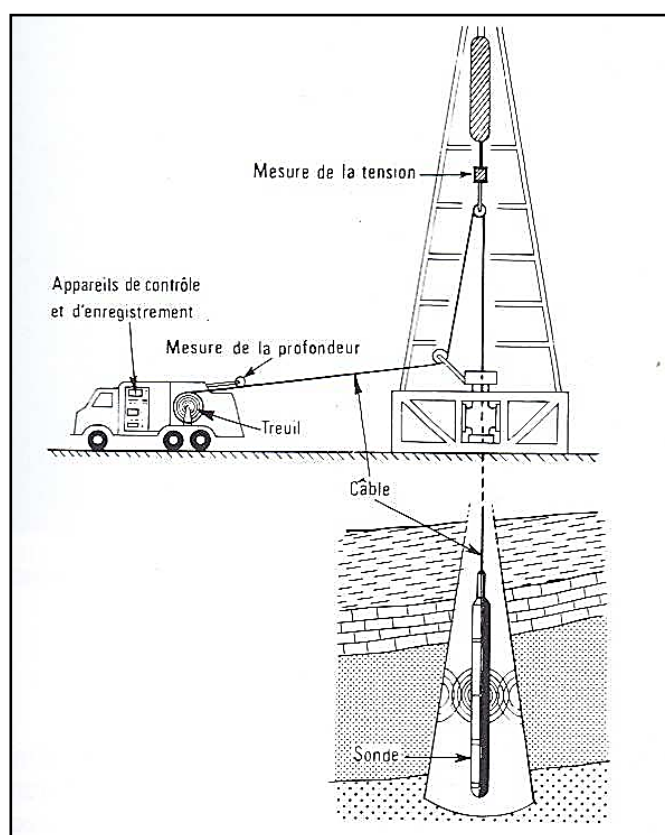


Figure 4 : Sonde dans un forage (Serra, 1979).

### **1.1.Diagraphies différées**

Les diagraphies différées (Schlumberger, 1985 ; Serra, 1979 et 1990) peuvent être classées en trois catégories.

**Les diagraphies classiques dites « de base »** : d'emploi courant, elles permettent de définir la lithologie et les caractéristiques des réservoirs des formations grâce aux mesures de la radioactivité naturelle totale, du temps de parcours de l'onde sonore, de l'indice d'hydrogène, de la densité, des résistivités etc... Leur pouvoir de résolution verticale est d'environ 30 à 50 cm. Dans le cadre de ce travail, seules les diagraphies différées classiques dites « de base » ont été utilisées (figure 5).

**Les diagraphies « géochimiques »** permettent de connaître les éléments fondamentaux entrant dans la composition des minéraux d'une roche, grâce aux mesures spectrométriques de rayonnement gamma naturel et induit. Le pouvoir de résolution verticale des outils varie de 30 à 50 cm.

**Les diagraphies « haute résolution »** sont les pendagemètres et le microscanner. Ils permettent d'appréhender la texture et la structure des formations géologiques. Leur pouvoir de résolution verticale est de l'ordre du centimètre.

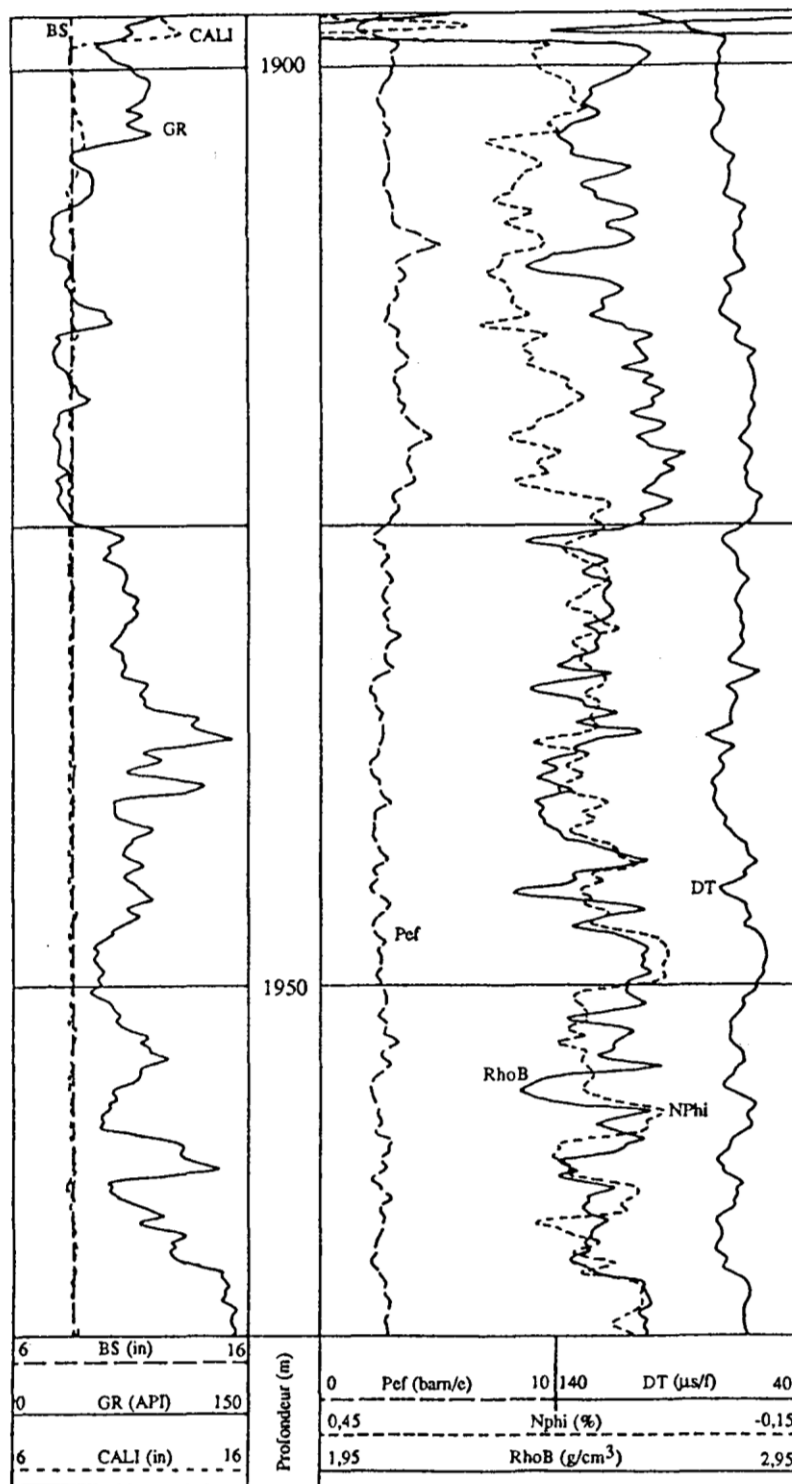


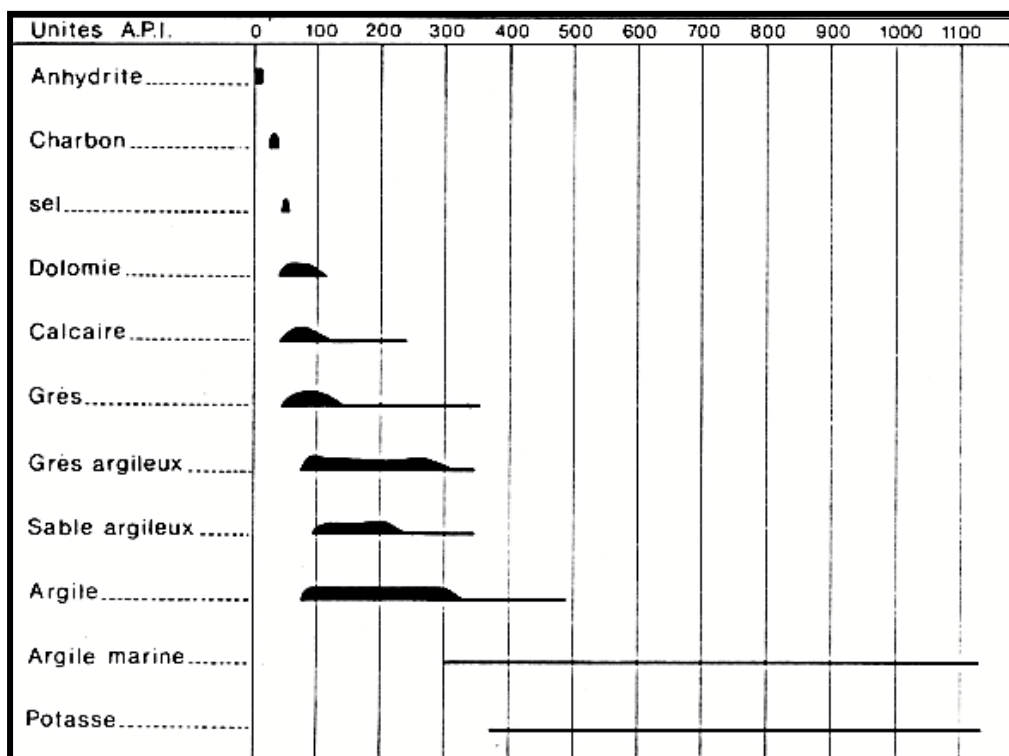
Figure 5 : Diagraphies classiques dites de base (Bourquin *et al.*, 1990).

### 1.1.1. Rayonnement Gamma (GR)

La radioactivité naturelle résulte de la désintégration des atomes instables de la roche et se manifeste par l'émission des rayonnements  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$ . Elle est due à la présence dans les roches d'isotopes radioactifs que sont l'uranium ( $^{238}\text{U}$  et  $^{235}\text{U}$ ), le thorium ( $^{235}\text{Th}$ ) et le potassium

(<sup>40</sup>K). L'outil Gamma Ray, (Schlumberger 1983, 1989 ; Serra, 1979 et 1990) enregistre uniquement le rayonnement gamma total (figure 6), dont la mesure est exprimée en unité A.P.I. (American Petroleum Institute). Les roches ou minéraux susceptibles de renfermer un ou plusieurs de ces éléments radioactifs sont :

- les argiles, les minéraux argileux à composants plus ou moins thorifères, potassiques et uranifères fixés par adsorption,
- les grès feldspathiques ou micacés, les arkoses et grauwackes,
- les minéraux potassiques (cas des formations évaporitiques potassiques, des illites),
- les minéraux lourds présents dans les formations gréseuses (zircon, monazite, sphène),
- les dépôts auxquels l'uranium est fréquemment associé, comme les niveaux riches en matière organique et en phosphate,
- les roches plutoniques ou volcaniques acides et acido-basiques,
- les gneiss, les micaschistes, phyllades et ardoises...



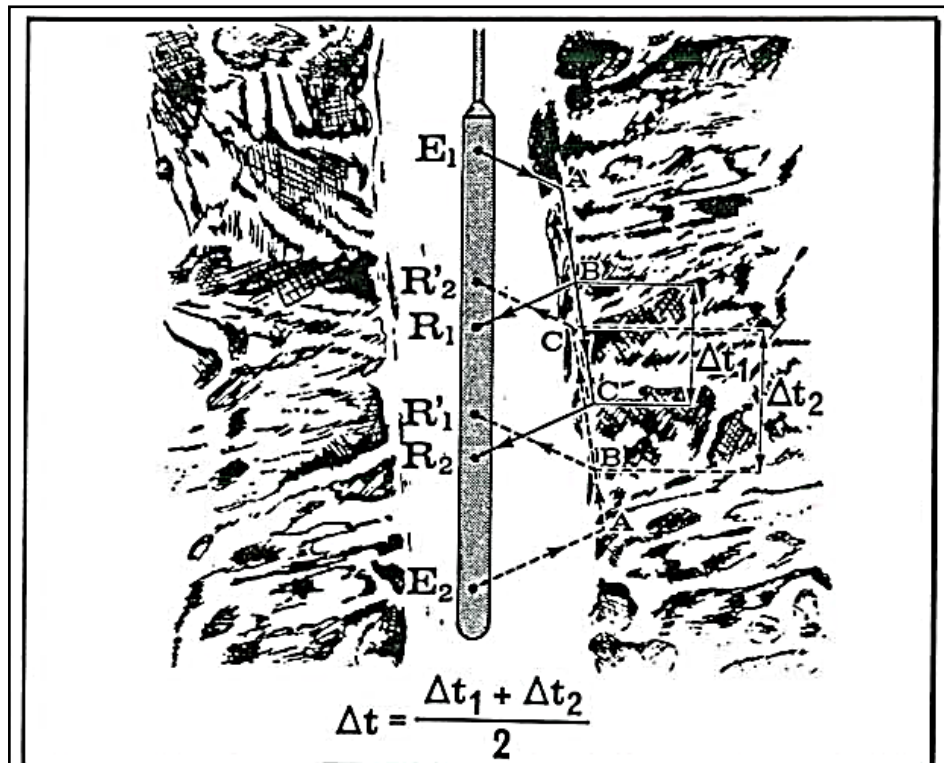
**Figure 6** : Radioactivité des roches sédimentaires (Schlumberger 1983, 1989 ; Serra, 1979 et 1990).

### 1.1.2. Temps de trajet de l'onde longitudinale (Sonic)

L'outil sonique à deux récepteurs a pour principe l'émission d'un train d'ondes acoustiques à partir d'un générateur et réception de la première onde longitudinale.  $\Delta T$  (figure 7) mesuré en

micro secondes par pied ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) est le temps qui s'écoule entre l'arrivée de l'onde au premier récepteur et son arrivée au second récepteur. Dans le cas d'une formation cavée ou d'une inclinaison de l'axe de la sonde par rapport à celui du trou, la mesure du temps de trajet  $\Delta T$ , est entachée d'erreurs : l'outil BHC (*Bore Hole Compensated* ; Schlumberger, 1985 ; Serra 1979 et 1990) à 2 émetteurs et 4 récepteurs permet d'éliminer ces influences en faisant la moyenne des deux lectures. Cet outil est dit « compensé des effets du trou ».

La propagation des ondes est fonction de la nature de la roche et des fluides présents ; de sa texture (tailles et forme des grains, des pores, nature des contacts entre grains et cristaux, répartition et connexion des pores), de sa structure (homogénéité ou hétérogénéité, présence de laminations et de fractures, pendages des couches ou des fractures), de sa pression, de sa température, de sa porosité, de son degré de compaction.



**Figure 7** : Principe du Sonic (Serra, 1979).

E1 et E2 sont les différents émetteurs ; R1, R'1, R2 et R'2 les récepteurs ; A, B et C les différents niveaux de la formation traversée.

### 1.1.3. Densité neutron

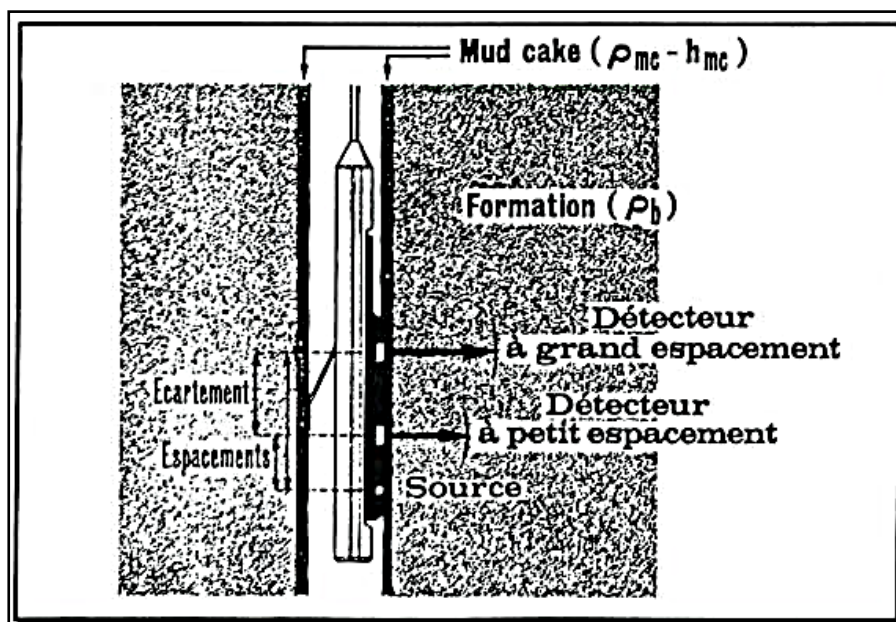
Pendant la mesure de la densité d'une formation, cette dernière est soumise à un bombardement continu des rayons gamma qui perdent une partie de leur énergie par collision

avec les électrons des atomes de la formation. Un détecteur situé à une distance fixe de la source mesure l'intensité du rayonnement gamma diffusé par effet Compton. Cette intensité est proportionnelle à la densité électronique, elle-même proportionnelle à la densité globale (RhoBulk ou RhoB). Lorsque l'outil comporte un détecteur, il n'est pas facile de corriger les effets dus à la boue de forage (*mud cake*) ou aux irrégularités du trou. Ainsi, l'outil FDC (*Formation Density Compensated* ; Schlumberger, 1985, Serra, 1979, 1990) possède deux récepteurs et permet de corriger ces influences (figure 8). Cet outil dit « compensé des effets du trou », permet d'atténuer l'effet du « *mud cake* » résiduel.

La densité globale (RhoB) mesurée, dépend :

- de la masse volumique des différents constituants moléculaires de la matrice et de leurs pourcentages volumétriques ;
- de la nature des fluides présents et de leurs pourcentages dans la roche (porosité) et dans les pores (saturation).

Grâce à cette méthode, il est possible de mesurer la porosité car la densité des fluides est inférieure à celles des solides ; une formation poreuse aura une densité plus faible qu'une formation compacte.



**Figure 8** : Principe de mesure de la densité neutron (Serra, 1979).

$\rho_{mc}$ : densité du mud cake.  $h_{mc}$  : épaisseur du mud cake.

#### **1.1.4. Indice d'absorption photoélectrique.**

Grâce à l'outil LDT (*Litho Density Tool*), il est possible de déterminer non seulement la densité électronique d'une formation, mais également le numéro atomique de ses éléments par mesure simultanée de l'effet Comptons et de l'effet photoélectrique (Serra, 1990).

Quand un photon gamma de basse énergie entre en collision avec un électron, il est absorbé, communiquant à l'électron la totalité de son énergie. L'électron est alors éjecté de l'atome et le photon disparaît. Il y a absorption des rayons  $\gamma$  : c'est l'effet photoélectrique. L'indice photoélectrique est proportionnel à la section de capture photoélectrique de l'atome, qui est d'autant plus élevé que l'atome a un numéro atomique élevé.

Le Pef (facteur photoélectrique) mesuré en barns/électron est très sensible à la présence d'éléments à numéro atomique élevé tels que le fer, le strontium, l'étain, le baryum, ... C'est un indicateur de la composition des formations. Il contribue également à la détermination du pourcentage volumétrique des principaux minéraux présents dans la roche.

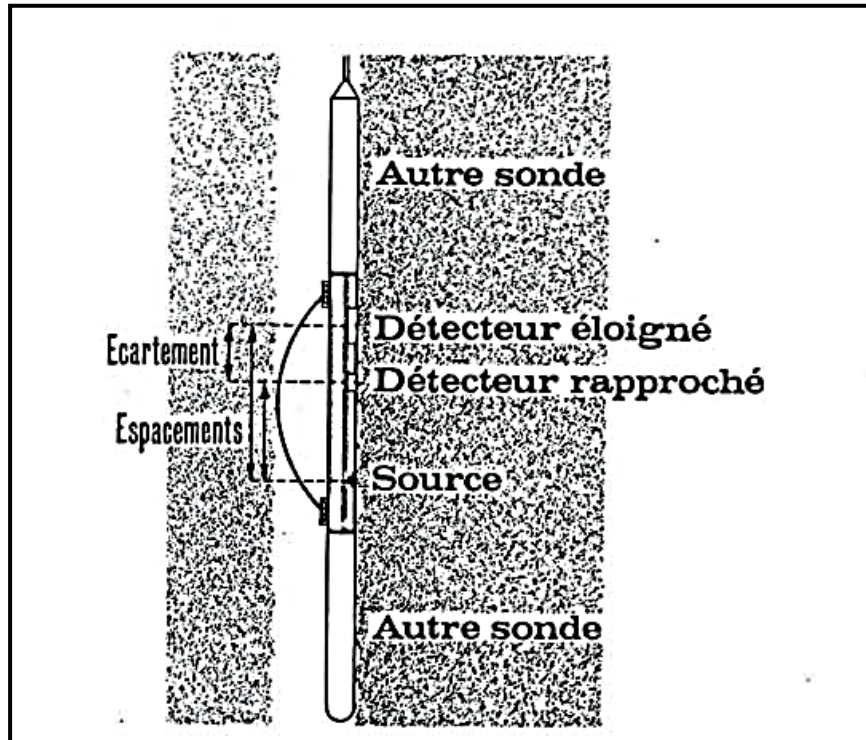
#### **1.1.5. Indice hydrogène-neutron**

L'outil CNL (Compensated Neutron Log ; Schlumberger, 1985 ; Serra 1979 et 1990) est un outil qui permet de compenser les effets du trou. Le principe de la mesure consiste à bombarder en continu la formation avec des neutrons de grande vitesse qui vont entrer en collision avec les noyaux atomiques de la formation et perdre progressivement une partie de leur énergie. Du fait de son grand pouvoir ralentisseur, l'atome d'hydrogène va particulièrement influencer sur cette mesure (figure 9).

L'indice d'hydrogène ou porosité neutron (NPhi ou PhiN) est exprimé en % et est fonction du nombre d'atomes d'hydrogène par unité de volume de la formation, atomes soit liés à l'eau et aux hydrocarbures (porosité et saturation), soit à la composition cristalline de la roche. L'outil étant calibré dans une matrice calcaire (1,70 g/cm<sup>3</sup> - 2,70 g/cm<sup>3</sup> de densité correspondent à 60 % - 0 % de porosité neutron de la gauche vers la droite sur le log) certains minéraux très compacts comme l'anhydrite auront un indice d'hydrogène négatif.

L'hydrogène est le constituant majeur des fluides qui occupent les pores des roches réservoirs et il en résulte que l'indice d'hydrogène contient l'information relative à la porosité. Mais, il n'est pas possible d'assimiler la porosité neutron à la porosité de matrice suite à la présence d'eau de constitution dans le réseau cristallin et de certains minéraux comme les argiles, le gypse, ...

La présence de gaz dans une formation a pour effet de diminuer considérablement sa porosité neutron, la quantité d'atomes d'hydrogène par unité de volume étant plus faible que dans le cas d'une formation à eau ou à huile.



**Figure 9** : Principe permettant de mesurer la porosité Neutron (Serra, 1979)

### 1.1.6. Résistivité

Il existe différents outils permettant de mesurer la résistivité des formations. Quel que soit l'outil, la mesure exige une source émettrice envoyant un signal électrique ou électromagnétique et un récepteur situé à une certaine distance de la source enregistrant les réactions du terrain. Plus la distance entre émetteur et récepteur est grande, plus l'investigation est profonde et plus la définition verticale diminue (Serra, 1985). Selon l'ordre de grandeur du rayon d'investigation et donc l'espacement, deux types de dispositifs sont à distinguer (figure 10) :

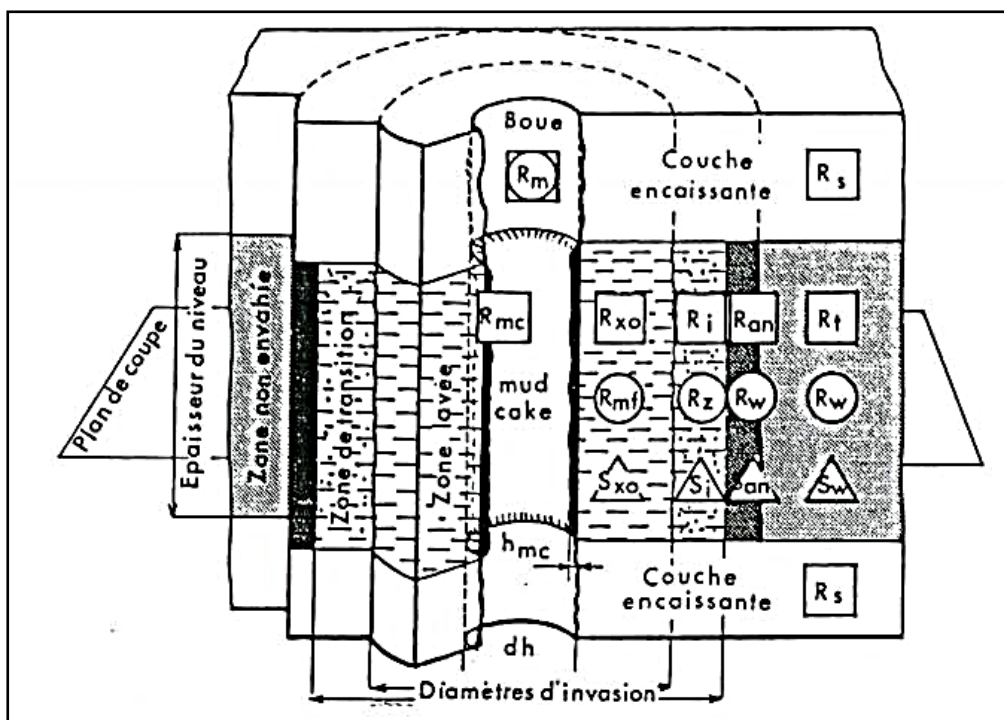
- Les macro-dispositifs comme le LLD (*LateroLog deep*) ou ILD (*Induction Log deep*) ont un grand rayon d'investigation et sont moins influencés par la boue du trou de sonde et la zone lavée (zone envahie par le filtrat de boue). Les mesures obtenues sont plus ou moins proches de la résistivité de la formation ( $R_t$ ).



- Les micro-dispositifs de type MSFL (*Micro Spherically Focused Log*) et MLL (*Micro LateroLog*) à électrodes montées sur patins appliqués contre la paroi du trou, lisent dans la zone lavée car leur rayon d'investigation est très faible. Ils effectuent une lecture plus proche de la zone lavée ( $R_{xo}$ ).

Les mesures de résistivité exprimées en  $\text{Ohm} \cdot \text{m}^2/\text{m}$  ( $\text{Ohm} \cdot \text{m}$ ) sont surtout influencées par:

- les hydrocarbures dont la détection est facilitée par comparaison des résistivités mesurées sur micro et macro-dispositifs,
- la saturation en eau et par conséquent en hydrocarbure dans la zone vierge et la zone lavée des formations réservoirs,
- la porosité, la texture et la structure de la formation,
- la composition de la roche et la distribution des minéraux conducteurs,
- la température: plus elle est élevée, plus la formation est conductrice. Lorsqu'une roche est conductrice, elle est poreuse et les pores sont connectés.



**Figure 10** : Schéma de la répartition des résistivités dans un trou (Serra, 1985).

## **2. NOTION DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE**

La stratigraphie séquentielle est une branche de la stratigraphie qui divise les formations géologiques en une succession de séquences de dépôt, dont les limites sont utilisées pour les corrélations à l'échelle locale, régionale, ou globale. Chaque séquence, déposée durant un cycle complet de changement du niveau marin, est composée des strates génétiquement reliées (Vail *et al.*, 1977a et b ; Hardenbol *et al.*, 1981 ; Haq *et al.*, 1987 ; Van Wagoner *et al.*, 1988). En recherche fondamentale, la stratigraphie séquentielle est utile pour comprendre la dynamique des systèmes sédimentaires fossiles et définir les facteurs qui contrôlent l'enregistrement sédimentaire au cours d'une période donnée.

### **2.1. Objectifs de la stratigraphie séquentielle**

La nécessité d'effectuer des corrélations stratigraphiques a permis de développer des « outils » de corrélation stratigraphique comme la stratigraphie séquentielle (Sloss *et al.*, 1949 ; Sloss, 1988). Elle a été appliquée à l'analyse des bassins sédimentaires avec l'utilisation des profils de sismiques réflexion (Vail *et al.*, 1977a et b ; Vail, 1987 ; Mitchum *et al.*, 1977a et b ; Van Wagoner *et al.*, 1990). On appliquera cette méthode de corrélation afin d'étudier les faciès génétiquement reliés par rapport à des surfaces de signification chrono-stratigraphique ou « surfaces clés ». L'identification des surfaces clés permet de diviser l'enregistrement stratigraphique en intervalles. A l'intérieur de ces intervalles, des tendances de changement de faciès de différents ordres (paraséquences, system tracts, séquences stratigraphiques), peuvent indiquer la transgression ou la régression des milieux de sédimentation dans la région d'étude.

### **2.2. Divers modèles s'affrontent**

L'organisation des dépôts observés est attribuée à l'enregistrement sédimentaire des variations du niveau relatif de la mer. Elles sont contrôlées par la variation du niveau eustatique, par le mouvement tectonique et par les apports de sédiments. Cependant le rôle relatif de chacun de ces paramètres est différent selon les modèles proposés par divers auteurs. Dans le modèle de Vail *et al.* (1991) on donne plus d'importance à la variation eustatique par rapport aux autres facteurs (tectonique et apports de sédiments). Ce modèle a été critiqués sur la construction de la charte de variation eustatique, la sous-estimation du rôle de la tectonique ainsi que la généralisation à l'échelle mondiale de ce modèle (Mail, 1981, 1997 et 1999).

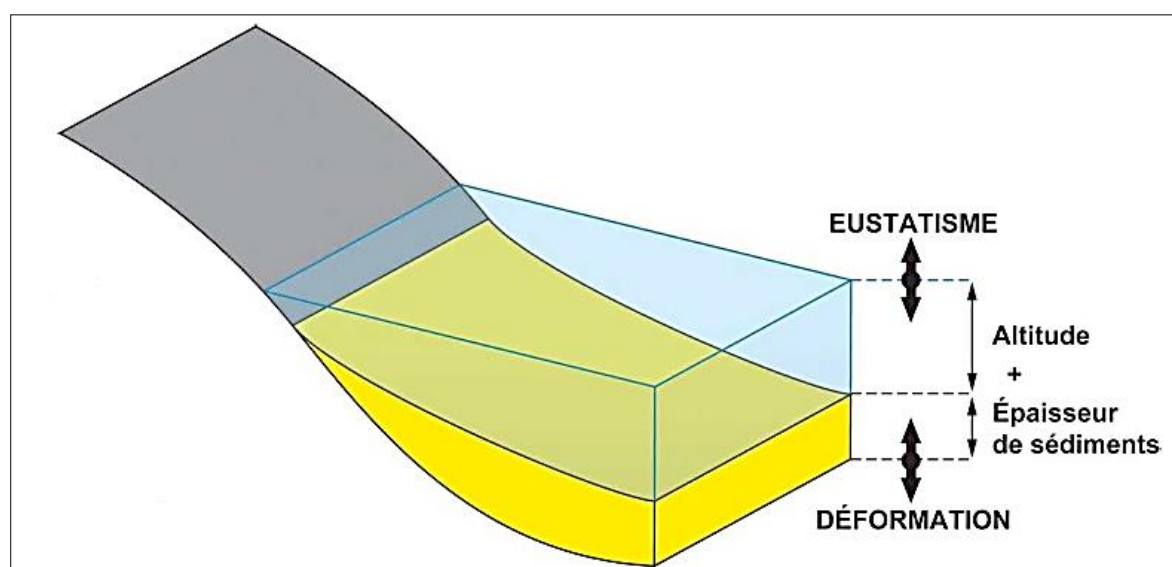
Il existe d'autres modèles dont celui de Cross (1988) et de Galloway (1989). Les différences se situent aux 3 niveaux suivants : (i) les limites de séquences de dépôt ou de séquences génétiques de Galloway (1989) et Cross (1988) sont placées au niveau de la surface d'inondation maximale, alors que Vail *et al.*, (1987) les placent au niveau du maximum de vitesse de chute du niveau relatif de la mer, soit au niveau du déplacement maximal des faciès vers le bassin ; (ii) le type de faciès et de géométrie caractérisant les cortèges de dépôt et (iii) le contrôle des variations du niveau relatif de la mer sont principalement d'origine eustatique pour Vail *et al.* (1987), tandis que Galloway (1989) et Cross (1988) insistent sur l'influence de la tectonique et du taux des apports sédimentaires.

### 2.3. Facteurs contrôlant la sédimentation sur les marges continentales

La distribution des sédiments dans le bassin est contrôlée par l'interaction entre les facteurs allocycliques et autocycliques (Sloss, 1988 ; Einsele *et al.*, 1991) :

-les facteurs autocycliques, liés aux systèmes sédimentaires, sont contrôlés par l'hydrodynamisme des systèmes comme les vagues, les courants sous-marins, les tempêtes, etc.

-les facteurs allocycliques, indépendants du système sédimentaire (figure 11) sont les variations du niveau marin, les apports sédimentaires, la tectonique et la subsidence (Miall, 1999). Dans les paragraphes suivants, on définira chacun de ces facteurs (allocycliques) et on montrera leur influence sur les modes de sédimentation.



**Figure 11** : Facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire (Guillocheau *et al.*, 2003)

### **2.3.1. Variation du niveau marin**

Un changement relatif du niveau marin se définit par l'élévation ou l'abaissement du niveau marin par rapport à la ligne de côte, qui peut s'enfoncer ou se soulever sous l'influence de la tectonique (figure 11). Une variation relative du niveau marin peut être d'extension globale, régionale ou locale. L'enregistrement stratigraphique développé entre deux événements de niveau marin relatif bas est défini comme un cycle eustatique (Vail *et al.*, 1977). Un cycle eustatique comprend une période initiale de bas niveau marin, suivie par une période de remontée du niveau marin jusqu'à une immersion maximale et finalement une nouvelle période de diminution du niveau marin. La formation d'une ou plusieurs séquences de dépôt se produit généralement au cours d'un cycle eustatique. Ces séquences sont composées d'une succession de strates limitées à la base et au sommet par une discordance (Vail, 1987). L'eustatisme est le facteur qui varie le plus rapidement et on estime que c'est le principal facteur contrôlant les migrations des corps sédimentaires.

A l'échelle globale, une variation relative du niveau marin résulte soit d'un changement de la forme des océans par la variation du taux d'expansion de la croûte océanique (Miall, 1999), soit d'une modification du volume d'eau en réponse aux changements climatiques globaux. En particulier, le glacio-eustatisme (Fairbanks, 1989) produit des régressions marines en période glaciaire et des transgressions lors du réchauffement climatique en période interglaciaire (Fairbridge, 1961).

### **2.3.2. Apport de sédiments**

L'apport de sédiments dans une région est contrôlé par les relations entre une série de variables climatiques et géologiques. Pour déterminer le taux et le type d'apport de sédiments qui arrive dans un bassin sédimentaire où dans différentes parties d'un bassin, il faut déterminer le type d'activité tectonique de la région qui va produire l'apport de sédiments, et les processus géologiques qui conduisent à former une zone d'accumulation (Métivier & Gaudemer, 1997). Le taux d'apport de sédiments permet de distinguer la masse déposée des sédiments et sa composition texturale.

### **2.3.3. Subsidence**

La subsidence est un enfoncement progressif régulier ou saccadé de la croûte terrestre pendant une assez longue période. Cet enfoncement progressif de la croûte, est produit par la déformation de la lithosphère et de l'asthénosphère, en réponse à 3 mécanismes principaux

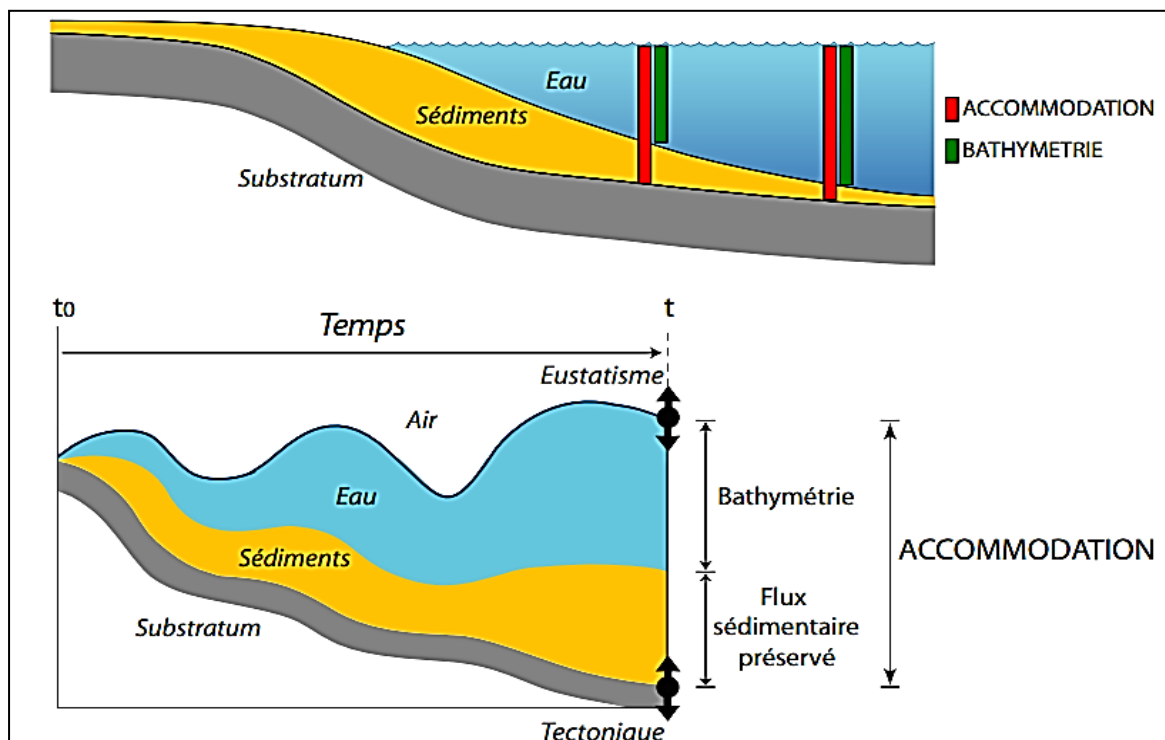
(Allen & Allen 2005 ; Ingersoll & Busby, 1995) : l'isostasie, la charge et la dynamique lithosphérique.

#### 2.4. Notion d'espace disponible ou potentiel d'accommodation

La répartition des sédiments dans un bassin est contrôlée par l'espace d'accommodation : place disponible pour la sédimentation, entre le fond du bassin et la surface de l'eau. Cet espace varie dans le temps (figure 12). Elle est souvent définie comme la somme de l'épaisseur des sédiments (décompactés) et de la bathymétrie.

La géométrie des corps sédimentaires et leur localisation dans un bassin marin sont une réponse à la diminution ou à l'augmentation de l'espace disponible, entre le fond du bassin et le niveau de la mer, pour le dépôt des sédiments. Les variations de l'espace disponible résultent des effets de deux facteurs principaux : les variations eustatiques et la tectonique (Vail *et al.*, 1991).

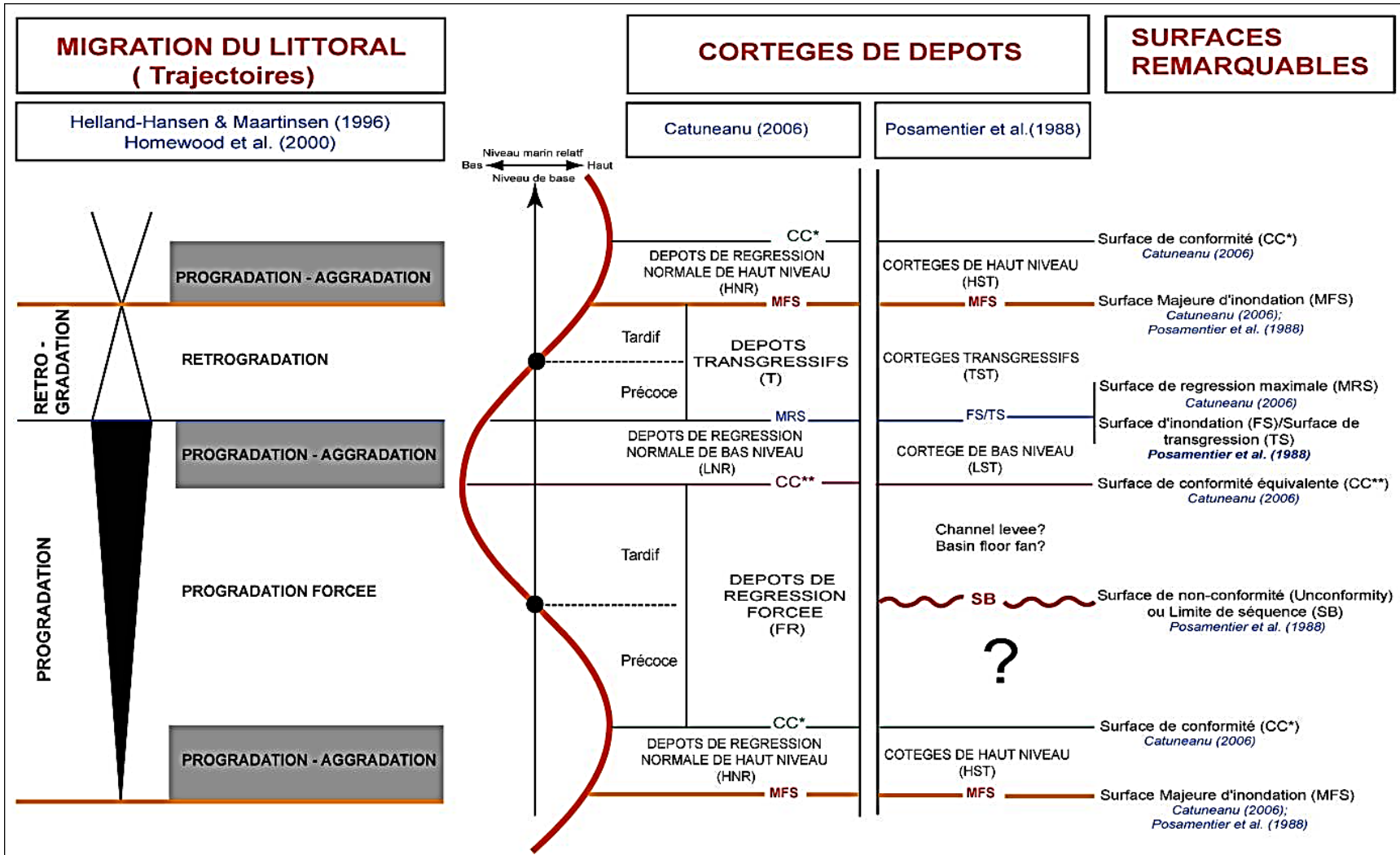
La distribution des dépôts sédimentaires sur le plateau continental résulte de l'interaction entre la quantité de sédiments (Q), la taille des grains transportés (M), les variations relatives du niveau marin (R, dans que  $R > 0$ ) et l'énergie du milieu de sédimentation (D). La relation entre ces variables définit le rapport  $\Psi = RD/QM$  qui caractérise le régime transgressif, régressif ou d'aggradation sédimentaire de la plateforme (Swift & Thorne, 1991).



**Figure 12** : Accommodation ou espace disponible à la sédimentation (Homewood, 1999)

## **2.5. Cycles stratigraphiques ou de séquences de dépôt**

La stratigraphie séquentielle a pour fondement l'étude de la géométrie des dépôts sur les bordures de plateformes à partir de l'analyse des configurations des réflecteurs sismiques (Vail *et al.*, 1977 ; Courrel *et al.*, 1997). L'unité fondamentale de la stratigraphie séquentielle est la séquence de dépôt (Van Wagoner *et al.*, 1988) c'est-à-dire un ensemble conforme de strates liées génétiquement et encadrées par deux discontinuités de nature identique. Elle est le résultat d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif marqué par deux épisodes de chute. Une séquence de dépôt (figure 13) est définie comme une succession des cortèges de dépôt. Ces cortèges sont constitués par des strates génétiquement reliées, et limités par des surfaces de discontinuité stratigraphique qui passent latéralement à des surfaces de concordance. Elle constitue l'unité de base en stratigraphie séquentielle (Mitchum *et al.*, 1977 ; Vail *et al.*, 1977, 198 et 1991 ; Van Wagoner *et al.*, 1987 et 1990).



**Figure 13 :** Synthèse des modèles d'évolution spatio-temporels des séquences de dépôts (Posamentier *et al.* (1988) ; (Helland-Hansen & Maartinsen (1996) ; Homewood (2000) ; Catuneanu (2006).

## 2.6. Cortèges sédimentaires ou de dépôt

Les cortèges sédimentaires sont formés par un empilement de paraséquences, lesquelles constituent les plus petits motifs stratigraphiques répétitifs (Van Wagoner *et al.*, 1988) appelés aussi séquences génétiques (Guillocheau *et al.*, 1992). Le cortège de dépôt est défini comme étant un ensemble de strates relativement concordantes limitées par des surfaces d'inondation (Mbani, 2013). Suivant la position du niveau de la mer par rapport à la morphologie plate-forme/talus, quatre types de cortèges de dépôt sont définis :

- **Le Cortège de Bas Niveau marin (CBN)** : Il est édifié lors d'une chute du niveau marin en bordure de plate-forme (type 1). Il est constitué d'un cône sous-marin de bassin (CSB), d'un cône sous-marin de talus (CST) et d'un prisme de bas niveau marin (PBN). Selon d'autres auteurs (figure 14), les cortèges de bas niveau (LST) (Homewood, 2000), correspondent aux dépôts de régression forcée (FR) (Catuneanu, 2006).

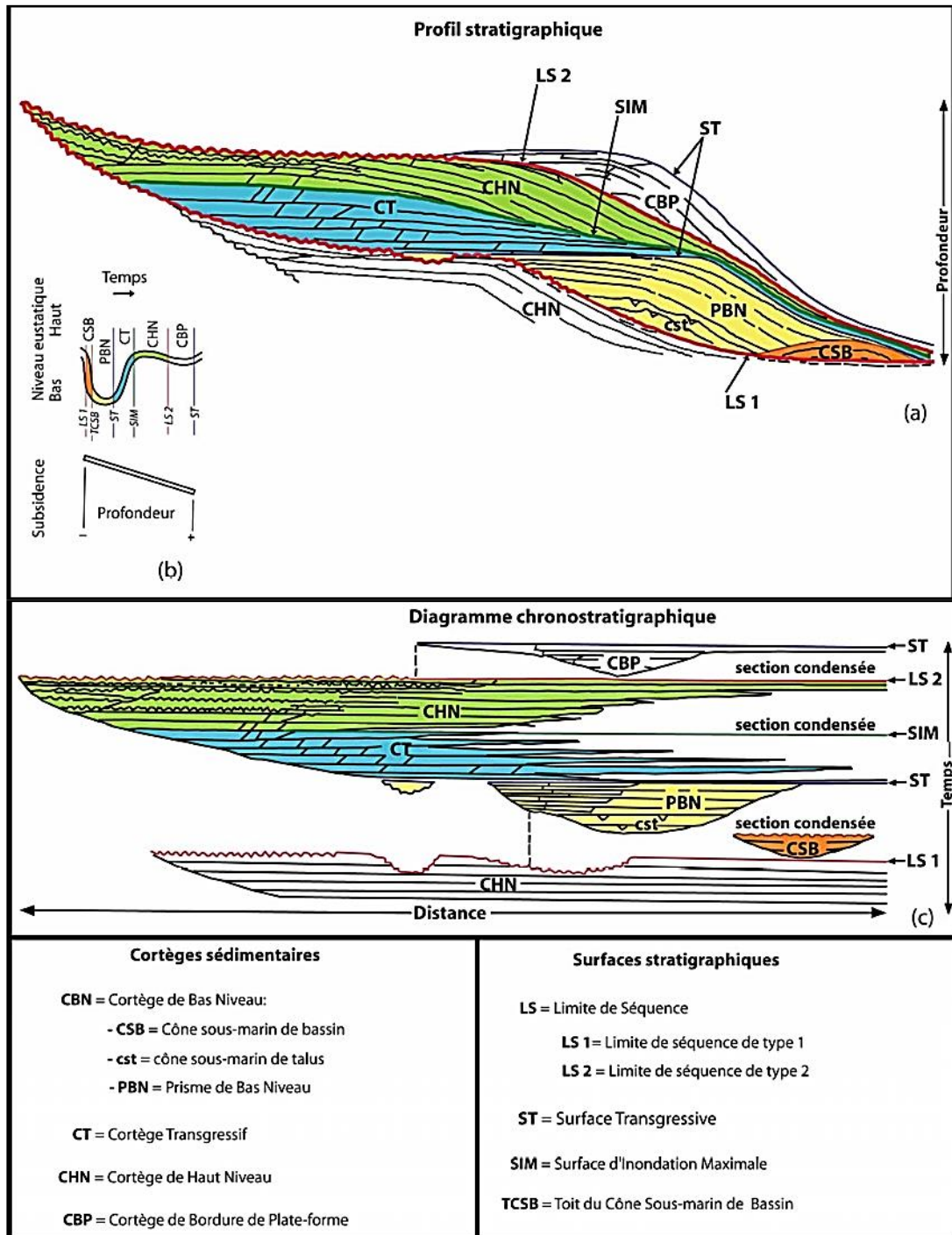
- **Le Cortège Transgressif (CT)** : Il se forme lors de l'élévation du niveau marin. Ce cortège se distingue aisément par son allure rétrogradante. Selon Homewood (2000), les cortèges transgressifs (TST) correspondent aux dépôts transgressifs (T).

- **Le Cortège de Haut Niveau marin (CHN)** : Il est édifié lorsque la remontée du niveau marin continue puis culmine avant de baisser par la suite (figure 14b). Ce cortège est caractérisé par son allure générale progradante (figure 14a). Homewood (2000) (figure 14), traduisent le cortège de haut niveau (HST) comme étant l'équivalent des dépôts de régression normale de haut niveau (HNR) (Catuneanu, 2006).

- **Le Cortège de Bordure de Plate- forme (CBP)** : Quand le niveau marin ne chute pas au-delà de la bordure de plate-forme (cycle de type 2), il se forme le cortège de bordure de plate- forme, en remplacement du cortège de bas niveau.

Un cycle stratigraphique va d'une MFS (figure 14) à une autre alors qu'une séquence de dépôts est limitée par deux surfaces de non-conformités.





**Figure 14 :** Modèle d'une séquence de dépôt avec ses cortèges sédimentaires (Homewood, 2000).

## 2.7. Surfaces stratigraphiques

Une séquence de dépôt est composée des cortèges sédimentaires, lesquels sont limités par des surfaces de discontinuité stratigraphique (ou leur équivalent latéral concordant). Trois catégories de discontinuités sont distinguées (Homewood, 2000) : la limite de séquences

(LS), la surface de transgression (ST) et les surfaces basales de progradation qui comprennent d'une part la surface d'inondation maximale (SIM) et d'autre part celle associée à un cône sous-marin (figure 14).

### 2.7.1. Limites de séquence (LS)

Une limite de séquence est une surface de discontinuité stratigraphique en domaine proximal, liée à une chute du niveau marin, pouvant passer à une surface de concordance en domaine distal. La limite de séquence est latéralement continue (figure 14), une surface très répandue couvrant au moins un bassin entier. Elle semble apparaître synchrone dans beaucoup de bassins à travers le monde. Elle est prise habituellement comme une ligne temps (Vail *et al*, 1977 ; Vail & Todd, 1981 ; Vail *et al*, 1984 ; Haq *et al*, 1988 ; Hunt & Tucker, 1992 ; Embry, 1993 et 1995). Deux types possibles de discordances sont distinguées selon que le niveau marin relatif chute plus bas que la bordure de la plate-forme ou, au contraire, se maintient sur celle-ci. Dans le premier cas, la discordance est dite de type 1 (LS 1). Tandis que dans le deuxième cas, elle est dite de type 2 (LS 2).

### 2.7.2. Surface d'inondation maximale (SIM)

Deux types de surfaces d'inondation maximale se distinguent :

- **La SIM stratigraphique** : La surface d'inondation maximale (SIM) se définit sur la base sédimentologique, à partir des modèles d'empilement des strates. Elle est située au-dessus de la strate de rétrogradation (correspondant à une surface basale de progradation). Selon Catuneanu *et al.*, 1998, la formation de cette surface enregistre une très faible diachronie qui est liée aux taux de transport sédimentaire. Mais cette diachronie est si faible qu'elle ne peut être déterminée par les techniques de datation courantes (biostratigraphie, radiométrie) ; maintenant ainsi sa valeur de ligne temps (Catuneanu, 2002).

- **La SIM bathymétrique** : La surface indiquant la profondeur d'eau maximale est définie à partir de l'analyse des pics d'abondances fauniques. Naish et Kamp (1997) soulignent que la SIM bathymétrique, identifiée sur la base des assemblages fossiles apparaît souvent au sein des cortèges de haut niveau marin. On notera donc que ces deux SIM ne définissent pas les mêmes surfaces. Celles-ci ne se forment pas au même moment (Catuneanu, 2002).

## 2.8. Ordre des séquences de dépôts

Les séquences de dépôts sont de dimension et de durée variables (Mitchum & Van Wagoner, 1991 ; Posamentier *et al.*, 1999 ; Strasser *et al.*, 1999). Vail *et al.*, (1991) proposent une classification des séquences de dépôt basée sur leur durée et les processus à l'origine de leur formation.

**Cycle de premier ordre** ou « Cycle Pangée » a une durée de 250 Ma. Il est lié aux mouvements tectoniques des plaques lithosphériques. Il engendre la mégaséquence de dépôt. Du Protérozoïque à l'Actuel, 2 cycles ont été identifiés (Vail *et al.*, 1991).

**Cycle de deuxième ordre** a une durée de 3 à 50 Ma (Hardenbol *et al.*, 1998). Son faciès transgressif/régressif résulte des changements à long terme de la subsidence et de l'eustatisme. Il aboutit à la formation d'une superséquence.

**Cycle de troisième ordre** a une durée de 0,5 à 3 Ma. Il est lié aux changements à moyen terme du climat, de l'eustatisme et de la tectonique (Mbani, 2013). Il correspond aux séquences de dépôt de la stratigraphie séquentielle stricto sensu de Vail *et al.* (1977) et aux groupements d'unités génétiques au sens de Homewood *et al.* (1992).

**Cycles de quatrième, cinquième et sixième ordre** : Les cycles de 4<sup>e</sup> ordre (0,08 à 0,5 Ma), de 5<sup>e</sup> ordre (0,03 à 0,08 Ma) et de 6<sup>e</sup> ordre (0,01 à 0,03 Ma) sont en relation avec les perturbations climatiques de type Milankovitch (Duval *et al.*, 1998). Ces perturbations provoquent des variations eustatiques en raison de la variation du volume océanique par dilatation de l'eau de mer ou des fluctuations du volume des calottes glaciaires, sous l'effet de l'insolation. Ces cycles engendrent des paraséquences. La paraséquence est définie entre deux surfaces de ravinement consécutives, induites par des inondations marines. Par contre, l'unité génétique représente le plus petit cycle de régression transgression limité par des maxima d'inondation (Schulbaum *et al.*, 1996).

### Conclusion

Les diagraphies différées constituent une source d'informations primordiale pour les études géologiques, en particulier pour la stratigraphie séquentielle. Cette dernière offre des outils conceptuels permettant de lier l'expression stratigraphique et les variations d'environnement de dépôt. Elle permet d'intégrer les volumes de dépôts, les surfaces remarquables, le temps et de comprendre l'organisation spatiale des bassins. Ces outils permettent de prédire et de hiérarchiser en unités génétiques de l'architecture stratigraphique.

# DEUXIÈME PARTIE

## MATÉRIEL ET MÉTHODES D'ÉTUDE

### CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODOLOGIE MISE EN ŒUVRE

Dans ce chapitre, nous présentons d'abord la marge d'Abidjan avec les différents sondages étudiés, ensuite le matériel et les données utilisées. Les méthodologies utilisées pour traiter, analyser et interpréter les données sont ensuite expliquées.

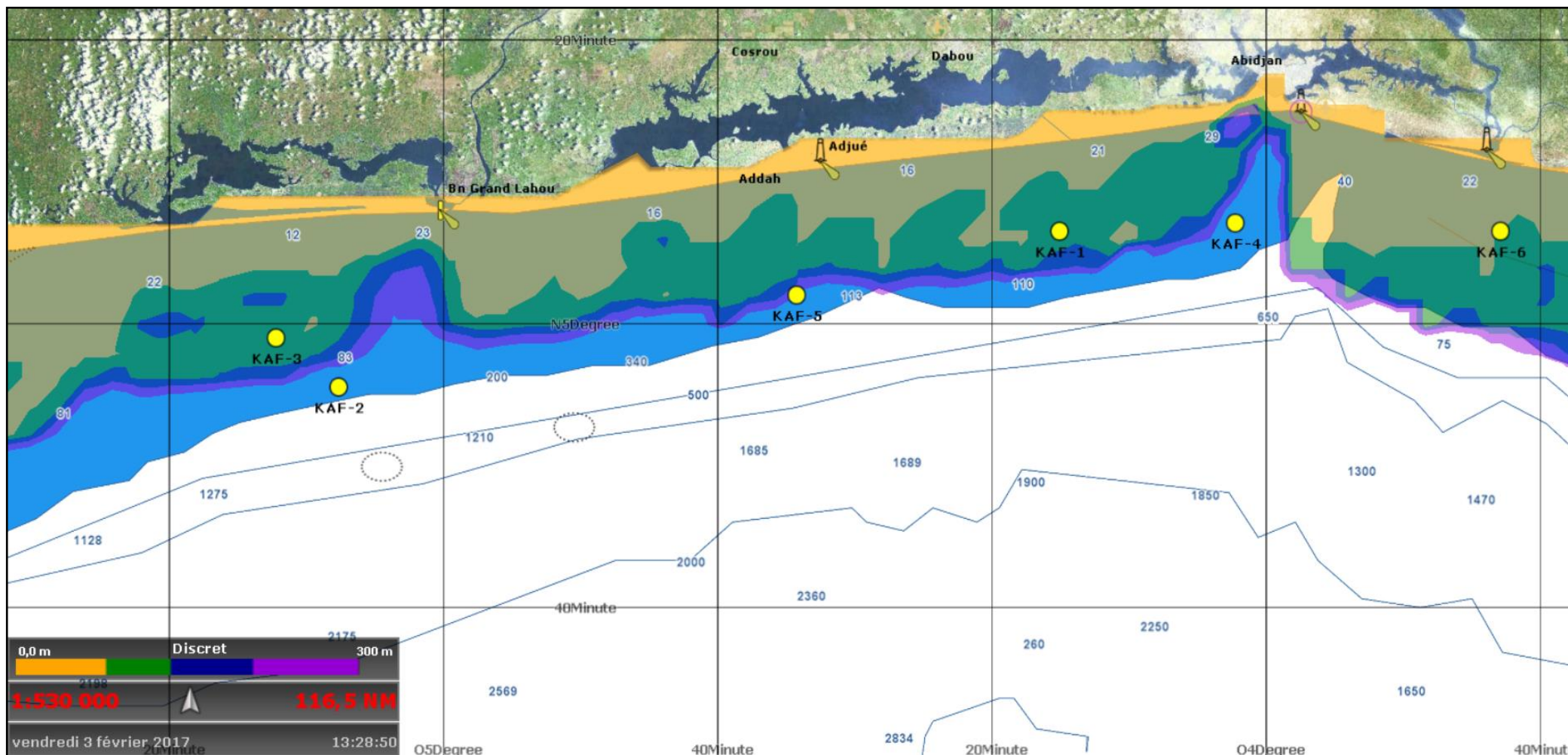
#### 1. LOCALISATION DES SONDAGES DANS LA MARGE D'ABIDJAN

La zone d'étude est située sur le bassin sédimentaire offshore ivoirien. Elle couvre une partie de la marge d'Abidjan, au large entre les régions administratives de Grand Lahou à l'Ouest et de Grand-Bassam à l'Est (figure 15). Cette zone est l'un des secteurs les plus explorés du bassin offshore ivoirien. A ce titre, elle présente un intérêt stratégique considérable pour ce pays où l'essentiel des hydrocarbures sont produits.

Dans ce bassin, 6 sondages dont les coordonnées sont indiquées dans le tableau II ont été étudiés. La carte de la figure 15 permet de situer les sondages entre la plateforme continentale et le talus.

**Tableau II** : Coordonnées géographiques des sondages étudiés.

SONDAGES	COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES
<b>KAF-1</b>	<b>N 5°06'28.920 4°15'10.261 W</b>
<b>KAF-2</b>	<b>N 4°55'30.544 5°07'45.176 W</b>
<b>KAF-3</b>	<b>N 4°58'58.030 5°12'18.980 W</b>
<b>KAF-4</b>	<b>N 5°07'03.994 4°02'21.272 W</b>
<b>KAF-5</b>	<b>N 5°01'59.420 4°34'20.760 W</b>
<b>KAF-6</b>	<b>N 5°06'29.013 3°43'00.450 W</b>



● Sondages

Figure 15 : Localisation des 6 étudiés sondages dans la marge d'Abidjan

## **2. MATERIEL UTILISE**

Le matériel est constitué de logiciels, de rapports de sondages et de données de diagraphies.

### **2.1. Logiciel informatique**

Le traitement informatique des données se fera avec les logiciels suivants :

- le logiciel Excel qui sert à entrer et à traiter les données (établissement de bases de données).
- le logiciel **STRATER 5** pour l'interprétation des diagraphies et l'établissement de logs composites et de logs de corrélations diagraphiques ;
- le logiciel Paint pour effectuer des modifications sur les logs.

### **2.2. Rapport d'études**

Les données utilisées pour l'étude des 6 sondages comprennent les données lithologiques, biostratigraphiques et diagraphiques. Ces données ont été compilées à partir de rapports et de travaux de nombreux auteurs : Kouakou (2013) ; Zagbayou (2013), Baïkoro (2013) ; Bamba *et al.* (2011) ; Djeya (2009) ; Guédé (2009) ; Topé (2009) ; Mouah (2009) ; Ablé (2008) ; Tahé (2002) ; Digbehi *et al.* (1997) ; Saint Marc & N'da (1997) ; Kangah (1997) ; Digbehi *et al.* (1996) et Digbehi (1987).

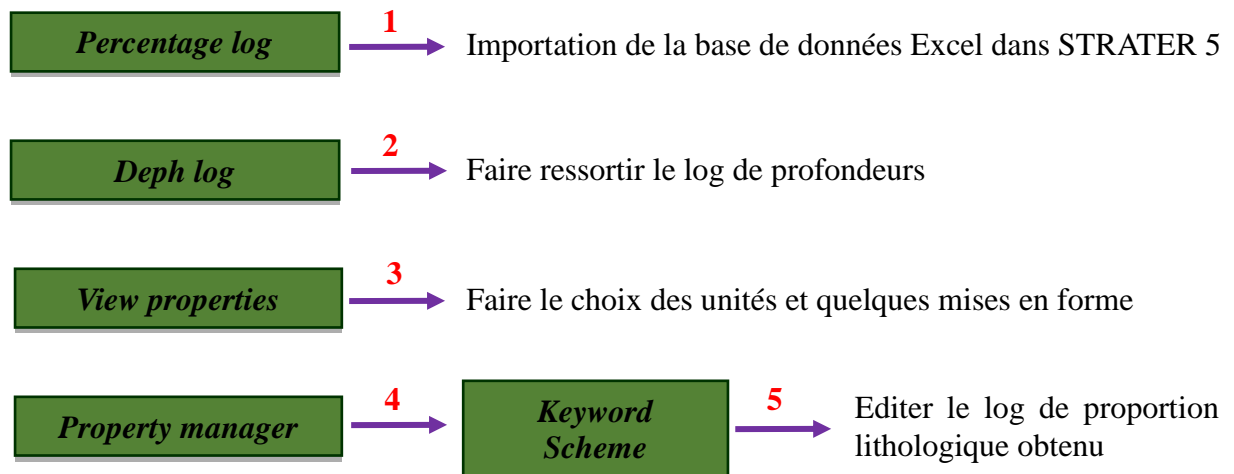
Les données lithologiques concernent la description des déblais et de l'identification des minéraux qu'ils contiennent. Ces données sont généralement enregistrées en indiquant la proportion de chaque type de roche dans l'échantillon de déblais. Ces proportions lithologiques sont utilisées pour établir les logs à l'aide du logiciel STRATER 5. Les rapports biostratigraphiques permettent de calibrer les âges des différents logs. 105 211 enregistrement diagraphiques ont été utilisés pour cette étude. Ces enregistrements diagraphiques comprennent le gamma ray (GR), la vitesse du son (DT), le pourcentage d'ions H<sup>+</sup> (NPHI) et la densité (RHOB).

## **3. METHODOLOGIE UTILISEE**

Il s'agit des méthodes utilisées pour l'établissement des logs lithologiques, la reconstitution lithologique et l'analyse électroséquentielle.

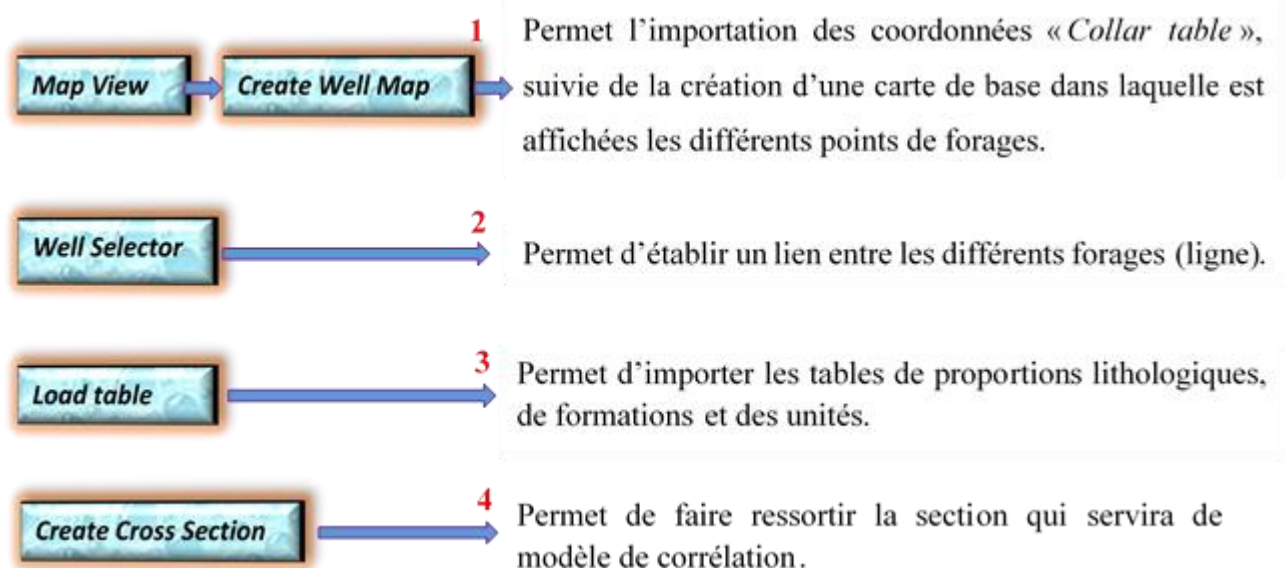
### 3.1. Logs de proportion lithologique

Pour la construction des logs, les proportions des différents types de faciès lithologiques à chaque cote sont renseignées dans un tableau Excel pour réaliser une base de données. Le logiciel « STRATER 5 » permet d'établir les logs de pourcentage lithologique. Les différentes étapes de la construction des logs de proportions lithologiques sont indiquées à la figure 16.



**Figure 16** : Etapes de construction de log de proportions lithologiques par STRATER 5.

A partir de l'outil « *Cross Section* » du logiciel STRATER 5, une section permet d'avoir des logs de corrélation. Pour cette construction, on utilise la table de proportions lithologiques ainsi que la table des coordonnées géographiques des 6 forages « *Collars* ». Les étapes de construction de cette section se présentent comme suit (figure 17) :



**Figure 17** : Procédure d'établissement d'une section par STRATER 5.



### 3.2. Reconstitution lithologique

Les limites lithologiques de chaque type de roche dans un échantillon de déblais sont confuses. Nous avons donc recouru aux diagraphies pour séparer les éléments mélangés et définir les véritables limites de couche. Cette reconstitution se fera grâce au logiciel STRATER.5 qui combine le log de proportion lithologique et les données diagraphiques.

#### 3.2.1. Interprétation lithologique à partir des diagraphies

L'interprétation manuelle de la lithologie à partir des diagraphies est plus correcte lorsqu'on utilise plusieurs logs enregistrés. En utilisant les logs enregistrés numériquement, toutes les lithologies d'un sondage peuvent être plotées à nouveau sur un ordinateur pour donner un *plot* composite (figure 18) qui est un document essentiel. L'interprétation lithologique finale peut apparaître sur ce *plot*. Pour éviter des encombrements supplémentaires, on peut le transformer en un document avec les logs utilisés pour une corrélation. Dans le présent cas, ce sont le gamma ray, le log sonique et parfois le cross plot Nphi-RhoB (figure 18) seront couramment utilisés. L'interprétation lithologique originale se fera sur le document composite montrant les logs.

L'interprétation des logs sera utilisée aussi comme base de données pour la stratigraphie et les corrélations. La figure 19 illustre l'utilisation des symboles simplifiés pour la lithologie. Le tableau III résume une partie des valeurs diagraphiques les plus utilisées pour l'interprétation lithologique.

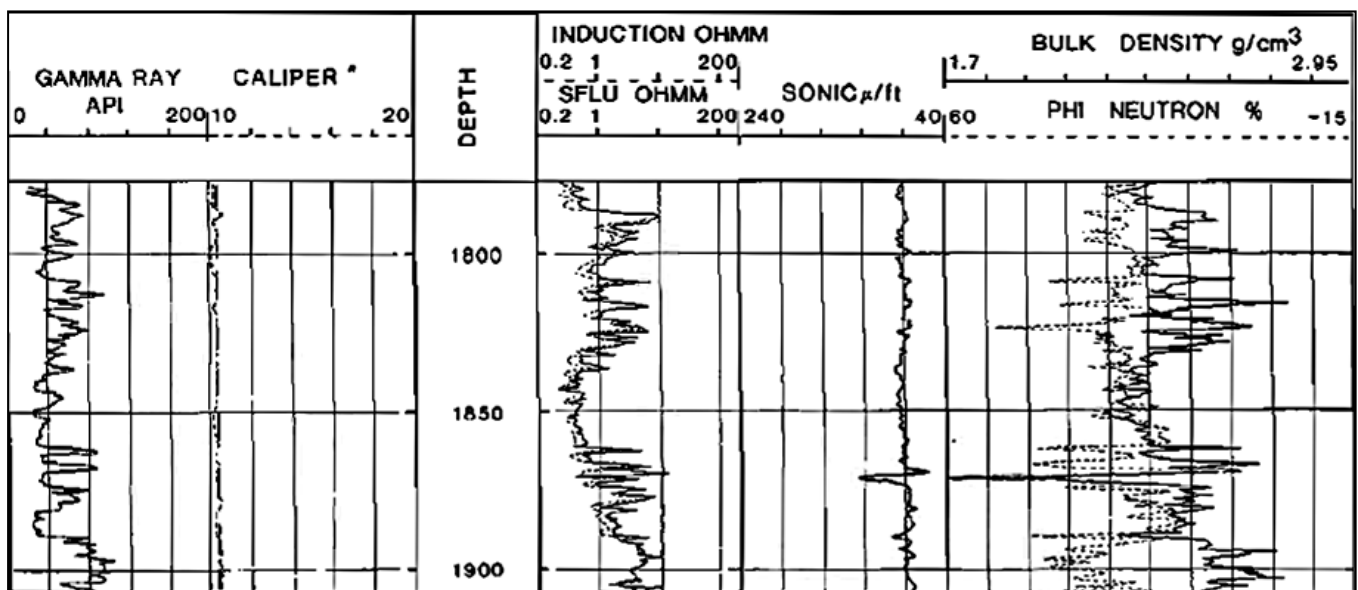
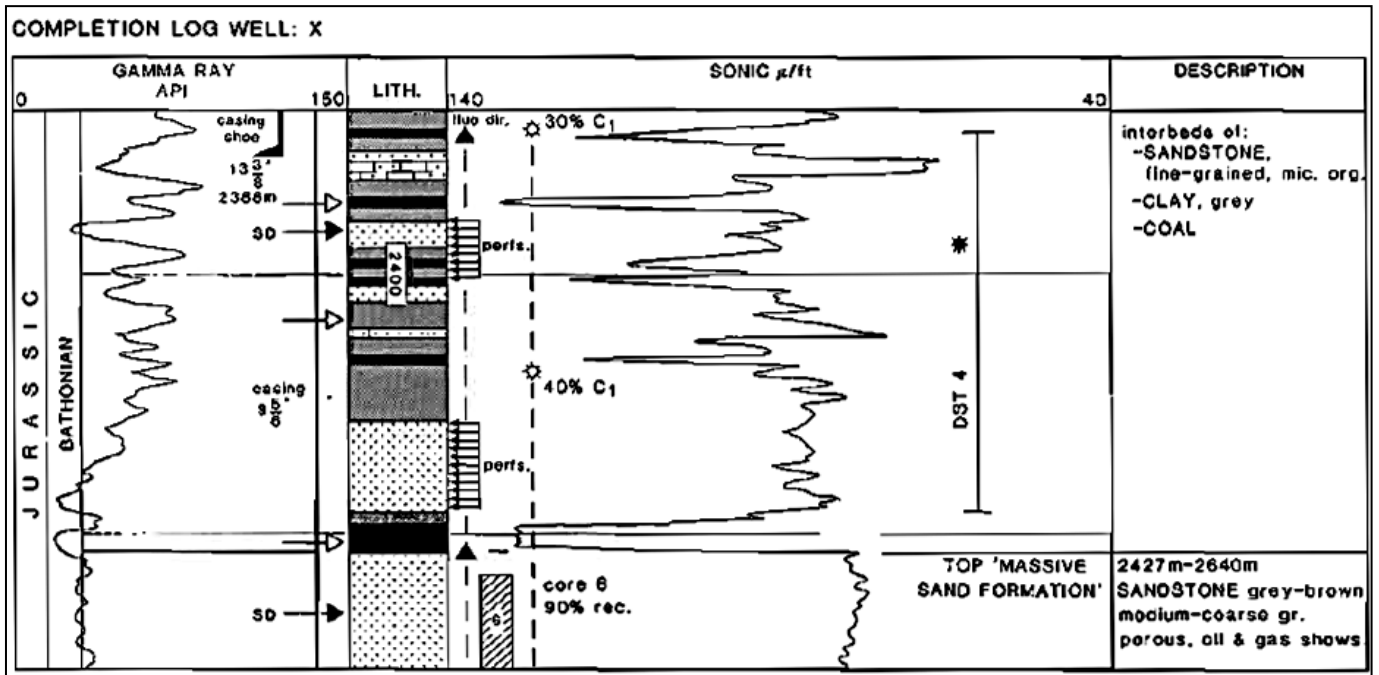


Figure 18 : Log composite d'un sondage (Rider, 1990).



**Figure 19** : Log d'achèvement (Rider, 2006).

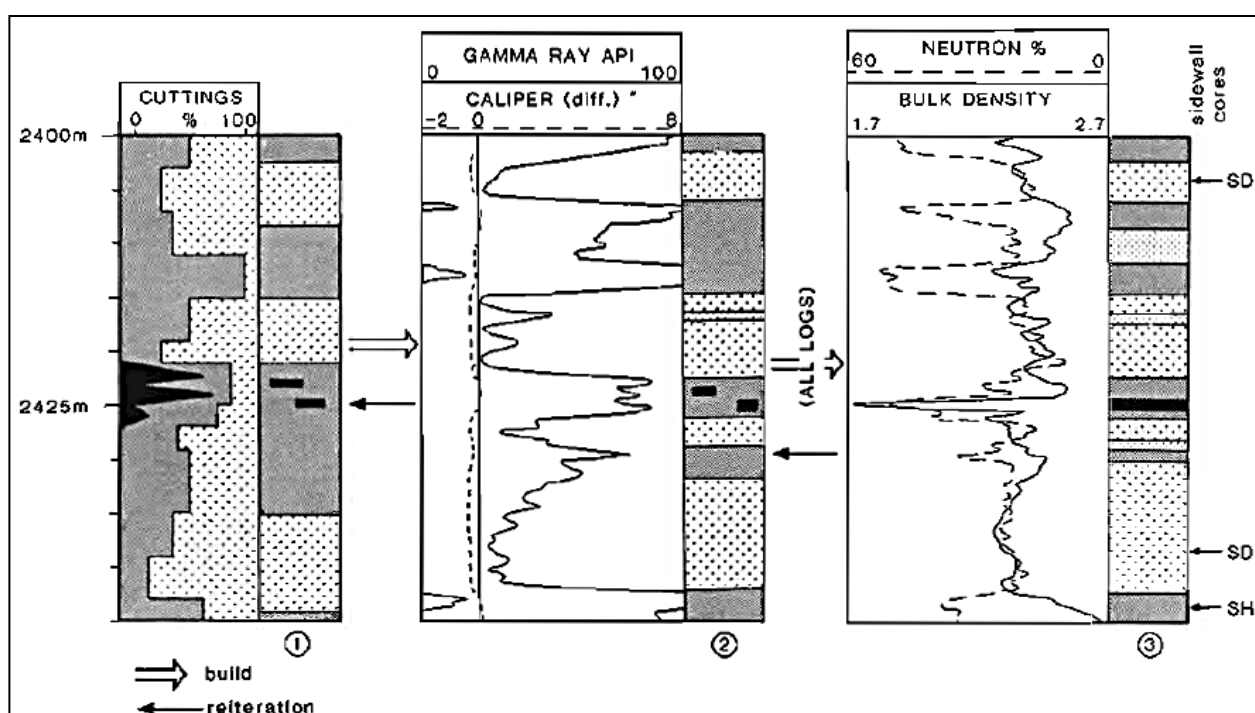
La lithologie résulte d'une interprétation du log composite et des données de sondage

Tableau III : Réponses de diagraphies (Serra, 1972 et 1979 ; Schlumberger, 1985 et 1989).

	Material	Resistivity (ohm m <sup>2</sup> /m)	Gamma ray API <sup>(1)</sup>	$\Delta\sigma_{ma}$ ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) <sup>(2)</sup>	Density log <sup>(4)</sup> (g/cm <sup>3</sup> ) (ma)	Neutron porosity units <sup>(6)</sup>
Common lithologies <sup>(6)</sup>	Sandstones	up to 1000	18-160	53-100	2.59-2.84	0-45
	Limestones	80-6 × 10 <sup>3</sup>	18-100	47.6-53	2.66-2.74	0-30
	Dolomites	1-7 × 10 <sup>3</sup>	12-100	38.5-45	2.8-2.99	0-30
	Shales	0.5-1000	24-1000	60-170	2.65-2.7	25-75
Matrix minerals	Quartz	10 <sup>6</sup> -10 <sup>12</sup>	0	51.2-56	2.64-2.66	-2
	Calcite	10 <sup>3</sup> -10 <sup>13</sup>	0	45.5-49	2.71	-1
	Dolomite	1-7 × 10 <sup>3</sup>	0	38.5-45	2.85-2.88	1
Clay minerals	Illite		250-300		2.52-3.0	30
	Chlorite		180-250		2.6-3.22	52
	Kaolinite		80-130		2.4-2.69	37
	Smectite		150-200		2.0-3.0	44
Micas	Glaucanite		75-90		2.2-2.8	38
	Muscovite	10 <sup>11</sup> -10 <sup>12</sup>	140-270	49	2.76-3.1	20
	Biotite	10 <sup>14</sup> -10 <sup>15</sup>	90-275	50.8-51	2.65-3.1	21
Fsp	Microcline		220-280	45	2.53-2.57	-3
	Orthoclase		220-280	69	2.52-2.63	-3
Coals	Anthracite	10 <sup>-3</sup> -5	0	90-120	1.32-1.80	38
	Bituminous coal	10-10 <sup>6</sup>	0-18	100-140	1.15-1.7	60
	Lignite	4 × 10 <sup>3</sup>	6-24	140-180	0.5-1.5	52
Fluids / Gas	Gas (av.)	$\alpha$	0		.000886	
	Methane	$\alpha$	0	626	.00076	
	Oil (40° API)	10 <sup>9</sup> -10 <sup>14</sup>	0.12-0.40	238	.85-.97	60
	Water (80°F) pure	$\alpha$	0	189-207	1.00	100
	salt (33,000 ppm)	0.031 (var)	0	180	1.19	60
Metallic minerals	Pyrite	10 <sup>-1</sup> -10 <sup>-4</sup>		39.2-39	4.8-5.17	-3
	Siderite	10 <sup>6</sup> -1000	0	47	3.0-3.89	12
Evaporites	Halite	<10 <sup>4</sup> -10 <sup>14</sup>	0	66.7-67	2.03-2.08	-3
	Anhydrite	10 <sup>4</sup> -10 <sup>10</sup>	0-12	50	2.89-3.05	-2
	Gypsum	1000	0	52-53	2.33-2.4	60
	Sylvite	10 <sup>14</sup> -10 <sup>15</sup>	500	74	1.86-1.99	-3
	Polyhalite		200	57.5-58	2.79	25
Crystalline rocks	Basalt	8 × 10 <sup>2</sup> -10 <sup>4</sup>	12-24	45-57.5 <sup>(5)</sup>	2.7-3.2	
	Granite	10 <sup>6</sup>	24-96	46.8-53.5	2.52-2.8	
	Gneiss	10 <sup>2</sup> -10 <sup>4</sup>	24-48	48.8-51.6	2.6-3.04	
(1) No hole conditions specified: will therefore vary.					(4) Calibrated	
(2) Values for the matrix material, compressional wave.					(5) Pressure 1 kbar.	
(3) For the CNL tool of Schlumberger					(6) All values variable.	
Fsp = Feldspars ma = matrix						

### 3.2.2. Analyse horizontale

Il n'y a pas de règles fixes pour l'interprétation lithologique manuelle rapide à partir de logs. Pour l'interprétation lithologique, on doit connaître et utiliser certaines caractéristiques. L'approche systématique est la meilleure. La grande lithologie est suggérée par le log obtenu à partir des pourcentages lithologiques « *mud log* ». On peut alors le vérifier et le comparer à la même profondeur, horizontalement, pour un log simple comme le GR (figure 20 (2)). L'interprétation continue, horizontalement avec les autres logs (sonique, résistivité et densité-neutron) pour vérifier la concordance. Si la lithologie ne concorde pas, il faudra faire le *feedback* au log suivant.



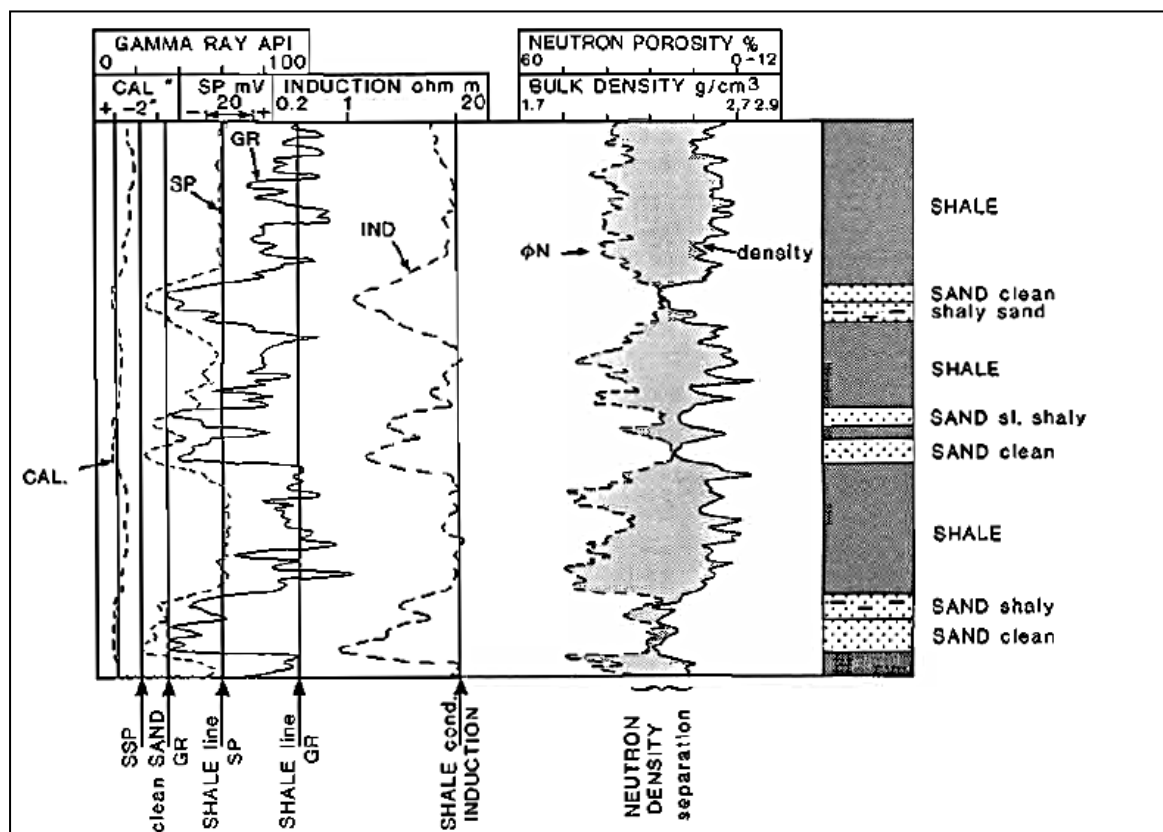
**Figure 20** : Etapes de reconstitution lithologique (Rider, 2006).

(1) = données de rig ; (2) = interprétation à partir du GR ; (3) = interprétations des autres logs et échantillons de puits (densité-neutron). La lithologie se construit de 1 vers 3 avec réitération.

### 3.2.3. Analyse verticale

Bien que l'interprétation horizontale soit la base de toute interprétation lithologique, des logs individuels seront aussi examinés verticalement pour les tournures, les lignes de bases ou les valeurs absolues. Pour le GR par exemple, on peut dessiner une ligne de base des shales avec un minimum de sable propre, de calcaires, etc... Si les logs sont plotés sur des échelles, la

combinaison du densité-neutron peut être mise en évidence soulignée avec des courbes de séparation (figure 21). Ce dernier est un excellent indicateur de lithologie.

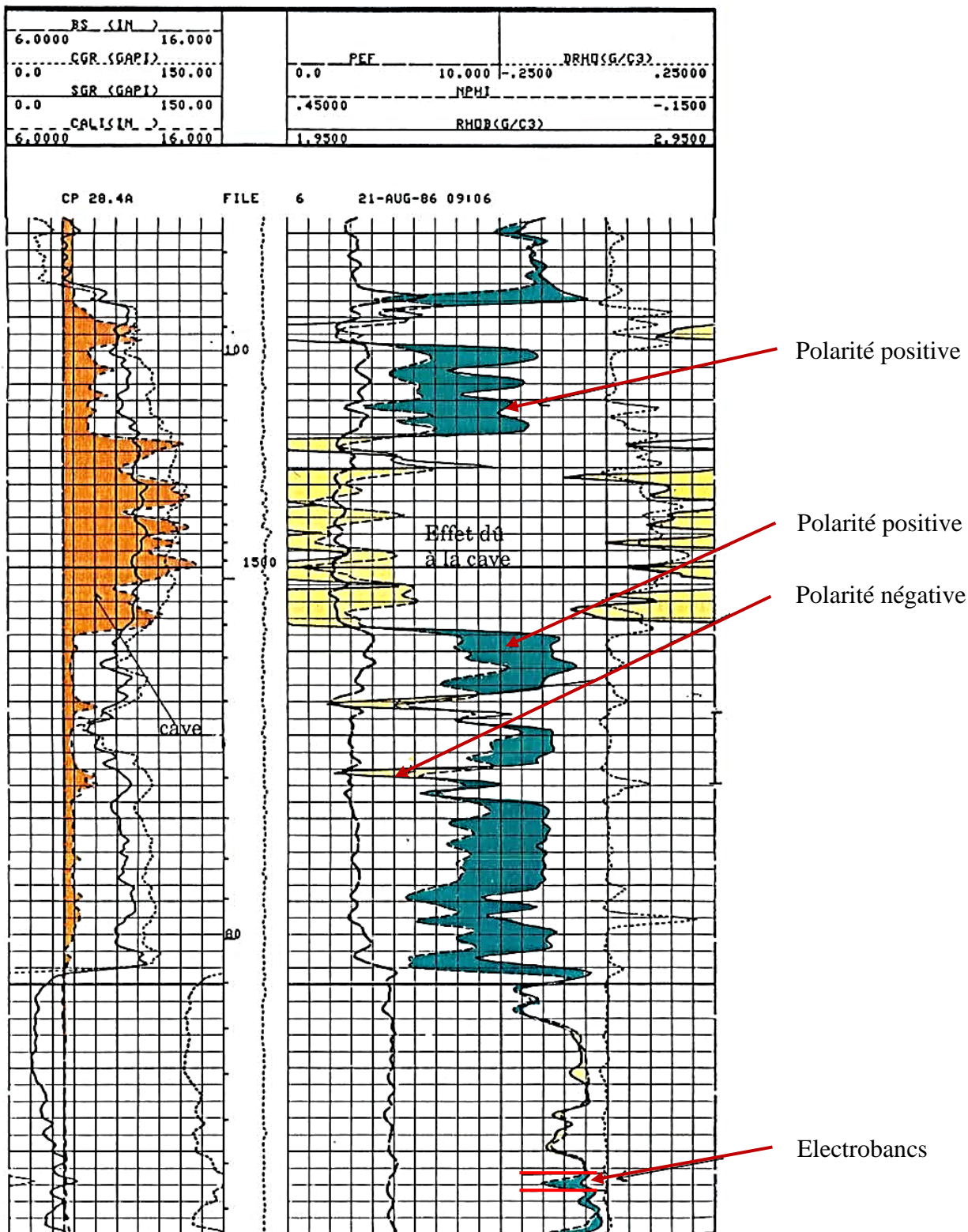


**Figure 21** : Lignes de bases et courbes de séparation dans une séquence de sable-shale (Rider, 2006).

### 3.2.4. Détermination des électrofaciès à partir des courbes RhoB - NPhi

Classiquement la représentation (cross plot) des enregistrements de densité (RhoB) et de porosité neutron (NPhi) permet par convention d'obtenir (figure 22) :

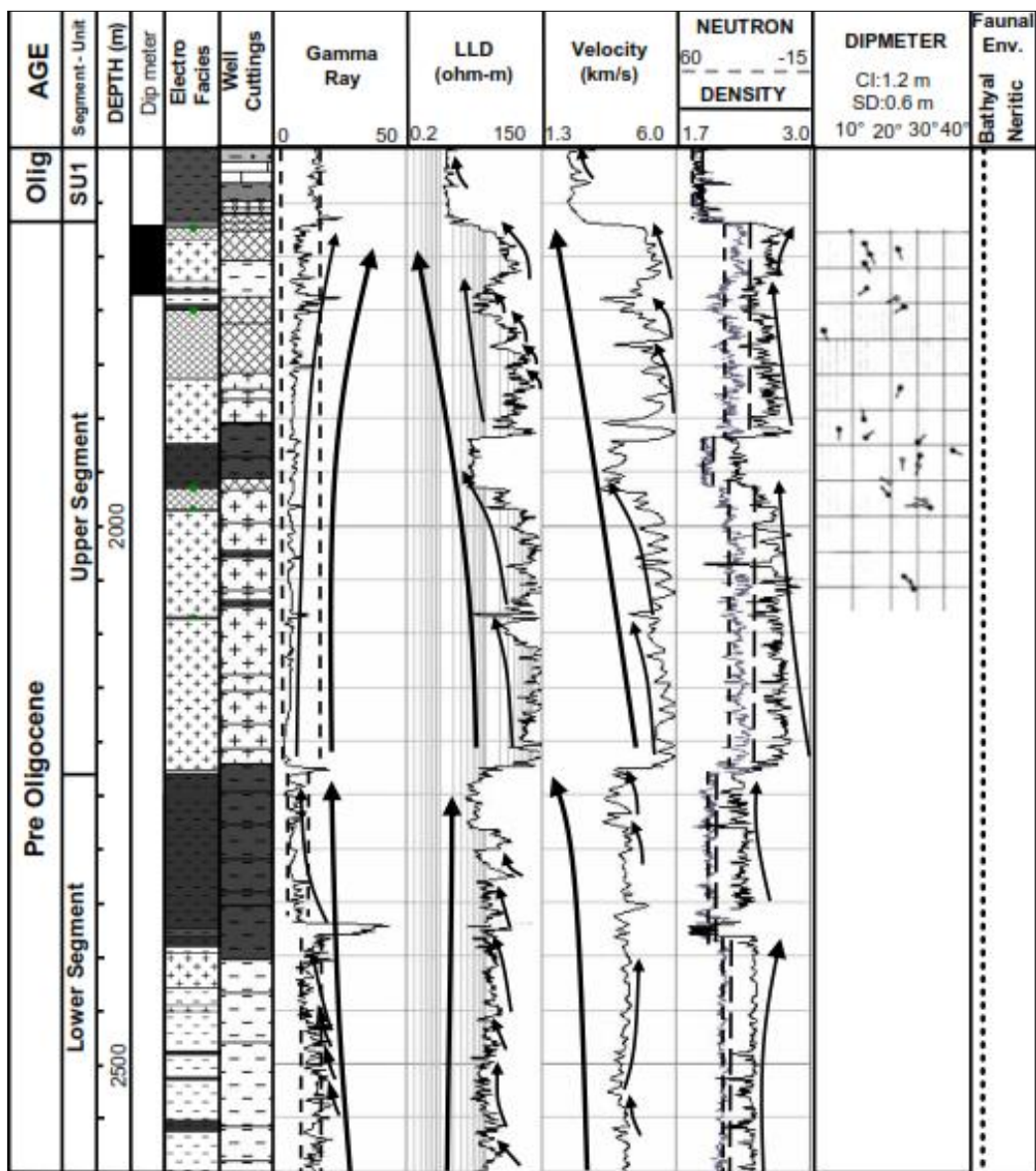
- les électrofaciès à polarité positive (tournures positive) : la courbe RhoB évoluant à droite de la courbe NPhi (l'intervalle entre ces deux courbes étant classiquement coloré en vert) indiquent généralement la présence d'argiles, de dolomies ou d'anhydrite (différenciation au niveau du gamma-ray et de la densité),
- les électrofaciès à polarité négative (tournure négative) : la courbe RhoB évoluant à gauche de la courbe NPhi (l'intervalle entre ces deux courbes étant classiquement coloré en jaune) caractérisent en général les faciès gréseux ;
- les électrofaciès à polarité nulle : les courbes RhoB et NPhi étant superposées correspondent à des calcaires.



**Figure 22 :** Diagraphies montrant une analyse faciologique (Bourquin, 1991).

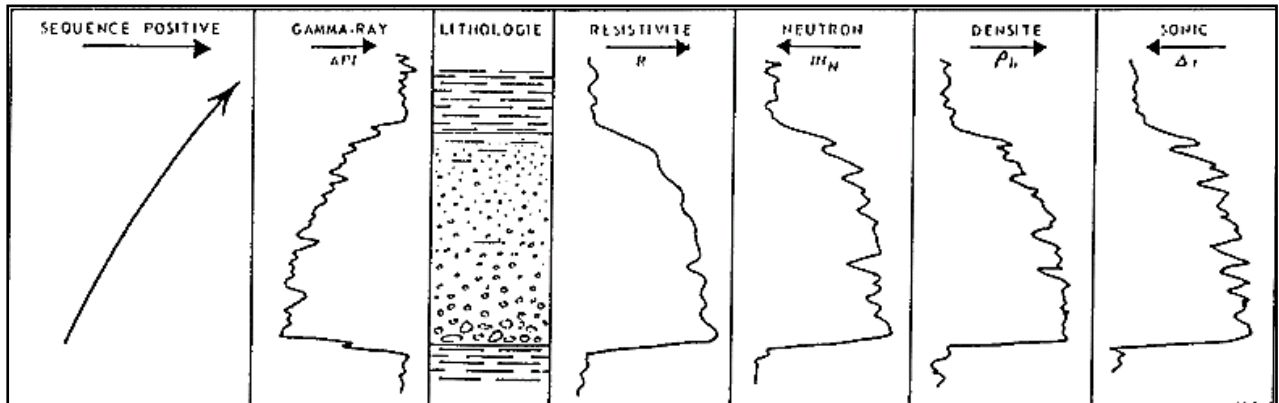
### 3.3. Analyse électro-séquentielle

L'interprétation des diagaphies pour l'analyse électroséquentielle débute par un découpage en électrofaciès homogènes, qui sont des zones de réponses diagaphiques relativement semblables et assez bien contrastées entres elles. A l'intérieur de ceux-ci, des électrobancs types sont définis (intervalle où les propriétés diagaphiques sont assez constantes). Les données brutes sont alors transformées en coefficients plus ou moins liés à la lithologie. Cette démarche permet d'avoir une approche de l'identité des faciès. Par la suite, des séquences élémentaires peuvent être déduites de l'agencement vertical des électrofaciès, puis regroupées en séquences de dépôt (figure 23).



**Figure 23 :** Exemple d'une analyse électro-séquentielle complète (Eduardo, 2009).

Les séquences de degré supérieur sont bien visibles et se matérialisent sur les enregistrements par des gradients diagraphiques (Serra, 1985) ou des rampes (figure 24). Deux rampes sont séparées par des ruptures (électro-ruptures). Les électro-séquences sont visibles simultanément sur plusieurs enregistrements diagraphiques ; elles sont caractérisées par des évolutions progressives des courbes de GR, RHOB, NPHI et DT.



**Figure 24 :** Rampes observées sur des diagraphies "de base" (Mathis, 1988 ; Augier, 1980).

### 3.3.1. Interprétation des faciès, séquences des faciès et milieux de dépôt, à partir des diagraphies différées

L'utilisation des méthodes manuelles ou semi automatiques et interactives de Serra (1985) et Rider (1990 et 2006) permet de retrouver les électroséquences des différents sondages à partir des données de diagraphie.

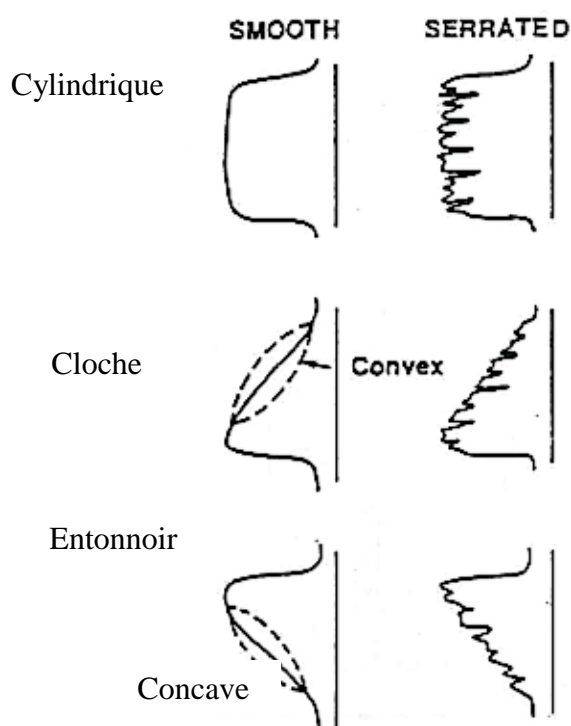
L'objectif de cette analyse est de construire une succession verticale d'électrofaciès interprétés en termes de faciès, de successions de faciès, de changements graduels – abruptes des faciès de discordance et de milieux de dépôt. Au niveau des diagraphies il y a des intervalles définis qui sont consistants ou qui changent de réponses et de caractéristiques, à tel point qu'ils peuvent être distingués des autres. Ces intervalles qui peuvent se différencier les uns des autres sont définis comme des électroséquences (Serra, 1985 ; Rider, 2006). Stratigraphiquement, une électro-séquence se compose de plusieurs faciès (électrofaciès). Pour l'interprétation des milieux de dépôt, on compare les faciès obtenus à partir de l'analyse des diagraphies et des électrofaciès dans des travaux qui montrent les processus de sédimentation dans différents milieux.



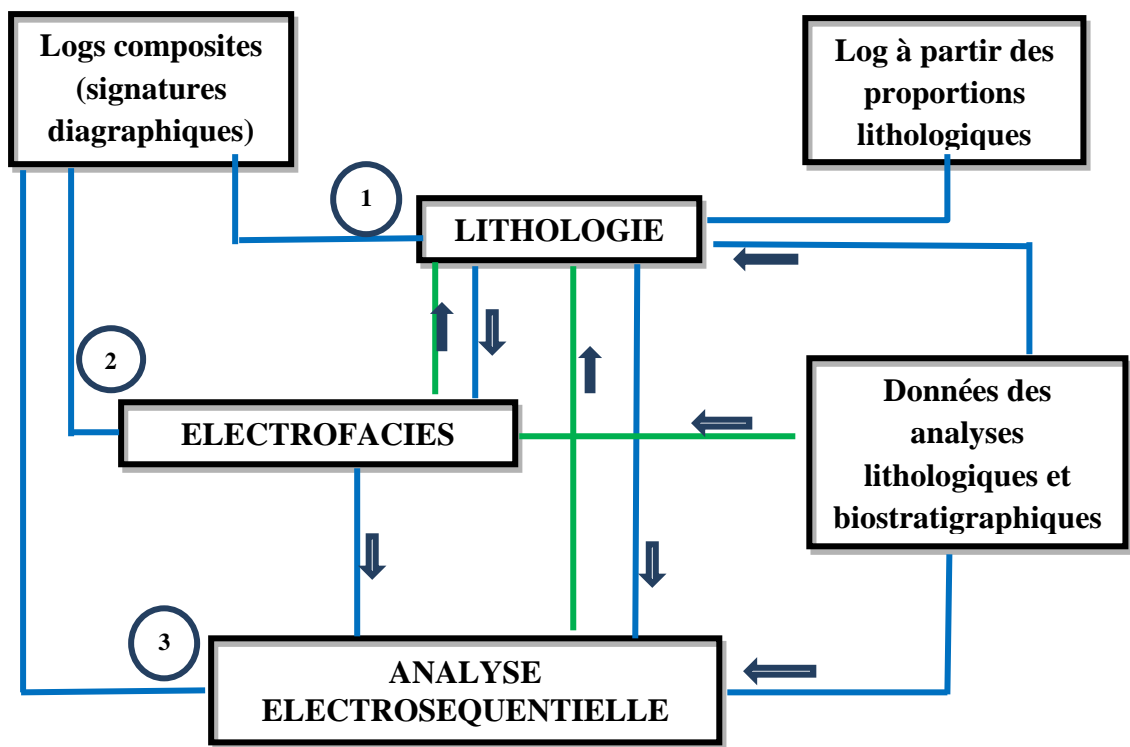
### 3.3.2. Caractérisation des électroséquences

Une fois la lithologie établie, on trace des lignes de base (intervalles entre lesquels la valeur de la diagraphie est constante), des lignes de tournure (augmentation ou diminution des valeurs de la diagraphie), des lignes des formes (cloche, cylindre, entonnoir) (figure 25), des changements ou ruptures abruptes et des anomalies (pics à valeurs très fortes). Avant l'interprétation et la discussion, il faut incorporer d'autres données comme l'âge, le paléoenvironnement déduit des faunes et des flores fossiles, etc. Une fois toutes ces données intégrées (lithologie, électrofaciès, analyse des échantillons et âges), on peut faire l'analyse électro-séquentielle.

L'analyse électroséquentielle faite dans chaque forage permet de réaliser des corrélations entre les différents sondages et de repérer les différents marqueurs géologiques. La figure 26 résume les différentes étapes de l'analyse électroséquentielle.



**Figure 25 :** Lignes de formes identifiées sur les diagraphies (Serra, 1985 ; Cant, 1992).



**Figure 26 :** Charte de circuit d'une analyse électroséquentielle (Rider 2006, modifié).

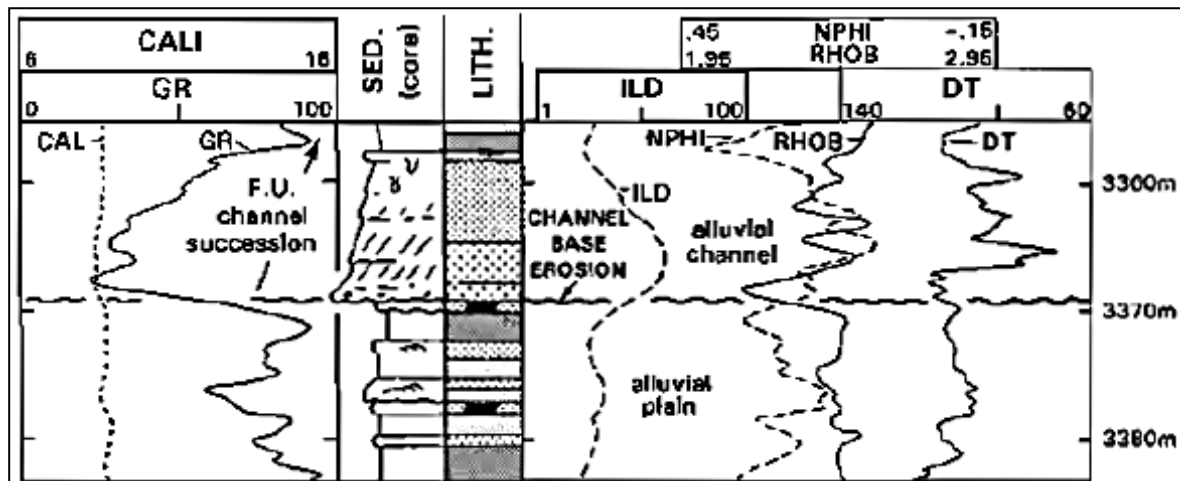
### 3.4. Méthodologie utilisée en stratigraphie électro-séquentielle

La stratigraphie électro-séquentielle est utile pour comprendre la dynamique des systèmes sédimentaires et de définir les facteurs qui contrôlent l'enregistrement sédimentaire au cours d'une période donnée. En combinant les données fournies par les méthodes précédentes et les subdivisions lithostratigraphiques, une interprétation de l'ensemble du Crétacé en séquences stratigraphiques est possible.

L'analyse électro-séquentielle permet d'établir une stratigraphie électroséquentielle à partir des diagraphies. La séquence est l'unité stratigraphique fondamentale de la stratigraphie séquentielle et consigne une durée de sédimentation de 0,5 et 3 Ma (Vail *et al.*, 1977). Une succession de dépôts est mise en place dans un contexte de séquence stratigraphique en s'appuyant sur les surfaces clés qui sont : **surfaces d'érosion, surfaces submergées et surfaces de sédimentation lente.**

**Les surfaces d'érosion** recherchées sont les **limites de séquences**. Elles se manifestent sur les logs diagraphiques par un changement abrupt dans la succession sédimentaire durant la régression marine. Les limites de séquences sont aussi des surfaces de discordance. Durant la régression, les dépôts montrent des granoclassements inverses (coarsening-up) et des

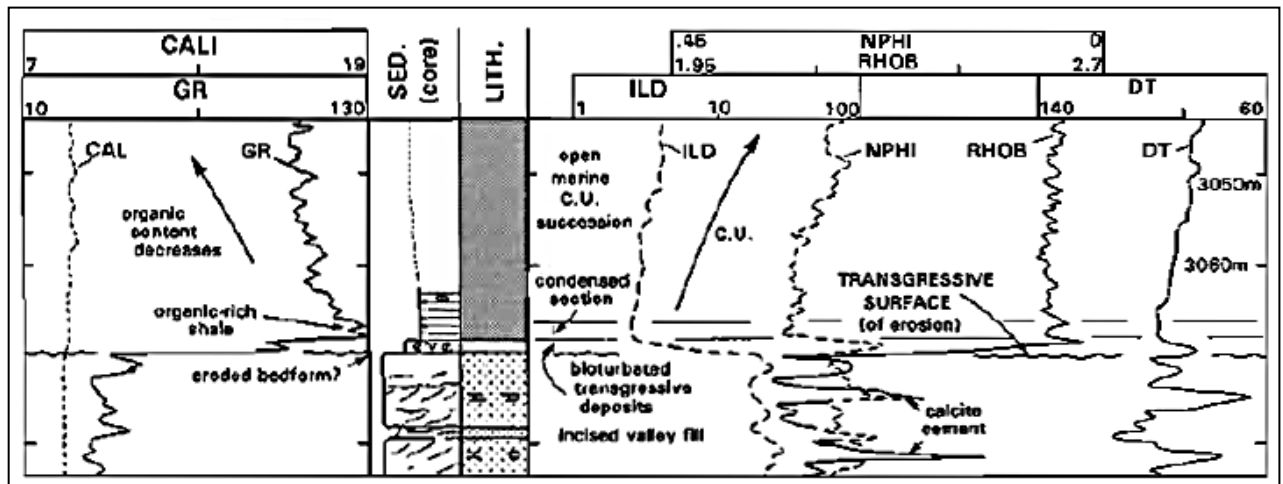
successions de lignes de rivage (shoreline) progradantes. La surface de régression correspond à une surface d'érosion ou au sommet d'un banc calcaire ou de grès (valeur très faible de radioactivité). La base d'érosion des chenaux peut être confondue à une limite de séquence. Sur les logs, elle se traduit par une rupture abrupte, un changement lithologique allant par exemple des argilites ou siltites aux sables ou grès et peut être identifiée sur une électro-séquence (figure 27).



**Figure 27 :** Exemple de surface d'érosion (Rider, 2006).

**Les surfaces submergées** concernent la **surface d'inondation marine** et la **surface transgressive**. La surface d'inondation marine se présente sur les logs comme une cassure abrupte entre les grès de la base et les argilites du toit et se termine par une succession de faciès à granoclassement inverse. La surface transgressive est plus abrupte que la première. Sur les logs, elle est associée à une érosion, d'où le nom de **surface transgressive d'érosion** (Nummedal & Swift, 1987 ; Baum & Vail, 1988). On l'appelle aussi **surface de ravinement**. Sur les logs, une **surface transgressive** montrera des ressemblances une surface d'inondation. La seule différence est que la tournure du log dans ce cas est plus abrupte (figure 28). La plupart des surfaces d'inondation se produisent au sommet de la progradation (successions de granoclassement inverse).

**Les surfaces de sédimentation lente** sont identifiées sur les logs diagraphiques par un pic élevé de gamma-ray (dans les argiles offshore) traduisant une surface d'inondation maximale. Une telle séquence est typiquement riche en faunes et microfaunes pélagiques.

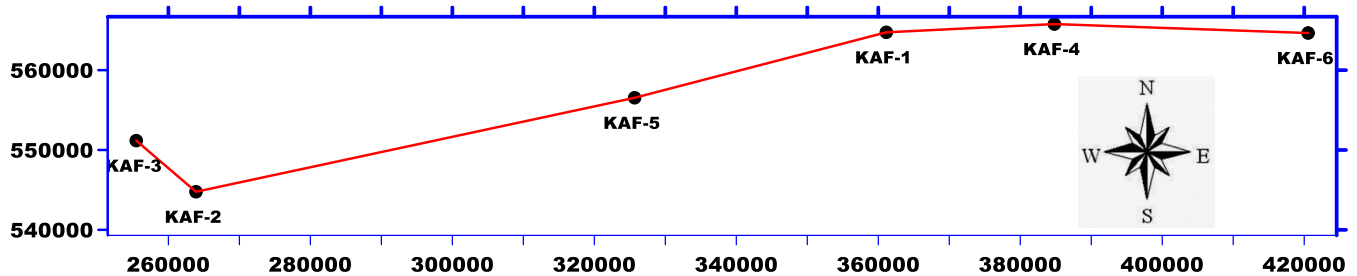


**Figure 28 :** Log montrant une surface transgressive d'érosion (Rider, 2006).

### 3.5. Corrélation stratigraphique

La corrélation stratigraphique est la relation des événements enregistrés ou non dans une séquence sédimentaire, dans 4 dimensions (longueur, largeur, hauteur, temps géologique). Cette relation spatio-temporelle est possible grâce à l'application du concept de faciès et des lois associées. Ainsi à la fin d'une analyse électro-séquentielle, on arrive seulement à observer la variation verticale de faciès dans chaque forage (groupe de faciès hétérochrones, hétéropiques composant une séquence de faciès). On sait également que les changements de faciès doivent être étudiés dans la dimension horizontale pour apprécier les changements latéraux de faciès (faciès isochrones, hétéropiques) qui composent les bandes des faciès.

Les corrélations ont été faite suivant la position des sondages sur la carte de la figure 29.



**Figure 29:** Carte de base servant à établir les profils de corrélations entre sondages.

## **Conclusion**

L'analyse des enregistrements diagraphiques est importante pour l'étude des bassins. Elle constitue un outil géologique particulier. Les diagraphies dites « de base » permettent de reconstituer la lithologie, de déterminer les électrofaciès, l'épaisseurs des couches, les électro-séquences et les environnements de dépôts du Crétacées du bassin offshore ivoirien (marge d'Abidjan). Les analyses électro-séquentielles donnent des indications sur les migrations du littoral (eustatisme), les discontinuités et les facteurs qui contrôlent la sédimentation du bassin.

# TROISIÈME PARTIE

## RESULTATS, INTERPRETATIONS ET DISCUSSION

## CHAPITRE IV : CARACTERISATION BIOSTRATIGRAPHIQUE DES ETAGES DU CRETACE

Les étages du Crétacé ont été délimités à partir de nombreux travaux biostratigraphiques : Jardiné & Magloire (1965), Saint-Marc & N'da (1997), Digbehi *et al.* (1997), Goua (1997), Téa *et al.* (1999), Coulibaly (2000), Zahoui (2003), Ablé (2008), Guédé (2009), Bamba (2009), Topé (2009), Djeya *et al.* (2010), Digbehi *et al.* (2011), Bamba *et al.* (2011), Bié *et al.* (2012), Kouassi *et al.* (2013), Baïkoro (2013), Zagbayou (2013), Kessé (2015). Les étages ou groupe d'étages délimités sont : l'Albien (Crétacé inférieur), le Cénomaniens, le Turonien, le Sénonien inférieur (Coniacien et Santonien), le Campanien et le Maastrichtien.

### 1. LIMITES DE L'ALBIEN (TOIT DU CRETACE INFERIEUR)

Au Crétacé inférieur, les sédiments les plus anciens recoupés dans le bassin offshore de Côte d'Ivoire par les forages datent de l'Albien. L'étage a été daté par une riche microflore de spores et grains de pollen comprenant *Inaperturopollenites* sp., *Elateropollenites protensus*, *Ephedripites klaszi*, *Sofrepites legouxi*, *Classopollis classoides*, *Elaterosporites klaszi*, *Elaterosporites verrucatus*, *Plicatella tricornitatus*, *Densoisporites velatus*, *Gnetaceapollenites barghornii*, *Classopollis* sp., *Appendicisporites potomacensis*, *Cicatricosisporites spiralis*, *Raistriki* sp., *Schizea certa*, *Classopollis brasiliensis*, *Galeacornea clavis*, *Galeacornea causea*, *Araucariacites* sp., et *Ephedripites* sp. (Jardiné & Magloire, 1965 ; Ablé, 2008 ; Guédé, 2009 ; Digbehi *et al.*, 2011). On trouve aussi de rares foraminifères planctoniques comme *Ticinella roberti*, *Ticinella raynaudi*, *Ticinella primula*, *Favusella washitensis* et *Hedbergella gorbachikae*, *Hedbergella albiana*, *Hedbergella angolae*, *Hedbergella delrioensis*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Globigerinelloides blowi*, *Globigerinelloides texamaensis* (Digbehi *et al.*, 1997 ; Saint-Marc & N'da, 1997 ; Coulibaly, 2000 ; Ablé, 2008 ; Bamba, 2009 ; Bamba *et al.*, 2011).

Les limites de l'Albien dans chaque sondage sont présentées dans le tableau IV. Les épaisseurs de l'étage sont variables d'un sondage à l'autre. Son épaisseur atteint 1183 m dans le sondage KAF-2 (2627 à 3807 m).

**Tableau IV** : Limites du crétacé inférieur (Albien).

	Sondages					
	KAF-1	KAF-2	KAF-3	KAF-4	KAF-5	KAF-6
<b>Toit (m)</b>	2079	2627	2768	2200	2682	2310
<b>Mur (m)</b>	3578	3807	3520	3570	2987	2998
<b>Epaisseur (m)</b>	1191	1183	752	1370	305	692

## 2. LIMITES DU CENOMANIEN

Le Cénomaniens est daté par la présence des miospores *Cicatricosisporites baconicus*, *Cretaceosporites polygonalis*, *Classopollis brasiliensis*, *Classopollis classoides*, *Classopollis jardinei*, *Ephedripites barghornii*, *Ephedripites multicostatus*, *Galeacornea clavis*, *Gnetaceaepollenites jansonii*, *Pemphixipollenites inequuiexinus*, *Steevesipollenites binodosus*, *Steevesipollenites cupuliformis*, *Steevesipollenites multilineatus* et *Triorites africaensis* (Magloire *et al.*, 1965 ; Tea & Yao 1993 ; Tea *et al.*, 1999 ; Digbehi *et al.*, 1997 ; Coulibaly, 2000 ; Guédé, 2009 ; Digbehi *et al.*, 2011). Les dinokystes sont rares au Cénomaniens et ne sont pas caractéristiques.

Les foraminifères planctoniques comprennent *Clavihedbergella simplicissima*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Globigerinelloides caseyi*, *Hedbergella brittonensis*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella planispira*, *Hedbergella simplex*, *Hedbergella spp.*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix moremani*, *Loeblichella hoezli*, *Shackoïna cenomana* et *Whiteinella brittonensis* (Chierici, 1996 ; Zahoui, 2003 ; Topé, 2009 ; Djeya *et al.*, 2010 ; Bamba *et al.*, 2011 ; Kouassi *et al.*, 2013 ; Kessé, 2015).

On trouve parfois dans certains sondages des niveaux remaniés caractérisés par le mélange de palynomorphes de l'Albien et du Cénomaniens. Ce sont les espèces : *Leptolepidites verrucatus*, *Lusatisporidites dettmannae* (Albien), *Classopollis classoides*, *Classopollis martinitii* et *Steevesipollenites cupuliformis* (Cénomaniens).

Ce remaniement a été mis en évidence par les foraminifères planctoniques du genre *Globigerinelloides* qui s'étendent de l'Albien au Cénomaniens.



Le Cénomaniens a été recoupé dans 4 sondages étudiés avec des épaisseurs variables. Dans le sondage « KAF-5 » son épaisseur est de 180 m (2502 à 2682 m). L'âge des niveaux recoupés est donné dans le tableau V.

**Tableau V** : Limites du Cénomaniens dans les sondages.

	Sondages			
	KAF-1	KAF-4	KAF-5	KAF-6
<b>Toit (m)</b>	1777	1820	2502	2310
<b>Mur (m)</b>	2079	2200	2682	2094
<b>Epaisseur (m)</b>	302	380	180	216

### 3. LIMITES DU TURONIEN

Le Turonien est souvent mal défini car il est plus souvent érodé. La microfaune et la microflore sont souvent mal conservées. Les miospores comprennent *Cretaceosporites muelleri* et *Tricolpites*, (Jardiné & Magloire, 1965 ; Digbehi, 1997, Digbehi *et al.*, 2011). Elles sont associées au dinokyste *Florentinia resex*. Dans certains forages, les palynomorphes sont absents.

Les foraminifères planctoniques caractérisent mieux le Turonien en Côte d'Ivoire avec les espèces *Clavihedbergella amabilis*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella planispira*, *Hedbergella simplex*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix reussi*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Whiteinella baltica* et *Whiteinella* sp., (Saint-Marc, 1977 ; Bamba *et al.*, 2011 ; Saint-Marc & N'da, 1997 ; Djeya, 2009 ; Kouassi *et al.*, 2013 ; Kessé, 2015).

Des niveaux de remaniement se rencontrent dans certains forages au Turonien (puits KAF-3). Il s'agit d'un mélange de palynomorphes et de foraminifères planctoniques du Cénomaniens au Turonien. Le mélange de palynomorphes du Cénomaniens-Turonien comprend *Classopollis classoides*, *Cicatricosisporites microstriatus*, *Cretaceosporites scabratus*, *Ephedripites ambiguus*, *Florentinia radiculata*, *Classopollis jardinei*, *Cyclonephelium vanophorum* et *Parasyncolpites* sp., *Cretaceosporites polygonalis*, *Florentinia resex*, *Crybelosporites pannuceus*, *Florentinia* sp., *Oligosphaeridium complex*, *Oligosphaeridium* spp., *Cicatricosisporites australiensis*, *Cicatricosisporites morhoides*, *Gnetaceipollenites oreadis* et *Klukisporites variegatus*. Les foraminifères planctoniques comprennent

*Hedbergella brittonensis*, *Guembelitria cenomana* (Cénomaniens) et le groupe des *Whiteinella* (Turonien).

Le Turonien a été reconnu dans tous les sondages étudiés (tableau VI). Son épaisseur est faible dans l'ensemble (10 m dans le « KAF-4 », entre 1810 et 1820 m).

**Tableau VI** : Limites du Turonien dans les sondages.

	Sondages					
	KAF-1	KAF-2	KAF-3	KAF-4	KAF-5	KAF-6
<b>Toit (m)</b>	1667	2591	2731	1810	2192	1993
<b>Mur (m)</b>	1777	2627	2768	1820	2502	2094
<b>Épaisseur (m)</b>	110	36	37	10	310	101

#### 4. LIMITES DU SENONIEN INFÉRIEUR (CONIACIEN-SANTONIEN)

Le toit du Sénomien inférieur est marqué par les palynomorphes *Droseridites senonicus*, *Oligospharidium complex*, *Odontochitina porifera*, *Triporoletes blanensis* et *Parasyncolpites* sp., sont indicateurs du toit du Sénomien inférieur. Ils sont associés aux dinokystes *Florentinia clavigera*, *Circulodinium distinctum*, *Florentinia resex*, *Areoligera senonicus*, *Hystrichodinium pulchrum*, *Odontochitina operculata*, *Xenascus sarjeantii* et *Xenascus sarjantii*. Les miospores comprennent *Ariadnaesporites potonei*, *Ariadnaesporites spinosus*, *Gabonisorites bacaricumulus*, *Gabonisorites vigourixii*, *Granulatasporites* spp *Ephedripites ambiguus*, *Microreticulatisporites nobilis*, *Proteadites dehaani*, *Ephedripites multicostatus*, *Inaperturopolenites* spp., *Tricolpites giganteus*, *Proteacidites sigalii*, *Tricolpites* spp., *Syncolpites marginatus*, *Syncolpites* spp et *Zivisporis blanensis* (jardiné, 1967 ; Kangah, 1997 ; Guédé, 2009 ; Digbehi *et al.*, 1997 ; Digbehi *et al.*, 2011).

Les foraminifères du toit du Sénomien inférieur comprennent des foraminifères planctoniques (*Archaeoglobigerina blowi*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Dicarinella primitiva*, *Dicarinella imbricata*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella* spp., *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix reussi*, *Heterohelix* spp., *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella baltica*) ainsi que des foraminifères benthiques agglutinés (*Gaudryina ellisorea*, *Marsonella oxycona oxycona*) et calcaires (*Buliminella colonensis africana*, *Bulimina crassa*, *Buliminella gabonica*,

*Neobulimina subregularis*) (Chierici, 1996 ; Coulibaly, 2000 ; Mouah, 2009 ; Djeya *et al.*, 2010 ; Saint-Marc & N'da, 1997).

Le Sénonien inférieur est présent dans tous les sondages étudiés (tableau VII) et son épaisseur est variable et faible (18 m dans le sondage « KAF-1 » entre 1649 m et 1667 m).

**Tableau VII : Limites du Sénonien inférieur dans les sondages.**

	Sondages					
	KAF-1	KAF-2	KAF-3	KAF-4	KAF-5	KAF-6
<b>Toit (m)</b>	1649	2487	2667	1670	2109	1628
<b>Mur (m)</b>	1667	2591	2731	1810	2192	1993
<b>Epaisseur (m)</b>	18	104	64	140	83	365

## 5. LIMITES DU CAMPANIEN

Chez les palynomorphes, le toit du Campanien est marqué par l'apparition des dinokystes *Xenascus ceratioides*, *Senegalinium obscurum*, *Andalusiella mauthei aegyptica*, *Trichodinium castanea*, *Trichodinium australe*, *Trichodinium castaneum*, *Odontochitinia operculata*, *Manumiella cretacea*, *Dinogymnium curvatum*, *Dinogymnium albertii*, *Andalusiella dubia*, *Hystrichodinium isodiametricum*, *Trichodinium castaneum*, *Unipontidinium grande*, *Andalusiella ivoirensis*, *Cerodinium granulostriatum*, *Andalusiella gabonensis* et *Buttinia andreevi* (Jardiné & Magloire, 1965 ; Digbehi *et al.*, 1996, 1997 et 2011 ; Téa *et al.*, 1999 ; Kouakou, 2013 ; Tahé, 2005 ; Guédé, 2009 ; Masure *et al.*, 1996).

Les foraminifères benthiques agglutinés du campanien comprennent *Gaudryina cretacea*, *Gaudryina rugosa*, *Plectina lenis*, *Reophax duplex*, *Gaudryina carinata*, *Gaudryina bentonensis*, *Hormosina indica* et *Gaudryina navarroana*. Les foraminifères benthiques calcitiques comprennent *Bulimina bantu*, *Orthokarstenia dentata*, *Buliminella cf. quadrilobata*, *Siphogenerinoides dentata*, *Orthokarstenia* spp. et *Afrobolivina afra* (Massala, 1993 ; Kangah, 1997 ; Digbehi *et al.*, 1997 ; Tahé, 2002 ; Djeya, 2009 ; Kouakou, 2013). Les foraminifères planctoniques sont rares.

Le Campanien est connu dans l'ensemble des six 6 sondages étudiés (tableau VIII) avec des épaisseurs variables. Son épaisseur atteint 90 m dans le sondage « KAF-4 » (1580 à 1670 m).

**Tableau VIII : Limites du Campanien dans les sondages.**

	Sondages					
	KAF-1	KAF-2	KAF-3	KAF-4	KAF-5	KAF-6
<b>Toit (m)</b>	1524	2136	2563	1580	1873	1308
<b>Mur (m)</b>	1649	2487	2667	1670	2109	1628
<b>Epaisseur (m)</b>	125	351	104	90	236	320

## 6. LIMITES DU MAASTRICHTIEN

Les palynomorphes caractéristiques du Maastrichtien comprennent *Andalusiella mauthei*, *Andalusiella gabonensis*, *Cerodinium granulostriatum*, *Andalusiella ivoirensis*, *Areoligera vermiculata*, *Andalusiella inflata*, *Andalusiella polymorpha*, *Andalusiella mauthei aegyptica*, *Dinogymnium acuminatum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium obscurum*, *Andalusiella rhomboids* et *Palaeocystodinium australinum*.

Les miospores comprennent *Longapertites microfoveolatus*, *Foveotriletes margaritae*, *Ariadnaesporites spinosus*, *Proteacidites dehaani*, *Proteacidites* spp. et *Buttinia andrevii* (Williams *et al.*, 1993 ; Masure *et al.*, 1996, 1998 ; Goua, 1997 ; Digbehi *et al.*, 1996, 1997, 2011 ; Téa *et al.*, 1999 ; Bié *et al.*, 2012 ; Baïkoro, 2013 ; Zagbayou, 2013).

La limite Crétacé/Paléogène (K-Pg) qui constitue le toit du Maastrichtien est marquée par les foraminifères planctoniques *Rugoglobigerina macrocephala*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Heterohelix striata*, *Heterohelix globulosa*, *Trinitella scotti*. Les foraminifères benthiques agglutinés comprennent *Plectina lenis*, *Rzehakina epigona fissistomata*, *Spiroplectammina navarroana*, *Gaudryina* cf. *rugosa*, *Gaudryina laevigata*, *Gaudryina pyramidata*, *Haplophragmoides excavatus*, *Reophax duplex*, *Spiroplectammina chicoana* et *Reophax globosus* (Baïkoro, 2013; Zagbayou, 2013).

On trouve aussi les foraminifères benthiques calcaires *Bulimina bantu*, *Orthokarstenia parva*, *Orthokarstenia clavata*, *Afrolivina afra*, *Bulimina quadrilobata*, *Afrolivina afra*, *Bulimina fang*, *Schackoina multispinata*, *Pseudotextularia elegans*, *Pseudogembelina costulata*, *Pseudogembelina excolata*, *Pseudogembelina palpabra* et *Hedbergella holmdelensis* (Stover & Evitt, 1978; Digbehi, 1987; Lentin & William, 1987; Williams *et al.*,

1993 ; Digbehi *et al.*,1996, 1997 ; Kangah, 1997 ; Masure *et al.*, 1998; Goua, 1997; Tahé, 2002; Djeya, 2009).

Le Maastrichtien est présent dans tous les sondages étudiés (tableau IX) avec des épaisseurs variables (90 m dans le sondage «KAF-1» entre 1434 et 1524 m).

**Tableau IX** : Limites du Maastrichtien dans les sondages.

	<b>Sondages</b>					
	KAF-1	KAF-2	KAF-3	KAF-4	KAF-5	KAF-6
<b>Toit (m)</b>	1434	1926	2231	1240	1698	869
<b>Mur (m)</b>	1524	2136	2563	1580	1873	1308
<b>Epaisseur (m)</b>	90	210	332	340	175	439

## **Conclusion**

Les données biostratigraphiques permettent de délimiter les murs et les toits des étages de l'Albien et du Crétacé supérieur : Cénomaniens, Turonien, Sénonien inférieur (Coniacien-Santonien), Campanien et Maastrichtien. Ces limites d'étages seront intégrées dans la base de données pour produire des logs avec le logiciel STRATER 5.

## **CHAPITRE V : ESSAI DE RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE PAR « MUD-LOG »**

Les « mud-logs » des dépôts crétacés de la marge d'Abidjan ont permis d'identifier les principales formations lithologiques et de suivre leur évolution verticale et latérales. Trois lithologies ont été mises en évidence : argilites, grès, calcaires et lithologies mixtes.

### **1. CARACTERISATION DES ARGILITES**

L'analyse des proportions lithologiques des sondages (KAF-1, KAF-2, KAF-3, KAF-4, KAF-5 et KAF-6) révèle 4 types d'argilites (types I, II, III et IV). Ce sont :

- les argilites de type I, essentiellement constituées d'argilites ;
- les argilites de type II sont marquées par la présence d'une faible proportion de grès ;
- les argilites de type III sont associées à de forte proportion de grès ;
- les argilites de type IV contiennent des carbonates (calcaires et marnes).

#### **1.1. Argilites de type I**

Ce sont surtout des argilites (90 à 100 %) gris sombre à gris brunâtre, fermes, légèrement micromicacées et peu silteuses avec des traces de calcaire blanchâtre à gris beige (0 à 10 %) par endroits (figure 30). On trouve exceptionnellement dans le sondage KAF-4 de rares traces de grès gris sombre à grains très fins et ciment calcitique (0 à 5 %) et de siltites gris clair à gris sombre verdâtre (0 à 5 %). On note aussi dans ces formations des traces de microdébris carbonés, des cristaux de pyrites, des glauconites abondantes et beaucoup de foraminifères.

Les argilites de type I sont présentes dans tous les sondages étudiés avec des épaisseurs variables (entre 212 m et 588 m). Ce type de lithologie est connu dans la Formation « B » avec le plus souvent une à deux unités lithologiques suivant les sondages.

La sédimentation a eu lieu par décantation (empilement lent et vertical) de particules fines en suspensions pendant des périodes calmes ou après la diminution de la vitesse de l'eau.

L'abondance des foraminifères dans tous les sondages traduit des conditions de vie très favorables. Les argilites silteuses renfermant ces foraminifères indiquent un milieu marin situé sous la limite d'action des vagues (Reading, 1996).

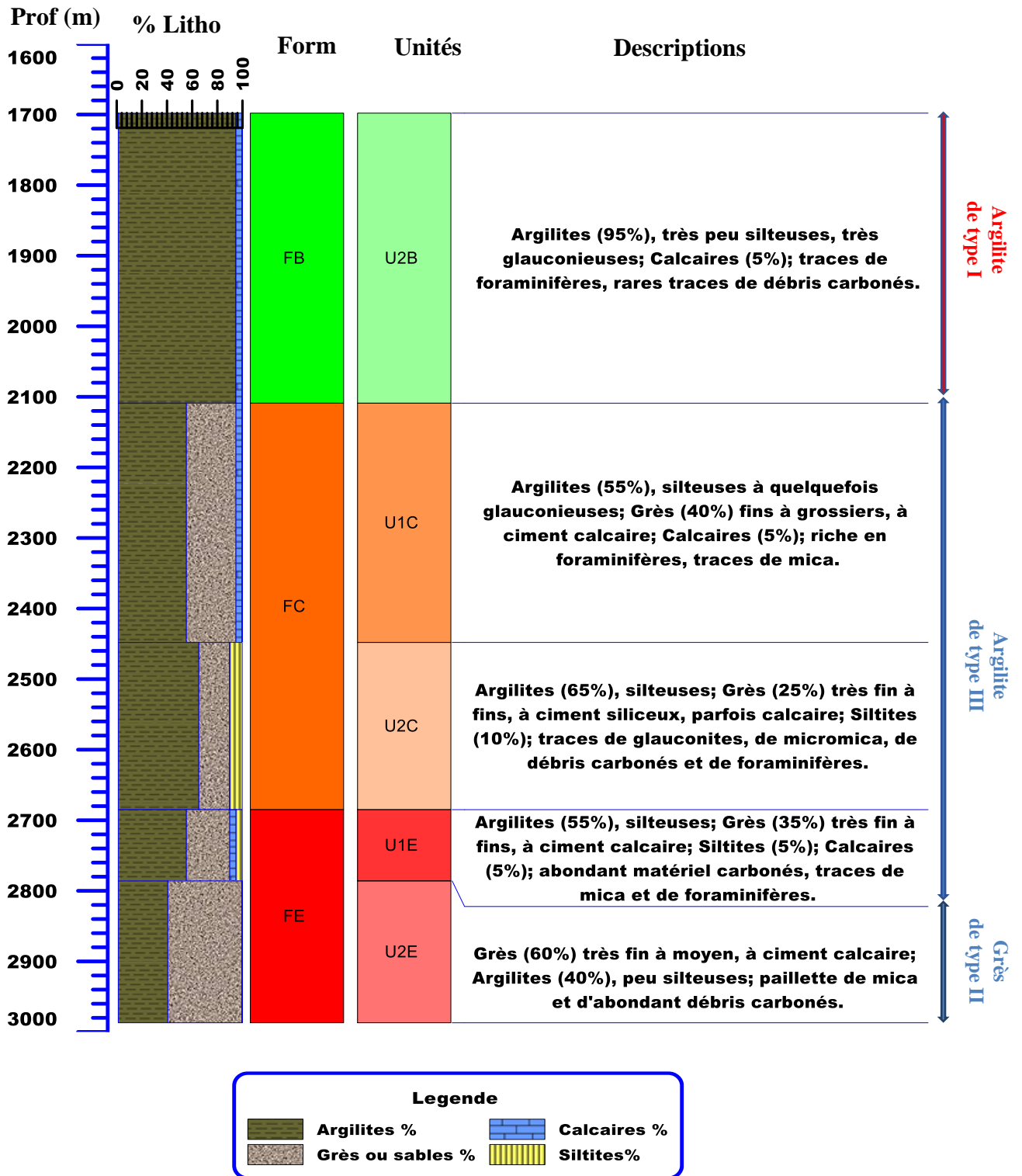


Figure 30 : Mud log du sondage KAF-5.

(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion Lithologique ; Forms : Formations)

## **1.2. Argilite de type II**

Ce faciès peu épais (70 m à 119 m) est connu uniquement dans les sondages KAF-3 et KAF-6 au sommet de la série (figure 31). Elle est constituée d'argilites gris sombre à jaune brunâtre, légèrement micromicacées et peu silteuses (70 à 90 %). Les argilites renferment un pourcentage variable de grès (10 à 30 %) gris brunâtre à ciment siliceux et grains bien triés, subanguleux à subarrondis. On y trouve des traces de pyrite, de glauconite et des foraminifères. Ce dépôt constitue la Formation « A » avec une seule unité lithologique.

La texture très fine des argilites associée aux grès, indique un milieu de dépôt à hydrodynamisme faible à moyen. La présence de foraminifères marins indique un dépôt marin franc. La glauconite indique un milieu marin peu profond.



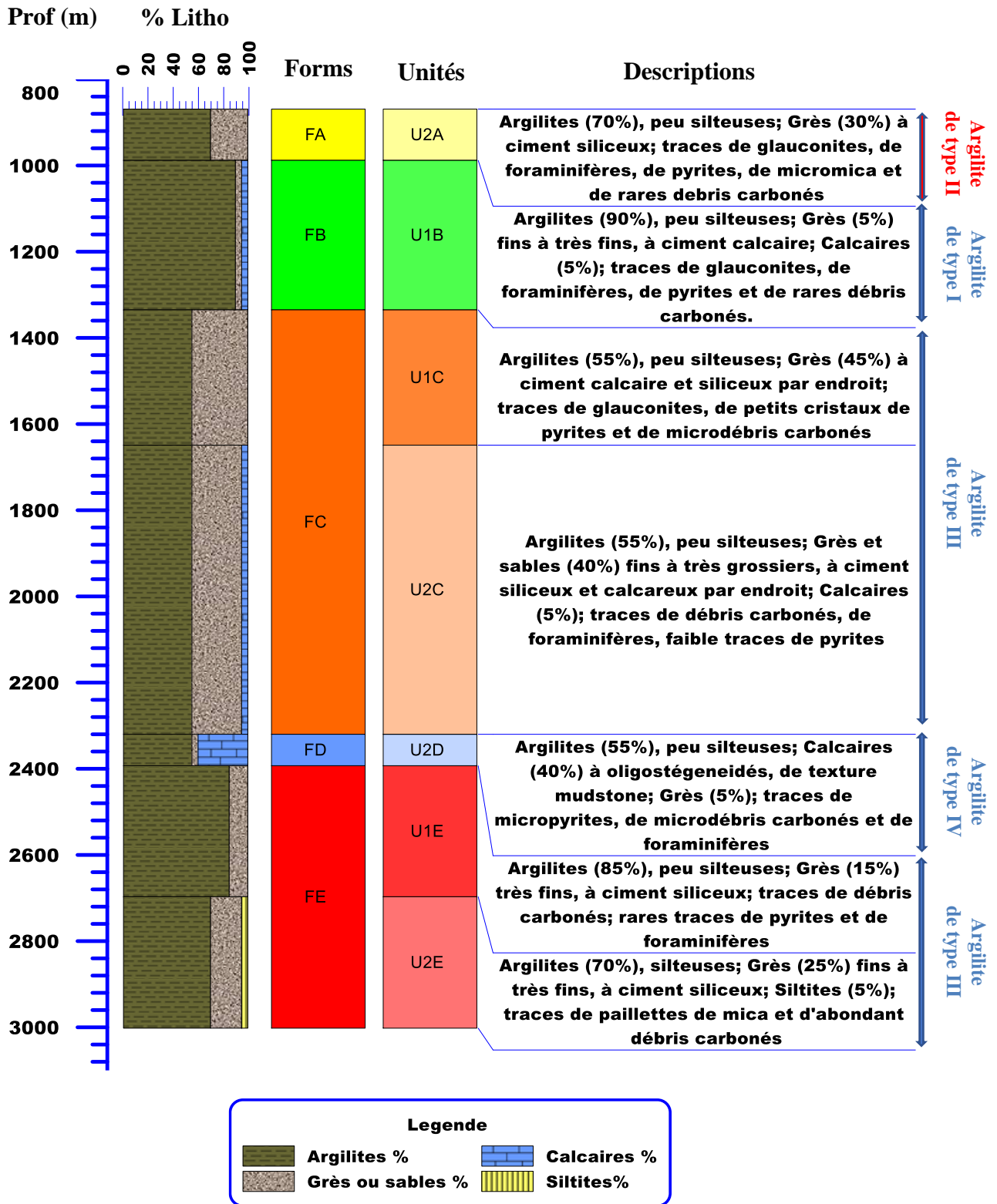


Figure 31 : Mud log du sondage KAF-6.

(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion Lithologique ; Forms : Formations)

### 1.3. Argilite de type III

Ces argilites se distinguent des précédentes par la plus forte proportion de grès ou de sable. L'écart est faible dans la proportion des argilites et du grès. Elles sont présentes à la base et au milieu de la série.

Ces argilites sont connues dans tous les sondages étudiés. Elles sont présentes dans les formations « C » et « E » où, elles alternent souvent avec des grès et des sables (figure 32). La Formation « C » renferme une à deux unités lithologiques, alors que la Formation « E » comprend 2 à 3 unités selon les sondages.

Les argilites (55-80 %) sont gris sombre à gris brunâtre, silteuses à peu silteuses, fermes, feuilletées par endroits, micromicacées, avec des traces de microdébris carbonés, des tests de foraminifères. Accessoirement on trouve de la glauconite et des cristaux de pyrite. Ces argilites renferment du grès ou du sable (20-45 %). Le grès est gris, gris olive à gris sombre, translucide, avec des grains fins à grossiers, subanguleux à arrondis, moyennement triés à bien triés légèrement micromicacés. Le ciment est calcitique à siliceux. Le sable est blanc laiteux, à grains fins à très grossiers, subanguleux, avec des paillettes de mica et des traces de pyrite. A la base on trouve des lamelles de siltites gris clair, gris sombre verdâtre, friables à fermes souvent associées aux argilites.

La présence de pyrite et de glauconite dans le sédiment indique un milieu d'abord réducteur (formation de la pyrite), puis progressivement oxydant.

La taille des sédiments observés indique un milieu de dépôt relativement agité et peu favorable à la précipitation des carbonates. Cette sédimentation suggère un environnement calme avec parfois des périodes de haute énergie.

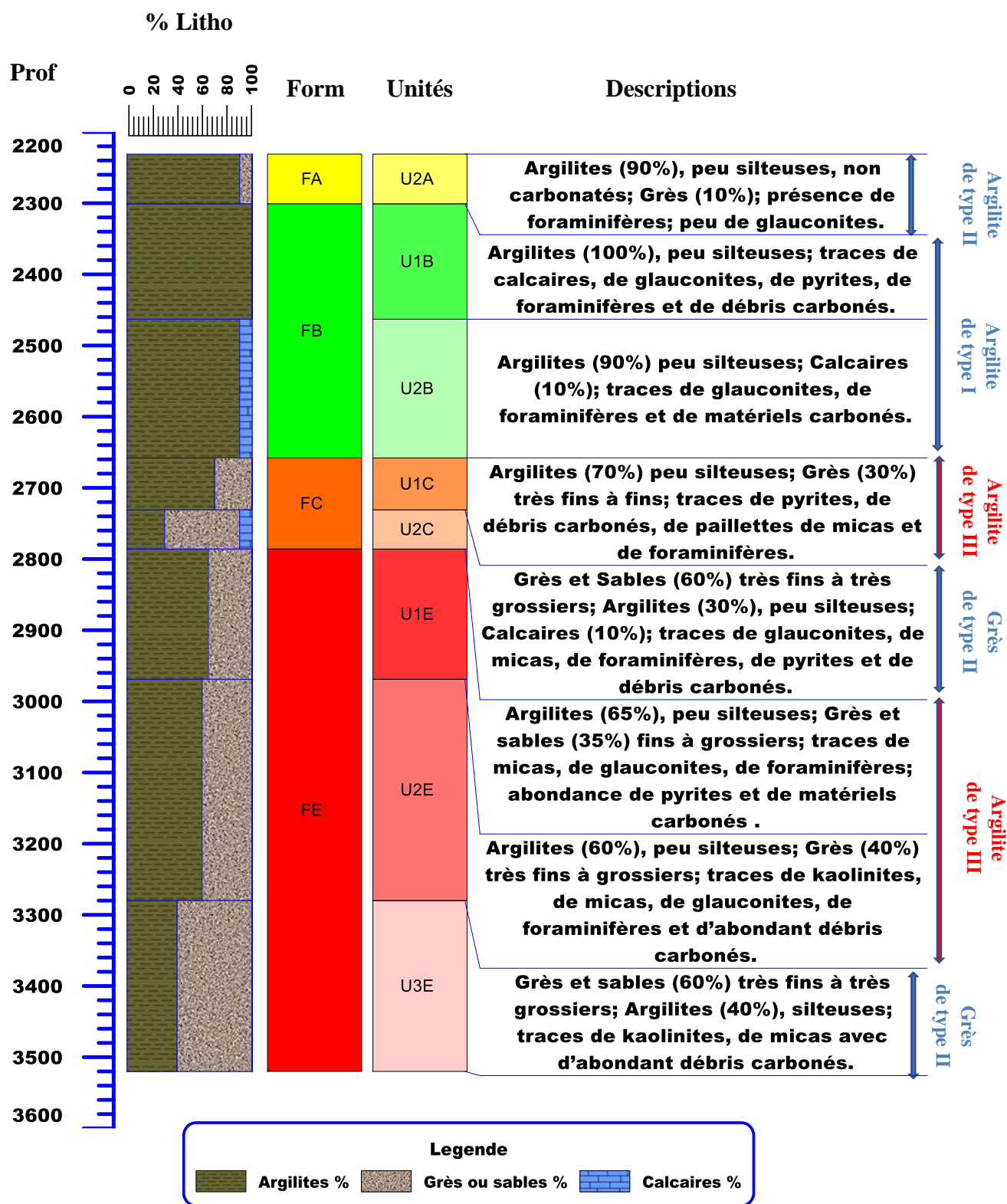


Figure 32 : Mud log du sondage KAF-3.

(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion Lithologique ; Forms : Formations)

#### **1.4. Argilites de type IV**

Dans ce type (figure 33) on trouve des argilites (50-55 %) gris sombre à gris brunâtre, fermes, micromicacées, silteuses par endroits, des carbonates (calcaire = 10-40 % ; marne = 15-35 %) et de rares grès (5 %). On trouve aussi en traces des microdébris carbonés, de la pyrite, de la glauconite et des tests de foraminifères. Les calcaires à oligostéginidés sont gris brunâtre à gris sombre, durs et micromicacées. Les grès sont constitués de grains très fins à fins, bien triés, avec un ciment calcitique.

Ces argilites se rencontrent dans les sondages KAF-2, KAF-4 et KAF-6 et constituent avec les calcaires la Formation « D ». La sédimentation caractérise un milieu calme avec des périodes de basse énergie. Les traces de grès ou de sable très fins à fins seraient dues à des tempêtes épisodiques.

## **2. CARACTERISATION DES CALCAIRES**

Ce sont des calcaires à Oligostéginidés, blanc beige à gris, microcristallins, intercalés d'argilites (figure 33). Les argilites sont gris sombre à brunâtre et fermes. On trouve des traces de marnes gris sombre à gris brunâtre et friables. Ces calcaires renferment des grains de glauconite abondants, des traces de débris carbonés et des cristaux de pyrite. Les foraminifères sont très riches. Ces calcaires ont une texture variable de mudstone à wackestone.

On trouve ces calcaires dans le sondage KAF-2. Les calcaires et les argilites de type IV constituent la Formation « D » et renferment une à deux unités lithologiques.

La présence de foraminifères marins indique un milieu marin franc. D'après Lajnef *et al.* (2005), les carbonates à matrice très fine renfermant la glauconite indiquent un écoulement faible et un dépôt peu profond. Les carbonates de texture mudstone à wackestone indiquent un milieu peu agité.

Les calcaires à *oligostéginidés* (algues) se forment par précipitation et accumulation de carbonates. Les tests de ces algues se rencontrent dans une tranche d'eau de 100 à 200 m de profondeur. Ce faciès indique un milieu de dépôt de faible énergie. Cette sédimentation pélagique (Einselle, 1992) correspond au lent dépôt dans la colonne d'eau, de particules précipitées biochimiquement depuis la surface (origine biogène).

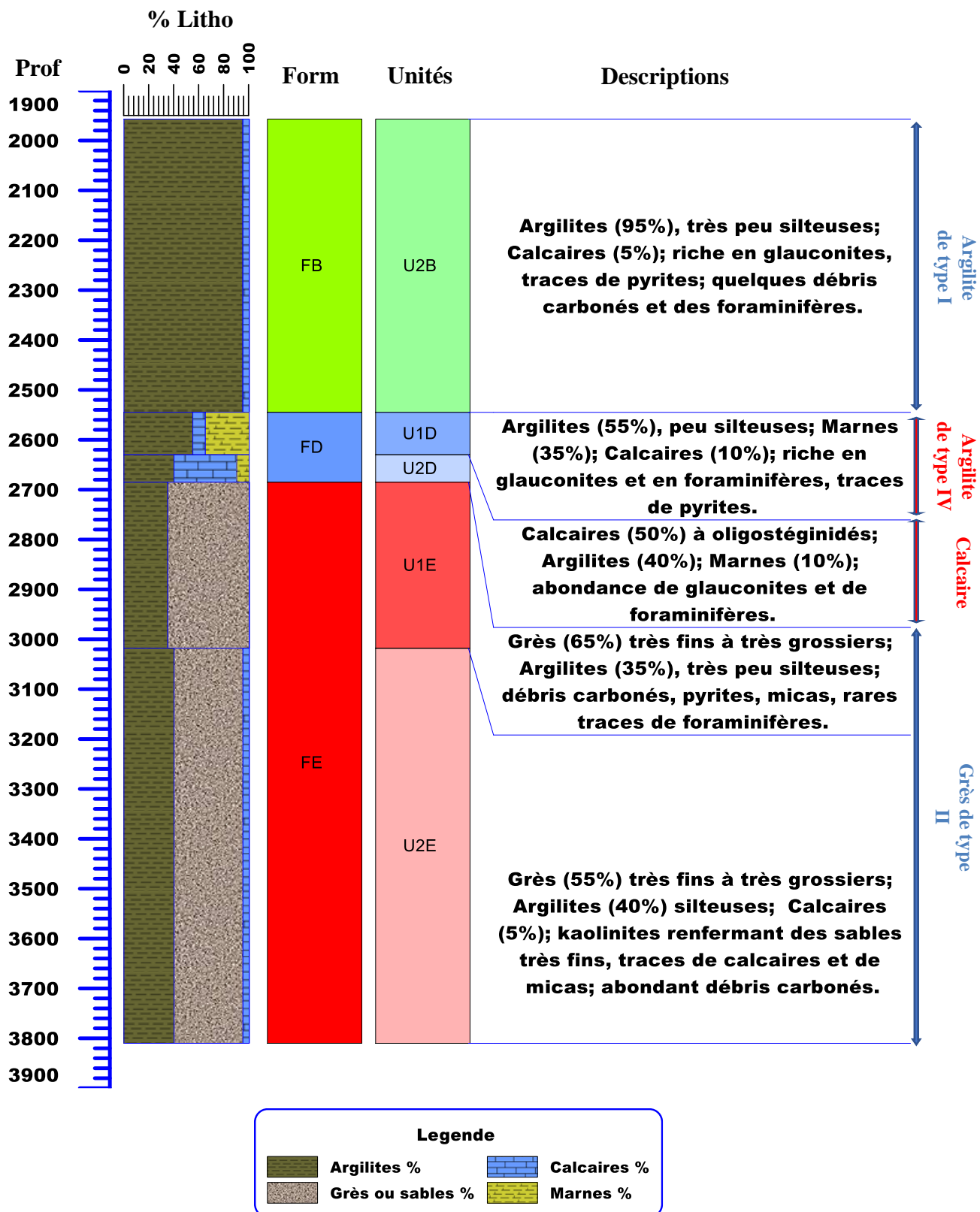


Figure 33 : Mud log du sondage KAF-2.

(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion Lithologique ; Forms : Formations)

### **3. CARACTERISATION DES GRES**

Deux types de grès (types I et II) se rencontrent sur les « mud-logs » des sondages. Ce sont :

- les grès de types I se retrouvent à la base des « mud-logs ». Ils sont associés aussi aux argilites et parfois on note des traces de siltite ou de calcaire.
- les grès de type II se situent à la base ou au milieu de la série et sont associés à d'importantes proportions d'argilites ;

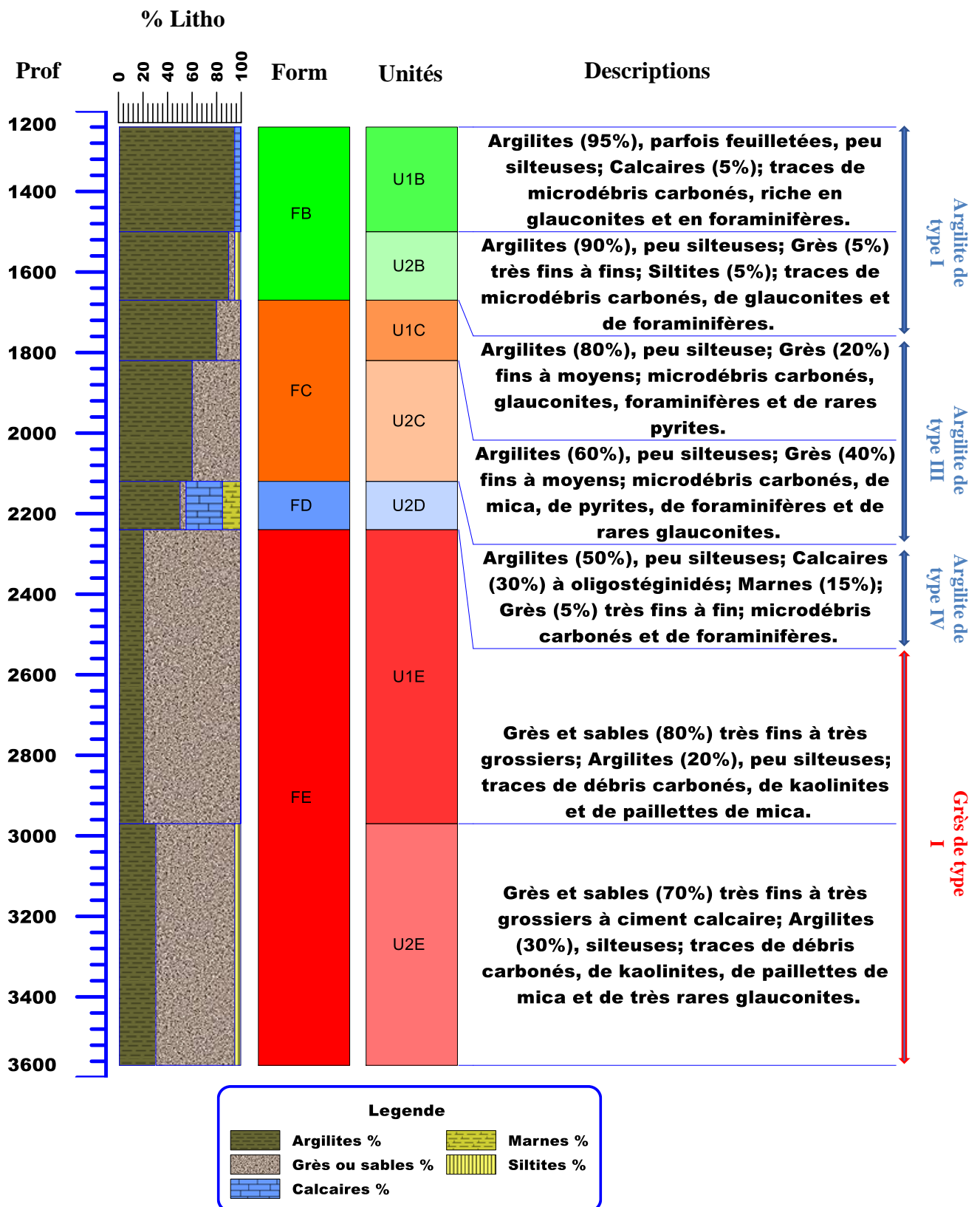
#### **3.1. Grés de type I**

Ce sont des grès blancs à gris sombres, très fins à très grossiers, subanguleux, parfois subarrondis et mal triés, avec un ciment calcitique parfois argileux (figure 34). Ils sont légèrement micacés et renferment d'abondants débris carbonés. Le sable, de couleur blanchâtre micacé, montre des grains très fins à très grossiers et subanguleux à subarrondis. Les argilites sont silteuses, gris sombre à sombre, micromicacées, non calcaires, évoluant vers les siltites par endroits. On trouve aussi quelques siltites gris clair, gris sombre verdâtre à gris olive, des traces de kaolinite légèrement sableuse, de calcaires, de micas, de pyrite et de très rares foraminifères.

Ces grès sont connus dans les sondages KAF-2, KAF-4 et KAF-5 et constituent avec les argilites de type III la Formation « E ».

Cette formation se caractérise par la rareté ou l'absence de glauconite et de pyrite et indique un milieu peu réducteur. La forte proportion de débris carbonés indique des apports terrigènes importants venus du continent.

Les grès et les sables grossiers caractérisent un milieu de haute énergie. Les argilites caractérisent les dépressions et correspondent à des particules fines transportés du continent. Les teneurs élevées en kaolinite indiquent une hydrolyse continentale particulièrement intense (Chamley *et al.*, 1989).



**Figure 34:** Mud log du sondage KAF-4. (Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion Lithologique ; Forms : Formations)

### **3.2. Grès de type II**

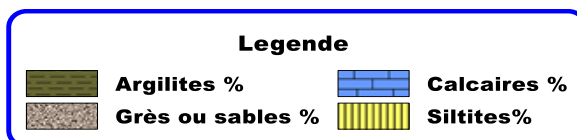
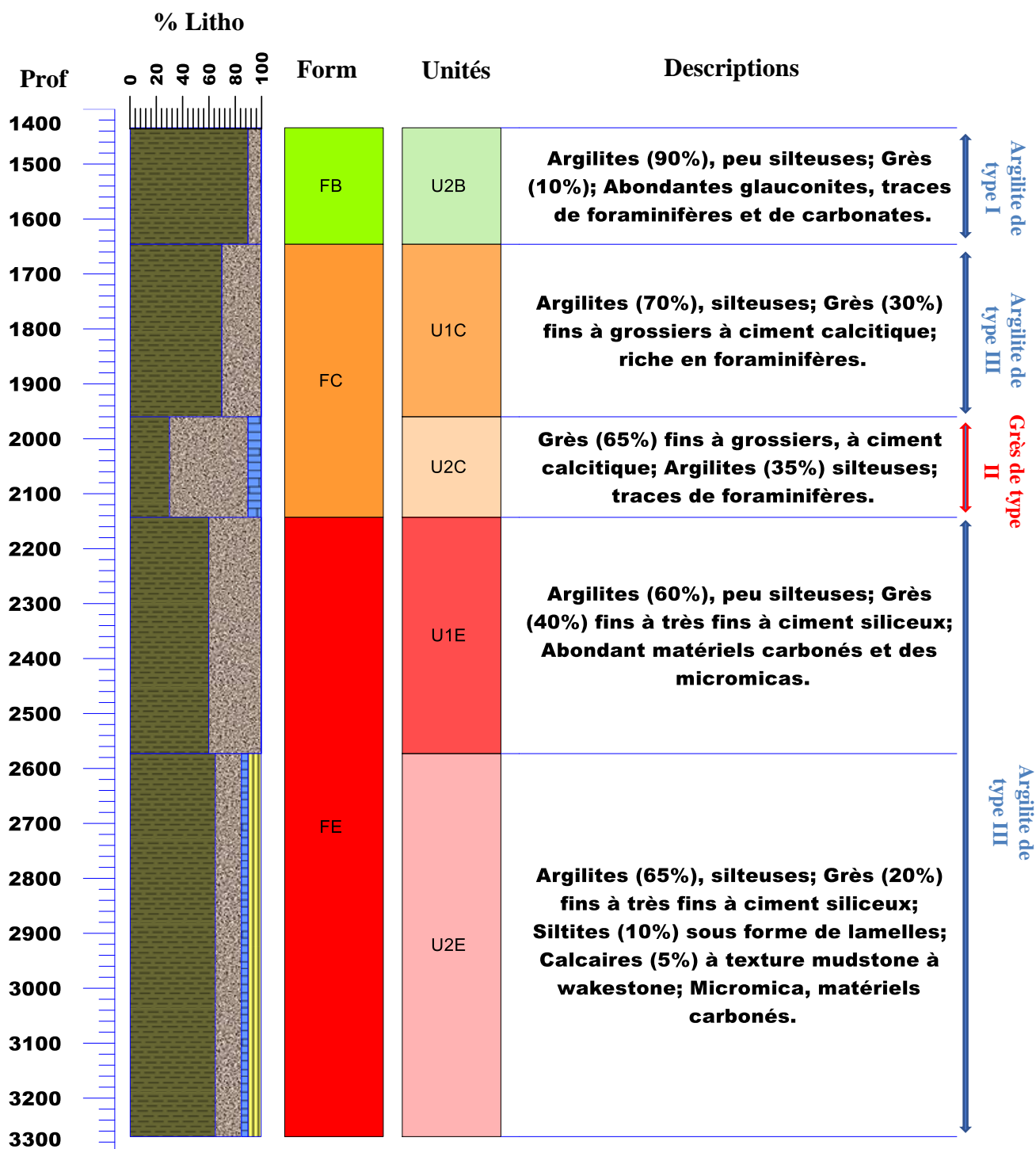
Ces grès renferment d'importantes proportions d'argilites parfois silteuses (30 à 35 %) riches en foraminifères. Les grès (60 à 65 %) sont gris clair, gris olive à gris sombre, translucides, avec des grains fins à grossiers, subanguleux à subarrondis, moyennement triés à bien triés, légèrement micromicacés (figure 35). Le ciment est calcitique ou siliceux par endroits. On trouve aussi du sable transparent, blanc laiteux, avec des grains fins à très grossiers, subanguleux. Les minéraux accessoires sont la pyrite, la glauconite, le quartz, les paillettes de micas et du calcaire blanc à texture mudstone à wackestone.

Ce grès est connu dans les sondages « KAF-1 et KAF-3 » et constitue avec les argilites de type III la Formation « C ».

La présence de foraminifères indique un dépôt marin. La présence de cristaux de quartz et de paillettes de micas indique une influence continentale dans le milieu marin. La forme subanguleuse à subarrondie des grains de sables indiquent la proximité du continent. Les grains de quartz indiquent le transport ou le remaniement des apports détritiques.

Les grès sont cimentés par la calcite ou la silice. Ces ciments (calcite, silice) se forment probablement à partir des éléments libérés par la dissolution des grains originels.





**Figure 35:** Mud log du sondage KAF-1.

(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion Lithologique ; Forms : Formations)

## **4. CORRELATIONS LITHOLOGIQUES ET REPARTITION DES DIFFERENTES FORMATIONS**

La corrélation lithologique (figure 36) montre des variations verticales et latérales de faciès. Le remplissage de cette partie du bassin ivoirien est composé d'argilites, de grès et/ou sable, de calcaire avec de rares marnes et siltites. On y trouve une succession de 5 ensembles sédimentaires ou formations lithologiques:

### **4.1. Formation lithologique E (FE)**

Le dépôt essentiellement détritique est constitué par les argilites de type III, ainsi que par les grès et sable de type I. On trouve dans certains sondages des traces de siltites gris clair, gris sombre verdâtre à gris olive. On trouve des foraminifères au sommet de la formation. Cette formation lithologique est présente dans tous les sondages étudiés, avec des épaisseurs très variables (302 m à 1330 m). Les grès ont un ciment plus carbonaté à l'Est qu'à l'Ouest, où le ciment siliceux prédomine. Les grès et les sables du Nord-Est sont plus grossiers que ceux du Sud-Ouest.

Les argilites de type III et les grès de type I se sont déposés en milieu calme avec des périodes plus agitées.

Les rares foraminifères du sommet indiquent une faible oxygénation du milieu de dépôt. Les dépôts de la base de la Formation « E » indiquent la proximité d'une source génératrice du matériel détritique et par conséquent une plateforme silico-clastique (Helm, 2009). La présence de paillettes de micas et de cristaux de quartz détritiques indique un transport sur une courte distance. Cela est confirmé par les grains, subanguleux ou subarrondis.

### **4.2. Formation lithologique D (FD)**

Cette formation d'épaisseur peu variable et faible (maximum 140 m), est caractérisée par de fortes proportions en carbonate de calcium. Elle comprend une à deux unités lithologiques selon les sondages. Elle est absente dans les sondages KAF-1, KAF-3 et KAF-5. A l'Ouest du profil « sondage KAF-3 », on note un changement latéral de faciès. Les calcaires et argilites de type IV passent à des argilites de type III, des grès fins et du sable fin à grossier.

Elle est constituée d'argilites de type IV et de calcaires à *Oligostéginidés* blancs beiges à gris sombre ou brunâtres. Les calcaires ont une texture mudstone à wackestone. La formation présente quelques passées de grès gris sombre à gris clair, très fins à fins, avec un ciment calcitique (argilites de type IV).

L'absence de cette formation dans certains sondages indique qu'elle a été soit érodée ou ne s'est pas déposée. Elle apparaît souvent sous forme de lentilles dans le bassin ivoirien.

Les épaisseurs (peu variables) indiquent l'absence d'activité tectonique significative.

#### **4.3. Formation lithologique C (FC)**

La Formation « C » est essentiellement détritique avec des argilites de type III, des grès de type II et parfois par des niveaux de sable. Elle renferme une à deux unités lithologiques selon les sondages. Ces argilites de type III sont plus silteuses au Nord du bassin qu'au Sud (figure 36). Les grès ont un ciment calcaire ou siliceux.

La Formation « C » est très épaisse à l'Est et au Nord du bassin (985 m). A l'Ouest et au Sud elle est absente ou peu épaisse (73 m). Elle est présente dans tous les sondages sauf dans KAF-2 où elle est soit érodée ou ne s'est pas déposée.

La taille des sédiments indique un milieu peu agité et moins favorable à la précipitation des carbonates. Cette sédimentation indique un milieu calme avec des périodes de haute énergie.

#### **4.4. Formation lithologique B (FB)**

La Formation lithologique « B » est composée d'argilites gris sombre à gris brunâtre et reconnue dans tous les sondages étudiés avec des épaisseurs variables (212 m à 588 m).

Dans les sondages situés à l'Ouest, les argilites sont plus pauvres en carbonates par rapport à ceux de l'Est qui contiennent des traces de calcaire et de siltite plus fréquentes avec parfois des traces de grès fins à très fins.

La présence de glauconite indique un environnement de dépôt marin (Lajnef *et al.*, 2005). La présence de pyrite dans les sédiments fins peut-être attribuée à la réduction des sulfates par les Bactéries (Irwin *et al.*, 1977).

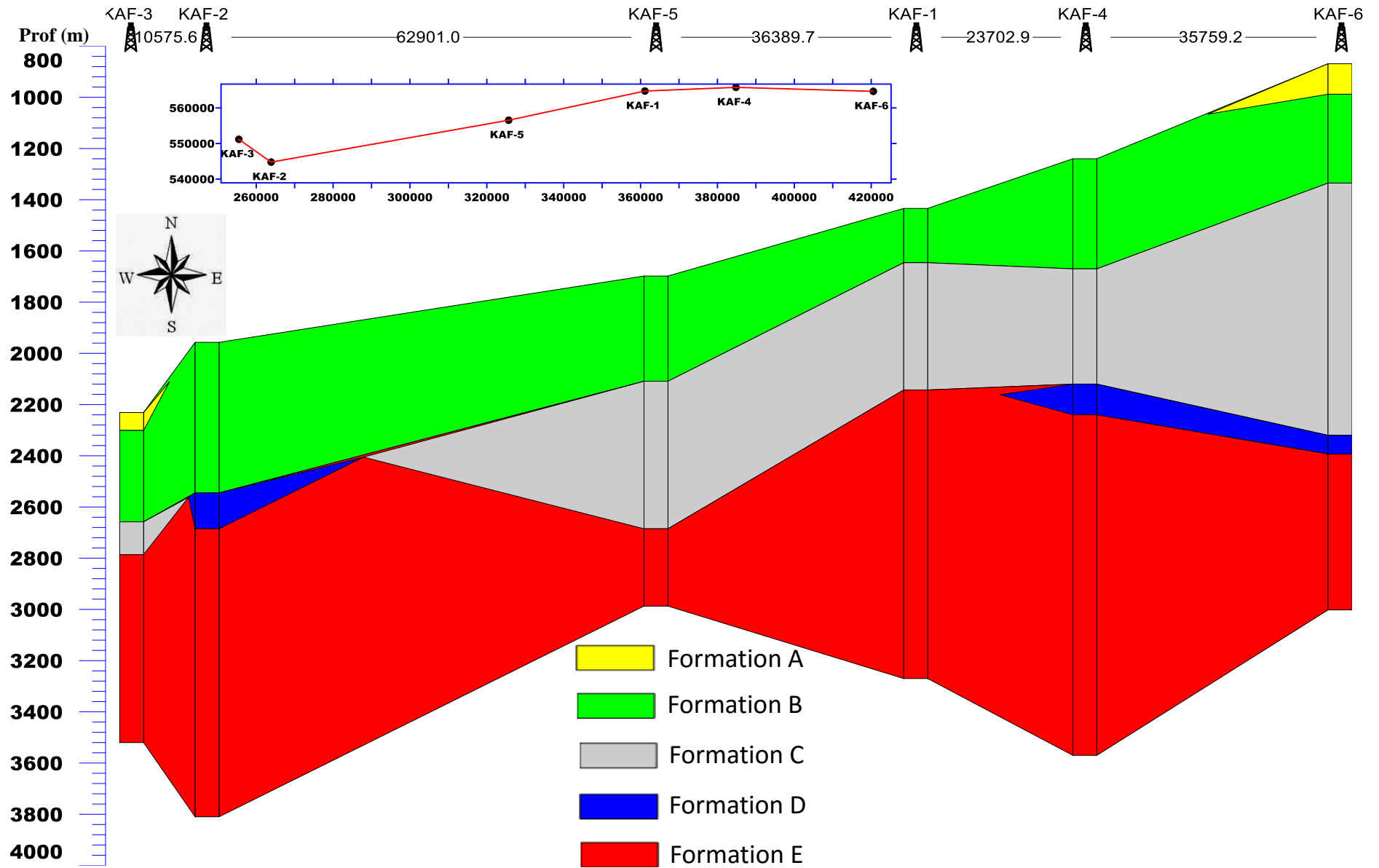
La présence de foraminifères planctoniques et benthiques indique un milieu marin ouvert (Bour, 2014). Les courants marins peuvent amener facilement les sédiments depuis la haute mer avec le plancton qui après la mort, peut s'accumuler avec les foraminifères benthiques.

#### **4.5. Formation lithologique A (FA)**

Cette formation peu épaisse (70 m à 119 m) est présente uniquement dans les sondages KAF-3 et KAF-6. Il est caractérisé par des argilites de type II. La formation « A » a peut-être été érodée dans les autres sondages.

**Tableau X :** Principales lithologies de la marge d'Abidjan au Crétacé.

<b>Faciès</b>	<b>Constituants</b>	<b>milieu de dépôt</b>	<b>hydrodynamisme</b>
Argilites	Foraminifères ; Pyrite ; glauconite ;.	Marin franc à Marin ouvert	Faible à moyen
Argilites, grès et sable	Foraminifères ; pyrite ; glauconite ; micas.	Marin à influence continentale	Calme avec phases de haute énergie
Argilites, calcaires ; marnes	Foraminifères ; pyrite ; débris carbonés ; glauconite.	Marin francs peu profond	Peu agité à faible énergie
Grès ou sables et argilites	Peu de foraminifères ; débris carbonés ; micas, pyrite, kaolinite	Marin peu profond à continental	Calme avec des phases de haute énergie



**Figure 36 :** Corrélation lithologique dans le bassin offshore ivoirien au Crétacé.

## 5. DISCUSSION LITHOLOGIQUE

La discussion des résultats sédimentologiques porte sur la lithologie des différentes formations et sur les minéraux accessoires qu'elles renferment.

### 5.1. Associations de minéraux de pyrite et grains de glauconite

Dans les sondages étudiés la coexistence de pyrite et de glauconite pose souvent des problèmes d'interprétation paléoenvironnementale. L'hypothèse émise dans ce travail est que l'environnement diagénétique a d'abord été réducteur (formation de la pyrite) puis est progressivement devenu oxydant. Par contre pour Yao (2012), la pyrite s'est formée après la glauconite. La pyrite ne pourrait donc pas servir à reconstituer le paléoenvironnement lorsqu'elle est associée à la glauconite. Pour Assalé (2013), plus le milieu est anoxique sulfuré et plus il se forme de la pyrite. Dans le cas contraire il se forme de la glauconite.

### 5.2. Faciès carbonatés

La Formation « D » caractérise une séquence positive en raison du passage de sédiments détritiques de la Formation « E » aux carbonates. La sédimentation carbonatée caractérise une diminution progressive de l'hydrodynamisme du milieu. C'est le passage d'un milieu agité à un milieu relativement calme, autrement dit un approfondissement du bassin en rapport avec une transgression marine. La présence de passages de grès montre que cette phase transgressive alterne avec de courtes périodes régressives avec dépôt de niveaux gréseux.

Chierici (1996) a montré que les sédiments carbonatés se sont déposés sur les hauts fonds avec une faible tranche d'eau plus ou moins oxygénée. La Formation « D » montre une prolifération des foraminifères planctoniques. Cela traduirait une augmentation de la tranche d'eau en rapport avec une transgression sur une plateforme interne à moyenne (M'boro *et al.*, 1981).

Lorsque les sédiments détritiques terrigènes sont abondants, les carbonates ne s'expriment que sous la forme de ciment (calcite) dans les grès. Ce constat a été également fait par Arnaud *et al.* (1999) sur les carbonates crétacés du Venezuela occidental.

Les carbonates de texture mudstone à wackestone indiquent un milieu peu agité comme l'attestent les résultats de notre travail. La mise en place des carbonates des sondages a pu se faire en dessous de la limite d'action des vagues de tempête.

Dunham (1962) donne des indications sur l'hydrodynamisme du milieu de dépôt. Il soutient que la présence de boue carbonatée (calcaire à texture mudstone à wackestone) implique des conditions calmes et protégées, c'est-à-dire un milieu de basse énergie, loin des actions des vagues. Ces conditions seraient responsables de l'abondance de foraminifères planctoniques observée dans la Formation « D ».

La présence de calcaires à *Oligostéginidés* (faibles proportions) est interprétée comme des cycles séquentiels centimétrique d'émersion/inondation qui traduisent le va-et-vient des marées (Colombié, 2002). Elles indiquent aussi la présence d'une forte productivité primaire.

### 5.3. Faciès détritiques

Les siltites sont plus rares dans les sondages étudiés. L'absence de nouveaux apports détritiques peut s'expliquer par le fait que le matériel déposé a été repris par des courants de faible énergie et redistribué par la suite (Ouali Mehaji, 2004).

Dans les grès, les ciments sont souvent constitués de calcite et de silice. L'origine du ciment carbonaté peut être liée à la précipitation dans les conditions superficielles à partir de solutions riches en  $Mg^{2+}$  et  $Ca^{2+}$ . Les ciments siliceux précipitent pendant la circulation des eaux riches en silice (ciment siliceux précoces) et constituent une silice secondaire cryptocristalline précipitant dans les pores (Hafsi, 2015). Pour cet auteur, cette précipitation est liée à un enfouissement progressif induisant une compaction et libère la silice à partir des grains pour la remettre en place dans les pores disponibles.

Les variations latérales de faciès et d'épaisseur observées pourraient être contrôlées par la topographie préexistante (phénomènes de compensation) ou par une subsidence du bassin. Selon Cross (1992), les phénomènes de compensation sont limités et ne peuvent pas totalement expliquer les variations de faciès et d'épaisseur de grande ampleur. Il propose que les failles soient responsables de ces variations. Cette hypothèse s'accorde uniquement avec le dépôt de la Formation « E » qui marque le début de la sédimentation dans le bassin.

La présence de kaolinite indique un climat hydrolysant et la présence de versants propices au drainage des éléments. Cette hypothèse s'accorde avec les résultats obtenus sur les sédiments détritiques du plateau continental gabonais (Mbani, 2013).

## Conclusion

La caractérisation des « mud-logs » à partir des proportions lithologiques au large entre Grand-Lahou et Bassam montre l'installation d'une importante décharge argilo-gréseuse parfois sableuse et pauvre en carbonates. Cette sédimentation a 2 composantes : apports terrigènes (silicoclastiques) provenant du continent et dépôt *in situ* (carbonate, glauconite, pyrite, etc.).

Ce matériel est réparti en 5 formations lithologiques successives :

- **Formation E** essentiellement détritique, se compose d'argilites de type III, de grès et de sable de type I. L'environnement de dépôt est marin peu profond à littoral ;
- **Formation D** renferme des argilites de type IV, des calcaires fréquents, des marnes, des calcaires à *Oligostéginidés* et des traces de grès. Le milieu de dépôt est marin, peu profond et relativement peu agité ;
- **Formation C** comprend des argilites de type III, des grès et occasionnellement des niveaux de sable de type II. Les argilites dominent. Le milieu de dépôt est calme avec parfois des périodes d'agitation. Elle pourrait se situer à proximité du continent ;
- **Formation B** est formée par des d'argilites de type I, gris sombre à gris brunâtre et présente dans tous les sondages. A l'Est, elles sont plus carbonatées avec des siltites, et évoluent parfois vers des grès fins à très fins. L'environnement de dépôt est marin ouvert ;
- **Formation A** est caractérisée par des argilites de type II peu silteuses avec quelques grès. Elle s'est déposée en milieu marin franc.



## CHAPITRE VI : RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE A PARTIR DES LOGS DIAGRAPHIQUES

Ce chapitre essaie de reconstituer les limites précises des différents faciès lithologiques du Crétacé des sondages à partir des logs diagraphiques. On a déterminé les lithofaciès de chaque log à partir des signatures diagraphiques. Les électrofaciès ont été subdivisés en étage.

### 1. RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-1 »

Les diagraphies Gamma Ray (GR) et Sonic (DT) ont été minutieusement étudiées pour reconstituer la lithologie du sondage. Les chapitres antérieurs ont permis d'identifier l'Albien, le Cénomaniens, le Turonien, le Sénonien inférieur, le Campanien et le Maastrichtien (figure 37).

#### 1.1. Electrofaciès de l'Albien

L'Albien est très épais (1191 m) avec des faciès lithologiques variés. Il contient les unités lithologiques **U1E** et **U2E** de la Formation **E** à la base et l'unité lithologique **U2C** au sommet. Les analyses diagraphiques confirment la présence de faciès gréseux, des argilites silteuses, des calcaires et des siltites. La succession des différents faciès est la suivante:

- **Les faciès gréseux** sont épais de 5 à 45 m. Les diagraphies montrent des valeurs de GR comprises entre 30 et 55 API et de DT comprises entre 75-130  $\mu\text{s}/\text{f}$ . Le ciment siliceux se traduit par des valeurs de GR comprises entre 40 et 55 API. Entre 30 et 40 API, les grès ont un ciment calcaire.
- **Les argilites** se présentent en lamelles ou en bancs très épais (5 à 107 m). Les valeurs de GR sont comprises entre 60 à 80 API à la base, 60 à 70 API au milieu et 50 à 60 API au sommet. Les valeurs de DT sont comprises entre 80 et 125  $\mu\text{s}/\text{f}$ . Ces signatures permettent d'identifier des argilites silteuses et carbonatées au sommet. Les argilites peu silteuses se retrouvent à la base.
- **Les faciès calcaireux** se rencontrent au sommet sous forme de banc (8 m). On observe de rares lamelles au milieu de la série (4 m). Les valeurs de GR sont comprises entre 20 et 35 API. Les valeurs de DT sont comprises entre 60 et 95  $\mu\text{s}/\text{f}$ . Les valeurs de GR indiquent que les calcaires sont faiblement argileux et légèrement compacts.

- **Les siltites** s'observent sous 2770 m sous forme de lamelle (5 à 15 m) entre les argilites. Les valeurs de GR sont comprises entre 30 et 55 API. Les valeurs de DT sont comprises entre 90 et 130  $\mu\text{s/f}$ . Ces valeurs donnent un caractère argileux aux siltites.

### **1.2. Electrofaciès du Cénomanién**

Le Cénomanién comprend les unités lithologiques de la Formation **C (U1C et U2C)** avec une épaisseur de 302 m. Il comprend des alternances d'argilites et de grès. Les argilites dominent sur les grès. On a l'unité **U2C** à la base et l'unité **U1C** au sommet. Le Cénomanién est riche en foraminifères planctoniques.

L'étude des diagraphies confirme la présence de grès (GR entre 30-40 API et DT entre 75-125  $\mu\text{s/f}$ ) et des argilites silteuses (GR entre 45-60 API et DT entre 115-125  $\mu\text{s/f}$ ). Les grès ont un ciment calcaire qui se traduit par de faibles valeurs de GR. Les argilites silteuses renferment des traces de carbonate comme le confirment les valeurs faibles de GR.

### **1.3. Electrofaciès du Turonien**

Le Turonien renferme l'unité **U1C** et est épais de 110 m. Cette unité a des valeurs de GR moyen à fort (50 à 90 API), un DT compris entre 115 et 125  $\mu\text{s/f}$ . Les niveaux plus argileux se situent à la base et au sommet de l'étage (GR entre 70-90 API). Les argilites silteuses sont surtout présentes entre 1390 et 1402 m de profondeur (GR entre 50-60 API).

Les diagraphies confirment aussi la présence de grès et d'argilites silteuses (GR entre 35-60 API, DT entre 75-125  $\mu\text{s/f}$ ). Les faibles valeurs de GR (35-45 API) indique la présence de grès. Ces grès s'intercalent entre les argilites silteuses sur environ 10 m. Les argilites silteuses dominent l'étage (GR entre 50-60 API). Ces argilites pourraient contenir des traces de carbonates se traduisant par d'assez faible valeurs de GR.

### **1.4. Electrofaciès du Sénonien inférieur**

Le Sénonien inférieur (Coniacien et Santonien) est peu épais (18 m), avec une lithologie identique au Turonien **U1C**. Les sédiments comprennent des argilites silteuses, grises sombres à modérément sombres, riches en foraminifères planctoniques. On trouve aussi des passées de grès gris clair, fermes à friables.

A la base on trouve des argilites silteuses (GR entre 50-60 API et DT entre 105-125  $\mu\text{s/f}$ ). Au sommet les diagraphies ont mis en évidence un niveau de grès (GR entre 35-45 API et DT entre 55-125  $\mu\text{s/f}$ ) épais d'environ 8 m. Les faibles valeurs de GR dans les grès seraient dues au ciment calcaire.

### 1.5. Electrofaciès du Campanien

Le Campanien renferme l'unité lithologique **U2B**. Cet étage a des faciès plus gréseux et silteux que le précédent. Il possède une épaisseur de 125 m.

Les diagraphies montrent à la base des argilites plus silteuses (GR entre 55-65 API ; DT entre 115-130  $\mu\text{s/f}$ ) et au toit de l'étage un banc de grès (13 m) (GR entre 35-45 API et DT entre 105-140  $\mu\text{s/f}$ ). Ces valeurs moyennes de GR indiqueraient la présence de traces de carbonate dans les argilites et argilites silteuses du Campanien.

### 1.6. Electrofaciès du Maastrichtien

La lithologie sous forme de proportion lithologique « % litho » couplée aux diagraphies ont mis en évidence le Maastrichtien avec une seule unité lithologique **U2B** comme au Campanien. Les sédiments renferment surtout des argilites peu silteuses, grises sombres, souvent brunâtres, fermes, épais de 90 m. On trouve de la glauconite abondante et des foraminifères benthiques.

Les valeurs de GR sont moyennes à élevées (50 à 90 API) avec un DT de 115 à 125  $\mu\text{s/f}$ . Les niveaux plus argileux se situent à la base et au sommet de l'étage (GR entre 70-90 API). Les argilites silteuses se rencontrent surtout entre 1390 et 1402 m de profondeur (GR entre 50-60 API).

Le tableau XI donne le bilan des électrofaciès du sondage « KAF-1 » au Crétacé.

**Tableau XI** : Electrofaciès rencontrés dans le sondage « KAF-1 » au cours du Crétacé

Etages	Epaisseurs (m)	Lithologies	GR (API)	DT ( $\mu\text{s/f}$ )
<b>Maastrichtien</b>	90	Argilites	70-90	115-125
		Argilites silteuses	50-60	
<b>Campanien</b>	125	Grès	35-45	105-140
		Argilites silteuses	55-65	115-130
<b>Sénonien Inf.</b>	18	Grès	35-45	55-130
		Argilites silteuses	50-60	105-125
<b>Turonien</b>	110	Grès	35-45	75-125
		Argilites silteuses	50-60	90-120
<b>Cénomanién</b>	302	Grès	30-40	75-125
		Argilites silteuses	45-60	115-125
<b>Albien</b>	1191	Grès	30-55	75-130
		Argilite silteuse	50-60	80-105
		Argilites	60-80	105-125
		Calcaires	20-35	60-95
		Siltites	30-55	90-130

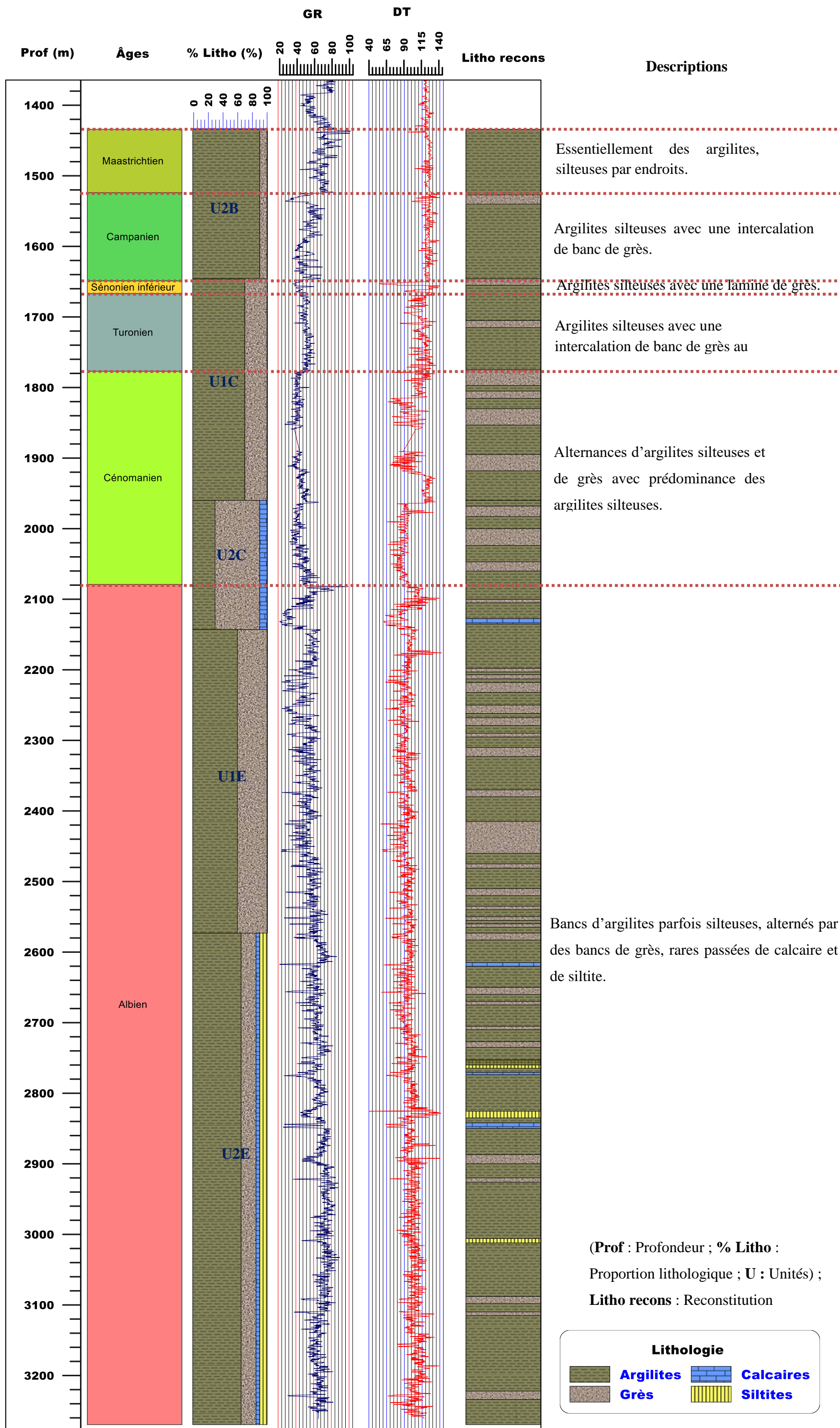


Figure 37 : Reconstitution lithologique du sondage KAF-1.

## 2. RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-2 »

Les diagraphies Gamma Ray (GR) et Sonic (DT) ont permis de reconstituer la lithologie du sondage. Les âges identifiés sont l'Albien, le Turonien, le Sénonien inférieur, le Campanien et le Maastrichtien (figure 38). Les dépôts datant du Cénomaniens ont été érodés.

### 2.1. Electrofaciès de l'Albien

L'Albien est très épais (1183 m) avec des lithologies variées. Il est constitué par les unités lithologiques de la formation **E** « **U1E et U2E** » à la base et par l'unité lithologique « **U2D** » au sommet. Les formations renferment d'épais bancs de grès (sable), alternant avec des lamines d'argilites silteuses. On trouve des niveaux calcaires et de rares lamines de marne au sommet.

Les diagraphies confirment la présence de grès, d'argilites silteuses à peu silteuses, de calcaires et de marnes. Les caractères des faciès sont les suivants :

- **Les faciès gréseux** sont épais de 4 à 86 m. Les diagraphies montrent des valeurs de GR entre 25 et 45 API et de DT entre 55-85  $\mu\text{s/f}$ . La présence de sable propre et de grès à ciment calcaire s'expliquerait par les faibles valeurs de GR observées.
- **Les argilites silteuses** se présentent en lamelles ou en bancs de moyenne épaisseur (2 à 30 m). Les valeurs de GR sont comprises entre 45 à 65 API et celles de DT sont entre 80 et 105  $\mu\text{s/f}$ . On trouve des argilites faiblement silteuses à la base et des argilites silteuses, carbonatées au sommet.
- **Les faciès calcaires** se rencontrent au sommet en lamelles (4-6 m). On trouve aussi de rares lamelles au milieu de la série. Les valeurs de GR sont comprises entre 15 et 35 API et celles de DT entre 90 et 105  $\mu\text{s/f}$ . Les valeurs de GR indiquent des calcaires moins argileux et moins compacts.
- **Les faciès marneux** se rencontrent uniquement au sommet sous forme de lamelles (5 m) entre les argilites et les calcaires. Les valeurs de GR sont comprises entre 35 et 45 API, et celles de DT entre 90 et 95  $\mu\text{s/f}$ .

### 2.2. Electrofaciès du Turonien

Le Turonien repose en discordance sur l'Albien et correspond à l'unité **U1D**. Peu épais (36 m), il comprend surtout des argilites silteuses intercalées de marnes à la base et de calcaire au

sommet. On y trouve aussi de la glauconie, quelques cristaux de pyrite et des foraminifères planctoniques.

Les diagraphies confirment la présence des faciès suivants :

- **les argilites silteuses** ont des valeurs de GR entre 45-60 API et des DT entre 110-125  $\mu\text{s/f}$  ;
- **les calcaires** se rencontrent au sommet de l'étage (GR entre 25-40 API et DT entre 95-115  $\mu\text{s/f}$ ). Les valeurs de GR montrent que les calcaires sont compacts ;
- **les marnes** se rencontrent à la base de l'étage. Elles ont des valeurs de GR comprises entre 35 et 45 API, ainsi que des DT comprises entre 105 et 125  $\mu\text{s/f}$ .

### 2.3. Electrofaciès du Sénonien inférieur

Le Sénonien inférieur, épais de 104 m, renferme l'unité **U2B** et l'unité supérieure de la Formation D (**UID**). Il comprend à la base des argilites silteuses alternant avec des marnes grises sombres à bruns et au sommet des argilites silteuses. Cette série renferme des foraminifères planctoniques à la base et des foraminifères benthiques au sommet.

Les diagraphies confirment la présence **d'argilites silteuses** (GR entre 45-60 API ; DT entre 105-120  $\mu\text{s/f}$ ) et de **marnes** (GR entre 25-45 API ; DT entre 115-125  $\mu\text{s/f}$ ). Les argilites silteuses renferment des traces de carbonates se traduisant par de faibles valeurs de GR.

### 2.4. Electrofaciès du Campanien

Le Campanien renferme une partie de l'unité lithologique **U2B** et est épais de 351 m. Il comprend essentiellement des argilites gris sombre, silteuses à très silteuses, présentant quelques intercalations calcaires à la base. On y trouve aussi de la glauconie, quelques cristaux de pyrite et une riche microfaune de foraminifères benthiques. Les diagraphies ont mis en évidence les faciès suivants :

- **les argilites** ont des GR compris entre 60 - 75 API et des DT entre 110 - 125  $\mu\text{s/f}$  ;
- **les argilites silteuses** sont présentes dans tout l'étage (GR entre 45-60 API et DT entre 105-125  $\mu\text{s/f}$ ) ;
- **les calcaires** sont présents à la base sous forme de lamines (6 à 24 m), avec de faibles valeurs de GR (20 à 30 API) et des DT compris entre 95 et 115  $\mu\text{s/f}$ .

### 2.5. Electrofaciès du Maastrichtien

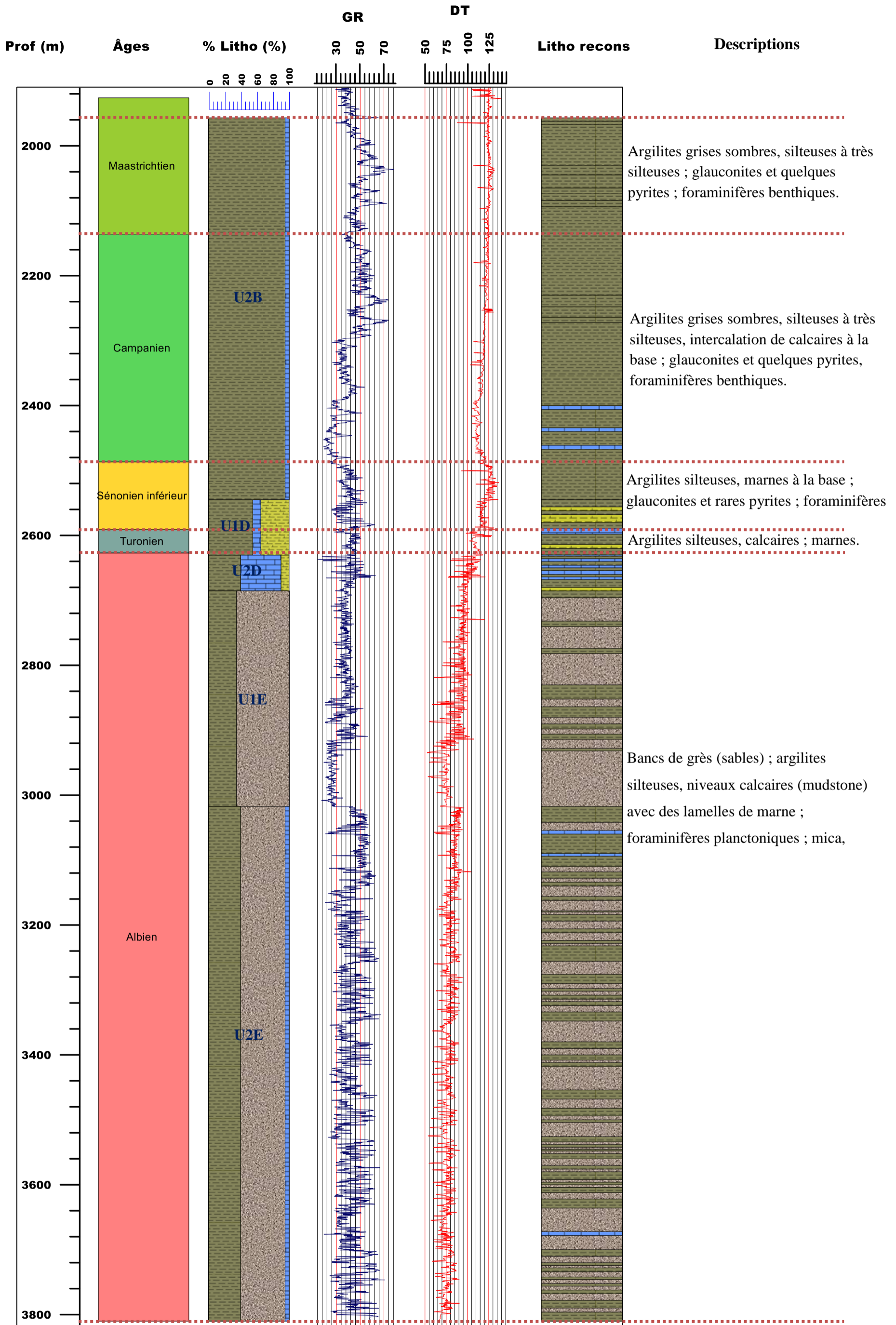
Le Maastrichtien est épais de 2010 m et comporte la même unité lithologique U2B que le Campanien. Les diagraphies confirment la présence **d'argilites** (GR compris entre 45-75

API ; DT compris entre 90-125  $\mu\text{s/f}$ ) intercalées **d'argilites très silteuses** (GR entre 45-60 API) et parfois des passages carbonatés.

Le tableau XII présente les différents électrofaciès du sondage KAF-2 au Crétacé.

**Tableau XII :** Electrofaciès du sondage KAF-2 au Crétacé.

<b>Etages</b>	<b>Epaisseurs (m)</b>	<b>Lithologies</b>	<b>GR (API)</b>	<b>DT (<math>\mu\text{s/f}</math>)</b>
<b>Maastrichtien</b>	210	Argilites	60-75	90-125
		Argilites silteuses	45-60	
<b>Campanien</b>	351	Argilites	60-75	110-125
		Argilites silteuses	45-60	105-125
		Calcaires	20-30	95-115
<b>Sénonien Inf.</b>	104	Argilites silteuses	45-60	105-120
		Marnes	25-45	115-125
<b>Turonien</b>	36	Argilites silteuses	45-60	110-125
		Calcaires	25-40	95-115
		Marnes	35-45	115-120
<b>Albien</b>	1183	Grès	25-45	55-85
		Argilite silteuse	45-65	80-105
		Calcaires	15-35	90-105
		Marnes	35-45	90-95



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
U : Unités ; Litho recons : Reconstitution lithologique).



Figure 38 : Reconstitution lithologique du sondage KAF-2.



### 3. RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-3 »

L'étude des diagraphies Gamma Ray (GR) et Sonic (DT) a permis de reconstituer la lithologie du sondage KAF-3. Les âges identifiés sont : Albien, Turonien, Sénonien inférieur, Campanien et Maastrichtien (figure 39).

#### 3.1. Electrofaciès de l'Albien

L'Albien est épais de 752 m et renferme les unités lithologiques de la Formation « E » et l'unité « U1D » de la Formation « D ».

Les diagraphies confirment la présence de faciès gréseux et d'argilites silteuses :

- **les faciès gréseux** sont épais de 5 à 34 m. Ils ont des valeurs de GR comprises entre 35 et 55 API et de DT comprises entre 75-110  $\mu\text{s/f}$  ;
- **les argilites** forment un banc (2 à 58 m) avec des valeurs de GR comprises de 60 à 80 API à la base, 60 à 70 API au milieu et 50 à 60 API au sommet. Les valeurs de DT sont comprises entre 85 et 105  $\mu\text{s/f}$ . Ces signatures permettent de distinguer à la base des argilites peu silteuses et des argilites silteuses parfois carbonatées au sommet.

#### 3.2. Electrofaciès du Turonien

Le Turonien repose en discordance sur l'Albien. Il comprend des sédiments remaniés du Cénomaniens composé de l'unité lithologique « U2C ». Son épaisseur est très faible (37 m). Il comprend des alternances d'argilites silteuses et de grès à rares niveaux calcaires. On y trouve de la glauconite, des cristaux de pyrite et beaucoup de foraminifères planctoniques. Les diagraphies confirment la présence des faciès suivants :

- **les argilites silteuses** ont des GR compris entre 50-60 API et des DT entre 105-110  $\mu\text{s/f}$  ;
- **les grès** alternent avec les argilites silteuses. Ils ont des GR compris entre 30-45 API et des DT compris entre 75-110  $\mu\text{s/f}$  ;
- **les calcaires** sont présents dans les argilites silteuses avec des valeurs de GR faibles (25 et 45 API) et des valeurs de DT comprises entre 85 et 90  $\mu\text{s/f}$ .

#### 3.3. Electrofaciès du Sénonien inférieur

Le Sénonien inférieur est épais de 64 m et renferme l'unité lithologique « U1C ». Il comprend à la base et au sommet des bancs de grès, le reste étant constitué d'argilites silteuses grises sombres à brunâtres. Les diagraphies confirment la présence d'**argilites**

**silteuses** (GR entre 50-60 API ; DT entre 95-110  $\mu\text{s/f}$ ) et de **grès** (GR entre 35-45 API ; DT entre 75-110  $\mu\text{s/f}$ ).

### 3.4. Electrofaciès du Campanien

Le Campanien est épais de 104 m et renferme l'unité « **U2B** » dont la base est constituée d'un petit niveau de grès issu de l'unité lithologique « **U1C** ». Il renferme de la glauconite, de la pyrite et des foraminifères benthiques. Les diagraphies mettent en évidence les faciès suivants :

- **les argilites** sont plus fréquentes à la base (GR entre 60-90 API ; DT entre 105-115  $\mu\text{s/f}$ ) et sont faiblement silteuses ;
- **les argilites silteuses** ont une répartition sporadique (GR compris entre 50-60 API ; DT compris entre 110-120  $\mu\text{s/f}$ ) ;
- **les grès** sont présents en banc (4 m) au toit de l'étage. Ces grès ont des valeurs de GR comprises entre 35 et 45 API et des DT compris entre 75 et 115  $\mu\text{s/f}$ .

### 3.5. Electrofaciès du Maastrichtien

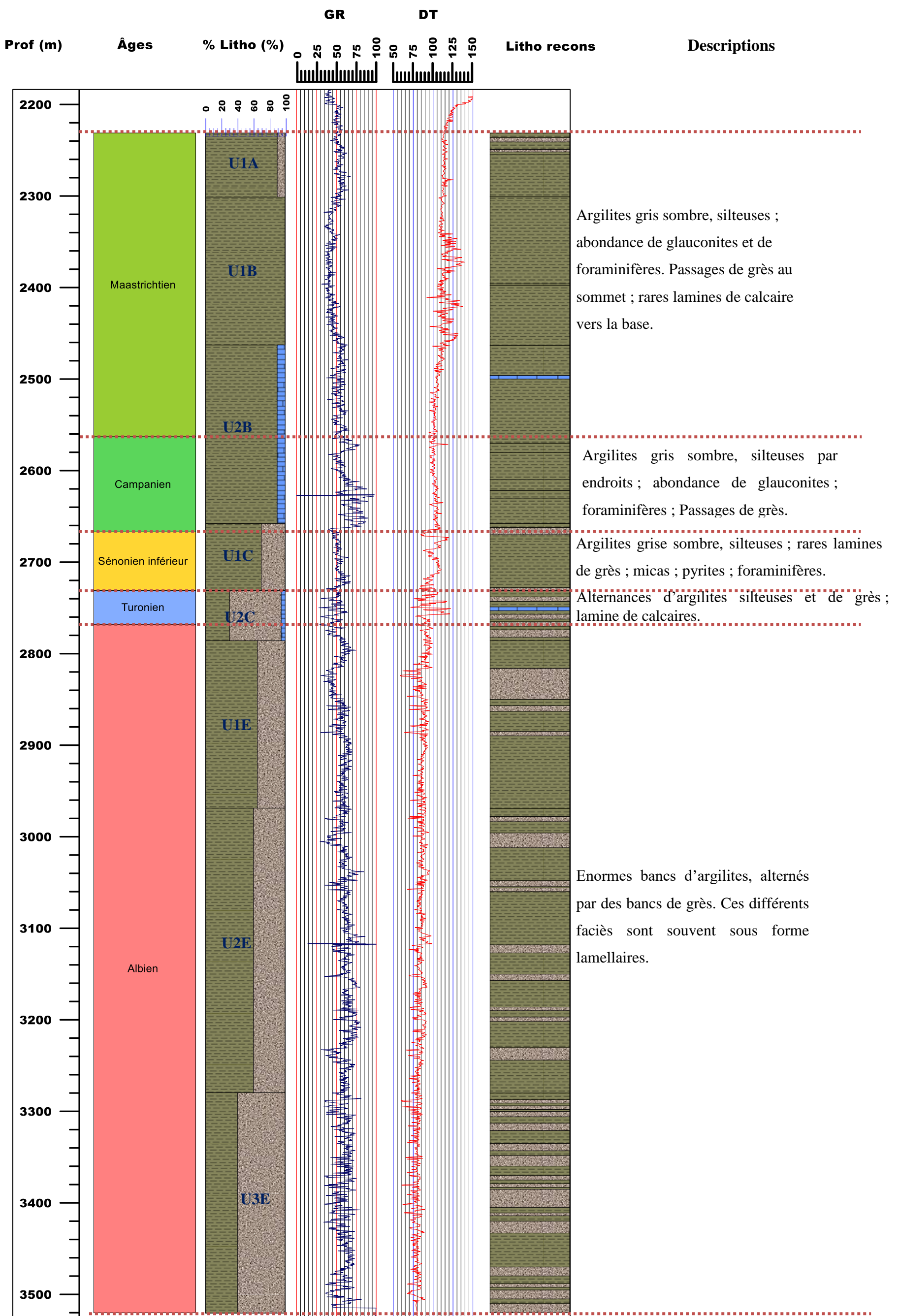
La description lithologique couplée aux diagraphies met en évidence 3 unités lithologiques **U1A**, **U1B** et **U2B** au Maastrichtien dont l'épaisseur est de 332 m. Les sédiments sont dominés par des argilites gris sombre, souvent brunâtre ou jaune brunâtre, légèrement silteuses, fermes. On trouve des glauconites abondantes, de rares passées de grès et de calcaire par endroits et des foraminifères benthiques.

**Les argilites faiblement silteuses** ont des valeurs de GR comprises entre 50 et 65 API et des DT entre 110 à 115  $\mu\text{s/f}$ . **Les bancs de grès** du sommet de l'étage ont des valeurs de GR comprises entre 40-45 API et de DT comprises entre 110 et 120  $\mu\text{s/f}$ . Les valeurs de GR caractérisent des grès à ciment siliceux. Les **rare calcaires** identifiés ont un GR compris entre 35-40 API et un DT compris entre 100 et 110  $\mu\text{s/f}$ . Ces valeurs confirment le caractère compact et argileux des calcaires.

Le tableau XIII présente les différents électrofaciès du puits KAF-3 au Crétacé.

**Tableau XIII** : Electrofaciès du sondage « KAF-3 » au Crétacé.

<b>Etages</b>	<b>Epaisseurs (m)</b>	<b>Lithologies</b>	<b>GR (API)</b>	<b>DT (<math>\mu\text{s/f}</math>)</b>
<b>Maastrichtien</b>	332	Argilites silteuses	50-65	110-115
		Grès	40-45	85-115
		Calcaires	35-40	100-110
<b>Campanien</b>	104	Argilites	60-90	105-115
		Argilites silteuses	50-60	105-115
		Grès	35-45	75-115
<b>Sénonien Inf.</b>	64	Argilites silteuses	50-60	95-110
		Grès	35-45	75-110
<b>Turonien</b>	37	Argilites silteuses	50-60	105-110
		Calcaires	25-45	85-90
		Grès	30-45	75-110
<b>Albien</b>	752	Argilite silteuse	50-60	85-105
		Grès	35-55	75-110
		Argilites	60-80	85-105



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
U : Unités ; Litho recons : Reconstitution lithologique).

Figure 39 : Reconstitution lithologique du sondage « KAF-3 ».

#### 4. RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-4 »

Les diagraphies Gamma Ray (GR), Sonic (DT) et Densité (RHOB) ont permis de reconstituer la lithologie du sondage « KAF-4 ». Les âges déterminés sont l'Albien, le Cénomaniens, le Turonien, le Sénonien inférieur, le Campanien et le Maastrichtien (figure 40).

##### 4.1. Electrofaciès de l'Albien

L'Albien est épais de 1370 m et comprend à la base les unités lithologiques de la Formation **E** (**U1E** et **U2E**) et l'unité lithologique **U2D** au sommet. On y trouve des bancs de grès évoluant souvent en siltites intercalées de lamines d'argilite et terminés par un banc calcaire. Les diagraphies indiquent la présence de grès, d'argilites silteuses, de calcaires et de siltites. Les différents faciès sont les suivants :

- **les faciès gréseux** sont épais de 6 à 90 m. Ils ont des valeurs de GR comprises entre 20 et 45 API, de DT compris entre 65 et 90  $\mu\text{s/f}$  et de RHOB entre 2,33 et 2,55  $\text{g/cm}^3$ . Les très faibles valeurs de GR sont dues à la présence de sable propre ou de grès à ciment calcaire. Les valeurs faibles sont dues la présence d'argiles dans les grès ;

- **les argilites** forment un banc (4 à 30 m) avec des valeurs de GR de 65 à 99 API à la base, 60 à 75 API au milieu et 45 à 60 API au sommet. Les valeurs de DT sont comprises entre 80 et 105  $\mu\text{s/f}$ . Ces différentes signatures permettent de différencier des argilites silteuses, parfois carbonatées au sommet. Les argilites peu silteuses se rencontrent où les valeurs de GR peuvent être voisines de 100 API ;

- **les faciès calcaireux** se retrouvent au sommet ou forment le ciment des grès. Les valeurs de GR sont comprises entre 35-45 API, celles de DT entre 85-90  $\mu\text{s/f}$  et de RHOB entre 2,48 et 2,57  $\text{g/cm}^3$  ;

- **les siltites** sont présentes à la base en lamines (6 à 16 m). Les valeurs de GR sont comprises entre 40 et 55 API et celles de DT entre 85 et 90  $\mu\text{s/f}$ .

##### 4.2. Electrofaciès du Cénomaniens

Le Cénomaniens épais de 380 m renferme l'unité lithologique de la Formation **D** « **U2D** » à la base et l'unité lithologique « **U2C** » au sommet. Il est dominé par des argilites silteuses intercalées à la base par des calcaires et des marnes et sommet par des grès. Il renferme de la glauconite, des cristaux de pyrite et beaucoup de foraminifères planctoniques. Les faciès suivants ont été mis en évidence par les diagraphies :

- **les argilites silteuses** se rencontrent au sommet (GR entre 45-60 API ; DT entre 95-115  $\mu\text{s/f}$  ; RHOB entre 2,25-2,38  $\text{g/cm}^3$ ) ;
- **les argilites** se rencontrent à la base de l'étage (GR entre 60-90 API ; DT entre 95-110  $\mu\text{s/f}$  ; RHOB entre 2,28-2,44  $\text{g/cm}^3$ ). Ces valeurs indiqueraient la présence de carbonate ;
- **les grès** se rencontrent au sommet et alternent avec les argilites. Ils ont des valeurs de GR comprises entre 25 et 50 API, de DT comprises entre 75 et 110  $\mu\text{s/f}$ , et de RHOB comprises entre 2,33-2,55  $\text{g/cm}^3$  ;
- **les calcaires** se rencontrent à la base de l'étage avec des valeurs GR entre 35-45 API, de DT entre 85-105  $\mu\text{s/f}$  et de RHOB entre 2,48-2,57  $\text{g/cm}^3$  ;
- **les marnes** se rencontrent à la base avec des valeurs de GR entre 40 et 55 API, de DT entre 85 et 100  $\mu\text{s/f}$  et de RHOB comprises entre 2,44-2,50  $\text{g/cm}^3$ .

#### 4.3. Electrofaciès du Turonien

Le Turonien est épais de 10 m et caractérisé par l'unité lithologique **U1C** constituée surtout d'argilites. Les diagraphies confirment la présence des **argilites silteuses** (GR entre 45-55 API ; DT entre 105-125  $\mu\text{s/f}$  ; RHOB entre 2,25-2,38  $\text{g/cm}^3$ ). Les valeurs faibles de GR sont un indice de la présence de carbonates en traces.

#### 4.4. Electrofaciès du Sénonien inférieur

Le Sénonien inférieur est épais de 140 m et renferme la même unité lithologique **U1C** que le Turonien. Il comprend des argilites parfois feuilletées et peu silteuses, avec quelques intercalations de grès à ciment calcaires. On y trouve de rares traces de pyrite, de glauconite et des foraminifères planctoniques. Les diagraphies montrent la présence des faciès suivants :

- **les argilites** ont des valeurs moyennes de GR (60-80 API), des valeurs DT sont comprises entre 95-120  $\mu\text{s/f}$  et de RHOB entre 2,10-2,30  $\text{g/cm}^3$  ;
- **les argilites silteuses** ont des valeurs GR de 45-60 API, de DT entre 105-125  $\mu\text{s/f}$  et de RHOB entre 2,25-2,35  $\text{g/cm}^3$  ;
- **les grès** ont des GR compris entre 35-50 API, des DT de 90-130  $\mu\text{s/f}$  et des RHOB compris entre 2,25-2,48  $\text{g/cm}^3$ .

#### 4.5. Electrofaciès du Campanien

L'unité lithologique « **U2B** » du Campanien est épaisse de 90 m. Elle comprend surtout des argilites gris sombre, souvent silteuses dépourvues de traces de grès et de siltites. On y trouve

de la glauconite et beaucoup de foraminifères benthiques. Les diagraphies confirment la présence des faciès suivants :

- **les argilites** (GR entre 65-95 API ; DT entre 110-125  $\mu\text{s/f}$  ; RHOB entre 2,10-2,33  $\text{g/cm}^3$ ) ;
- **les argilites silteuses** sont présentes par endroits dans l'étage (GR entre 45-60 API ; DT entre 105-125  $\mu\text{s/f}$  ; RHOB entre 2,25-2,35  $\text{g/cm}^3$ ) et sont souvent carbonatées.

#### **4.6. Electrofaciès du Maastrichtien**

Le Maastrichtien est épais de 340 m et comprend les unités lithologiques de la Formation **B (U1B et U2B)**. Il se compose surtout d'argilites gris sombre à gris brunâtre, parfois feuilletées et parfois carbonatées. On trouve des traces de grès et de siltites. On y trouve aussi de la glauconite, de la pyrite et beaucoup de foraminifères benthiques.

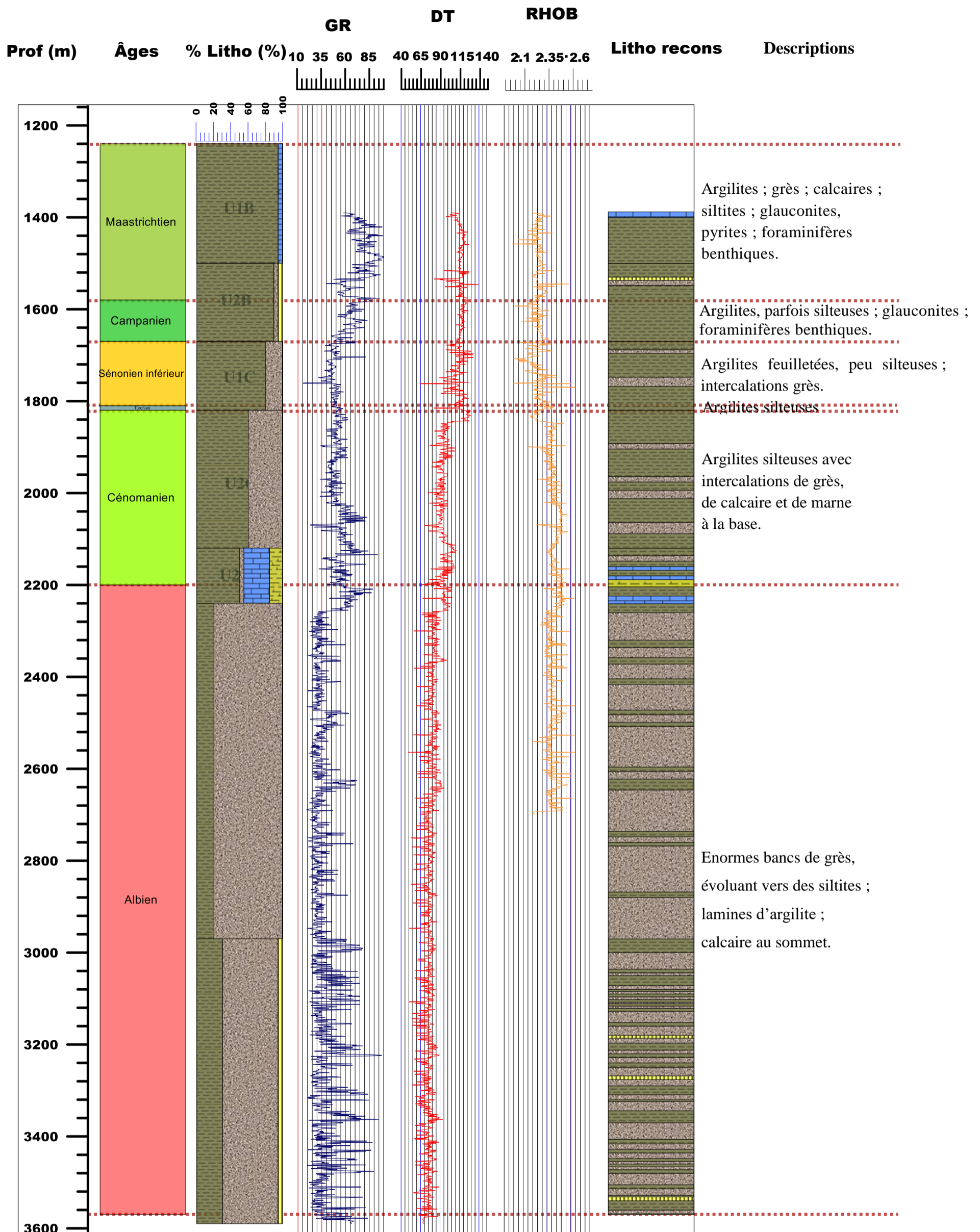
Les diagraphies attestent la présence **d'argilites** (GR compris entre 55-100 API ; DT entre 95-125  $\mu\text{s/f}$  ; RHOB entre 2,10 et 2,40  $\text{g/cm}^3$ ) intercalées **d'argilites très légèrement silteuses** (GR entre 55-65 API ; RHOB entre 2,33-2,40  $\text{g/cm}^3$ ), parfois à passage carbonatées. Dans ces argilites on trouve de très **minces niveaux de grès** (40-55 API, 90-120  $\mu\text{s/f}$  et 2,25-2,58  $\text{g/cm}^3$ ) **et de siltites** (40-60 API, 95-125 US/F et 2,20-2,25  $\text{g/cm}^3$ ) renfermant d'importantes proportions d'argilites qui se traduisent par des valeurs élevées de GR.

Le tableau XIV présente les différents électrofaciès du puits « KAF-4 » au Crétacé.

**Tableau XIV** : Electrofaciès rencontrés dans le sondage « KAF-4 » au Crétacé.

<b>Etages</b>	<b>Epaisseurs (m)</b>	<b>Lithologies</b>	<b>GR (API)</b>	<b>DT (µs/f)</b>	<b>RHOB (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Maastrichtien</b>	340	Argilites	65-100	95-125	2,10-2,33
		Argilites silteuses	55-65	95-125	2,33-2,40
		Grès	40-55	90-120	2,25-2,58
		Siltites	40-60	95-125	2,20-2,25
<b>Campanien</b>	90	Argilites	65-95	110-125	2,10-2,33
		Argilites silteuses	45-60	105-125	2,25-2,35
<b>Sénonien Inf.</b>	140	Argilites	60-80	95-120	2,10-2,30
		Argilites silteuses	45-60	105-125	2,25-2,35
		Grès	35-50	90-130	2,25-2,48
<b>Turonien</b>	10	Argilites silteuses	45-55	105-125	2,25-2,38
<b>Cénomanién</b>	380	Argilites silteuses	45-60	95-115	2,25-2,38
		Argilites	60-90	95-110	2,28-2,44
		Grès	25-50	75-110	2,33-2,55
		Calcaires	35-45	85-105	2,48-2,57
		Marnes	40-55	85-100	2,44-2,50
<b>Albien</b>	1370	Grès	20-45	65-105	2,35-2,55
		Argilite silteuse	45-60	80-105	2,30-2,44
		Argilites	60-99	80-105	2,28-2,40
		Calcaires	35-45	85-90	2,48-2,57
		Siltites	40-55	75-105	





(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
U : Unités ; Litho recons : Reconstitution lithologique).

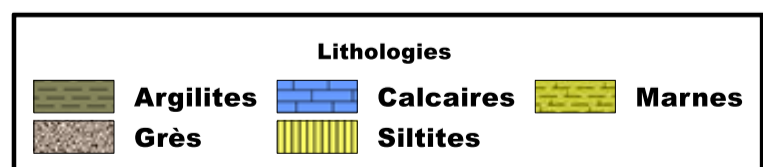


Figure 40 : Reconstitution lithologique du sondage « KAF-4 ».

## 5. RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-5 »

Les diagraphies Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Densité (RHOB) et Densité neutron (PHIN) ont permis de reconstituer la lithologie du sondage KAF-5. Les niveaux caractérisés sont l'Albien, le Cénomanién, le Turonien, le Sénonien inférieur, le Campanien et le Maastrichtien (figure 41).

### 5.1. Electrofaciès de l'Albien

L'Albien est épais de 305 m. Il renferme à la base les unités lithologiques de la Formation E (U1E et U2E) une mince partie de l'unité lithologique « U2C » au sommet. On trouve des bancs de grès passant à des siltites et alternant avec des bancs d'argilites silteuses. Au sommet on trouve un banc de calcaire.

Les diagraphies montrent la présence de faciès gréseux, d'argilites silteuses, de calcaires et de siltites. Ces différents faciès présentent les caractéristiques suivantes :

- **les faciès gréseux** ont des valeurs de GR de 30 à 40 API et de DT entre 65-95  $\mu\text{s}/\text{f}$ . Ces grès ont des électrofaciès à polarité négative et l'écartement entre les courbes RHOB - NPHI très faible ;
- **les argilites silteuses** (GR entre 35-55 API ; DT entre 85-105  $\mu\text{s}/\text{f}$ ) ont une courbe de densité (RHOB) évoluant à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN), traduisant un électrofaciès à polarité positive. L'écartement entre les courbes RHOB – NPHI est plus grand que celui des grès ;
- **les faciès calcaireux** sont présents au sommet ou dans le ciment des grès. Les valeurs de GR sont comprises entre 25-35 API et celles de DT entre 85-95  $\mu\text{s}/\text{f}$ . Ces calcaires se caractérisent par des courbes de densité (RHOB) et de porosité neutron (PHIN) superposées (électrofaciès à polarité nulle) ;
- **les siltites** ont des GR compris entre 35 et 45 API et des DT entre 75 et 90  $\mu\text{s}/\text{f}$ .

### 5.2. Electrofaciès du Cénomanién

Le Cénomanién est épais de 180 m et contient l'unité lithologique « U2C » constituée surtout d'argilites silteuses intercalées de grès et d'un niveau de siltites. On y trouve de la glauconite et quelques foraminifères planctoniques. Les diagraphiques attestent la présence de ces faciès :

- **les argilites silteuses** (GR compris entre 35-55 API ; DT compris entre 95-115  $\mu\text{s/f}$ ) sont caractérisées par une courbe de densité (RHOB) qui évolue à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN). Cette courbe indique un électrofaciès à polarité positive ;
- **les grès** sont présents à la base et alternent avec les argilites. Ils ont des valeurs de GR comprises entre 30 et 35 API et des DT comprises entre 65 et 110  $\mu\text{s/f}$ . Les grès ont des électrofaciès à polarité négative et un écartement faible entre les courbes RHOB – NPHI ;
- **les siltites** (GR entre 35-40 API ; DT entre 100-115  $\mu\text{s/f}$ ) ont un écartement entre les courbes de densité (RHOB) et de porosité neutron (PHIN) restreint.

### 5.3. Electrofaciès du Turonien

Le Turonien est épais de 310 m et renferme les 2 unités lithologiques de la Formation C « **U1C** et **U2C** ». Il comprend surtout des argilites silteuses et glauconieuses devenant des siltites à la base. Les argilites alternent avec des grès et de rares calcaires. On y trouve des paillettes de mica, d'abondants foraminifères planctoniques. L'étude des diagraphies montre les faciès suivants :

- **les argilites très silteuses** (GR entre 35-50 API et DT entre 105-120  $\mu\text{s/f}$ ) caractérisées par une courbe de densité (RHOB) évoluant à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN) ; elle indique un électrofaciès à polarité positive. L'écartement des courbes RHOB - NPHI est réduit ;
- **les grès** (GR entre 35-45 API ; DT entre 110-135  $\mu\text{s/f}$ ) caractérisés par des électrofaciès à polarité négative et l'écartement des courbes RHOB-NPHI très faible ;
- **les calcaires** (GR entre 30-35 API ; DT entre 120-130  $\mu\text{s/f}$ ) avec des courbes de densité (RHOB) et de porosité neutron (PHIN) tendent à se superposer (électrofaciès à polarité nulle) ;
- **les siltites** (GR entre 35-40 API et DT entre 85-110  $\mu\text{s/f}$ ) avec un écartement des courbes de densité (RHOB) et de porosité neutron (PHIN) restreint. Les valeurs de GR montrent que ces siltites sont argileuses.

### 5.4. Electrofaciès du Sénonien inférieur

Le Sénonien inférieur est épais de 83 m et renferme l'unité lithologique du sommet de la Formation C « **U1C** ». Il comprend des argilites gris brunâtre à modérément sombres, silteuses. On trouve des intercalations de grès à ciment calcaire, des traces de pyrite, de glauconites et des foraminifères planctoniques. Les diagraphies montrent les faciès suivants :

- **argilites silteuses** (GR entre 45-60 API et DT entre 105-120  $\mu\text{s/f}$ ) avec une courbe de densité (RHOB) qui évolue à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN) ; elle traduit un électrofaciès à polarité positive ;
- **grès** (GR entre 35-45 API ; DT entre 110-135  $\mu\text{s/f}$ ) caractérisés par des électrofaciès à polarité négative et l'écartement entre les courbes RHOB - NPHI très faible.

### 5.5. Electrofaciès du Campanien

Le Campanien est épais de 236 m et comporte une partie de l'unité « **U2B** ». Il comprend essentiellement des argilites gris sombre, légèrement silteuses, renfermant à la base de faibles niveaux de calcaires. Ces sédiments renferment de la glauconite et sont riches en foraminifères benthiques. Les diagraphies montrent les faciès suivants :

- **les argilites** (GR entre 60-95 API ; DT entre 110-130  $\mu\text{s/f}$ ) ont une courbe de densité (RHOB) qui évolue à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN) ; elle traduit un électrofaciès à polarité positive. La diminution de l'écartement des courbes RHOB et NPHI est due à la présence d'argilites plus silteuses ;
- **les calcaires** se rencontrent à la base de l'étage (GR entre 30-40 API ; DT entre 115-120  $\mu\text{s/f}$ ). Les courbes de densité (RHOB) et de porosité neutron (PHIN) tendent à se superposer et caractérisent les calcaires (électrofaciès à polarité nulle).

### 5.6. Electrofaciès du Maastrichtien

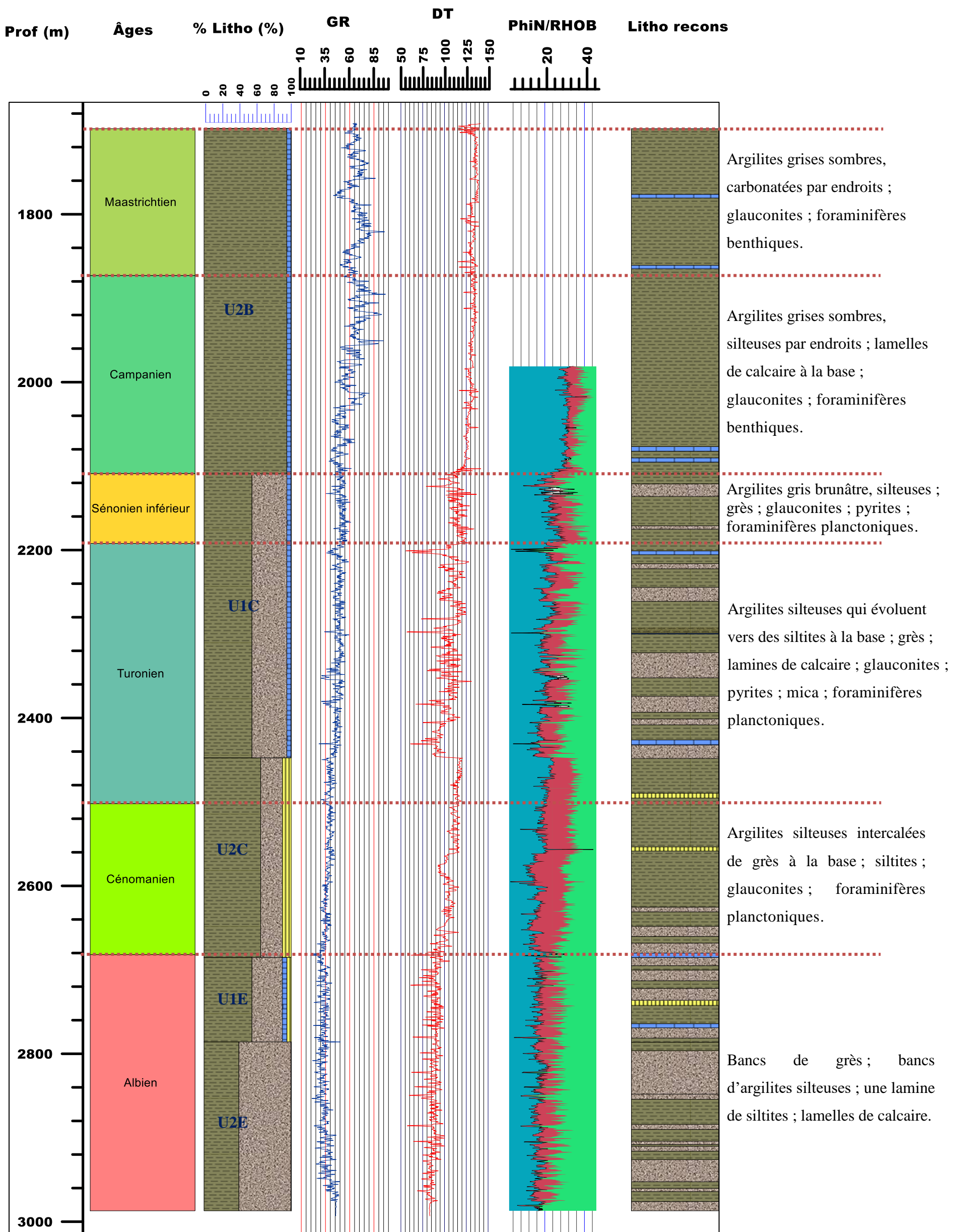
Le Maastrichtien est épais de 175 m et comprend l'unité lithologique de la Formation **B** « **U2B** ». Il est composé essentiellement par des argilites gris sombre, parfois carbonatées. On y trouve la glauconite et beaucoup de foraminifères benthiques.

Les diagraphies confirment la présence **d'argilites** (GR entre 60-90 API et DT entre 125-135  $\mu\text{s/f}$ ). Ces valeurs indiquent que les argilites sont légèrement silteuses et carbonatées par endroits. On trouve quelques bancs **de calcaires** (GR entre 40-45 API ; DT entre 105-115  $\mu\text{s/f}$ ) intercalés dans les argilites.

Le tableau XV présente les différents électrofaciès du puits « KAF-5 » au Crétacé.

**Tableau XV** : Electrofaciès rencontrés dans le sondage « KAF-5 » au Crétacé.

<b>Etages</b>	<b>Epaisseurs (m)</b>	<b>Lithologies</b>	<b>GR (API)</b>	<b>DT (<math>\mu\text{s}/\text{f}</math>)</b>
<b>Maastrichtien</b>	175	Argilites	60-90	125-125
		Calcaires	40-45	105-115
<b>Campanien</b>	236	Argilites	60-95	110-130
		Calcaires	30-40	115-120
<b>Sénonien Inf.</b>	83	Argilites silteuses	45-60	105-120
		Grès	35-45	110-135
<b>Turonien</b>	310	Argilites silteuses	35-50	105-120
		Grès	35-45	110-135
		Calcaires	30-35	120-130
		Siltites	35-40	85-110
<b>Cénomanién</b>	180	Argilites silteuses	35-55	95-115
		Grès	30-35	65-110
		Siltites	35-40	100-115
<b>Albien</b>	305	Grès	30-40	65-95
		Argilite silteuse	35-55	85-105
		Calcaires	25-35	85-95
		Siltites	35-45	75-90



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
 U : Unités ; Litho reconcs : Reconstitution lithologique).



Figure 41 : Reconstitution lithologique du sondage « KAF-5 ».

## 6. RECONSTITUTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE « KAF-6 »

Les diagraphies Gamma Ray (GR), Sonic (DT), Densité (RHOB) et Densité neutron (PHIN) ont permis de reconstituer la lithologie du sondage KAF-6. Les âges identifiés sont l'Albien, le Cénomaniens, le Turonien, le Sénonien inférieur, le Campanien et le Maastrichtien (figure 42).

### 6.1. Electrofaciès de l'Albien

L'Albien est épaisseur de 692 m et comprend à la base les unités lithologiques de la Formation E (U1E et U2E) et une petite partie de l'unité lithologique « U2C » et l'unité lithologique « U2D » au sommet. On trouve des couches épaisses d'argilites parfois silteuses. Ces argilites ont des intercalations de grès ou de siltites à la base et de calcaire à *Oligostéginidés* au sommet.

Les diagraphies indiquent la présence d'argilites, d'argilites silteuses, de grès, de calcaires et de siltites. Ces différents faciès présentent les caractéristiques suivantes :

- **les argilites** peu silteuses se trouvent au sommet de l'étage (GR entre 60-90 API ; DT entre 85-120 US/F) ;
- **les argilites silteuses** (GR entre 35-50 API ; DT entre 75-105  $\mu\text{s/f}$ ) ont une courbe de densité (RHOB) évoluant à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN) ; elle traduit un électrofaciès à polarité positive. L'écartement des courbes RHOB – NPHI est réduit, mais plus grand que celui des grès ;
- **les faciès gréseux** ont des valeurs de GR compris entre 40 et 45 API et des DT compris entre 65-95  $\mu\text{s/f}$ . Ces grès ont des électrofaciès à polarité négative et un écartement entre les courbes RHOB - NPHI très faible ;
- **les faciès calcaireux** se retrouvent au sommet de l'étage. Les valeurs de GR sont comprises entre 35-40 API et les DT entre 80-95  $\mu\text{s/f}$ . La présence des calcaires se traduit par des courbes de densité (RHOB) et de porosité neutron (PHIN) superposées (électrofaciès à polarité nulle) ;
- **les siltites** (GR entre 40 et 50 API ; DT entre 75 et 90  $\mu\text{s/f}$ ).

### 6.2. Electrofaciès du Cénomaniens

Le Cénomaniens est épais de 216 m et contient l'unité « U2C ». Il est constitué surtout d'argilites silteuses intercalées de faibles niveaux de grès. A la base et au sommet de l'étage

on trouve des lamines de calcaires. Le Cénomani renferme de rares traces de pyrite et des foraminifères planctoniques. Les diagraphies montrent les faciès suivants :

- **les argilites silteuses** (GR entre 35-50 API ; DT entre 80-105  $\mu\text{s/f}$ ) ont une courbe de densité (RHOB) évoluant à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN) ; elle traduit un électrofaciès à polarité positive ;
- **les grès** alternent avec les argilites. Ils ont des valeurs de GR comprises entre 20 et 35 API et de DT comprises entre 65 et 105  $\mu\text{s/f}$ . Ces grès ont des électrofaciès à polarité négative et un écartement entre les courbes RHOB - NPHI très faible ;
- **les calcaires** (GR compris entre 15-30 API ; DT compris entre 85-95  $\mu\text{s/f}$ ) ont des courbes de densité (RHOB) et de porosité neutron (PHIN) qui tendent à se superposer (électrofaciès à polarité nulle).

### 6.3. Electrofaciès du Turonien

Le Turonien est épais de 101 m et comprend la même unité lithologique « **U2C** » que la base du Sénonien inférieur. Le Turonien comprend des argilites silteuses alternant avec des grès. Il renferme de rares traces de pyrite et des foraminifères planctoniques. Les diagraphies permettent d'identifier les faciès suivants :

- **Les argilites silteuses** (GR entre 45-50 API ; DT entre 105-120  $\mu\text{s/f}$ ) ont une courbe de densité (RHOB) évoluant à droite de la courbe de porosité neutron (PHIN) ; elle traduit un électrofaciès à polarité positive. L'écartement des courbes RHOB, NPHI est réduit ;
- **Les grès** (GR entre 15-35 API ; DT entre 80-110  $\mu\text{s/f}$ ) sont caractérisés par des électrofaciès à polarité négative et un écartement des courbes RHOB - NPHI très faible ou nul. Les très faibles valeurs de GR traduiraient la présence de sable propre ou de grès à ciment calcaire.

### 6.4. Electrofaciès du Sénonien inférieur

Le Sénonien inférieur est épais de 365 m et renferme les unités lithologiques de la Formation C « **U2C** » à la base et « **U1C** » au sommet. Il comprend des argilites silteuses alternant avec les grès. Cette série est riche en foraminifères benthiques et planctoniques. Les diagraphies montrent les faciès suivants :

- **Les argilites silteuses** (GR entre 45-60 API ; DT entre 105-120  $\mu\text{s/f}$ ) renferment des traces de carbonate que confirment les valeurs faibles de GR ;



- **Les grès** (GR entre 15-45 API ; DT entre 75-115  $\mu\text{s/f}$ ) ont de très faibles valeurs de GR, ce qui indiquerait la présence de sable propre ou de grès à ciment calcaire.

### **6.5. Electrofaciès du Campanien**

Le Campanien est épais de 320 m, comprend à la base l'unité lithologique « **U1C** » et au sommet la même unité lithologique « **U1B** » de la base du Maastrichtien. Il comprend essentiellement des argilites gris brunâtre à grise sombre, silteuses. Ces argilites renferment à la base de l'étage des intercalations de grès. On trouve aussi de la glauconite et beaucoup de foraminifères benthiques. Les diagraphiques montrent les faciès suivants :

- **les argilites silteuses** (GR entre 40-50 API ; DT entre 110-135  $\mu\text{s/f}$ ) sont le plus souvent carbonatées, ce qui explique les faibles valeurs de GR ;
- **les grès** se trouvent à la base de l'étage et alternent avec les argilites silteuses (GR entre 10-40 API ; DT entre 65-115  $\mu\text{s/f}$ ). Les faibles valeurs de GR traduiraient la présence de sable propre ou de grès à ciment calcaire.

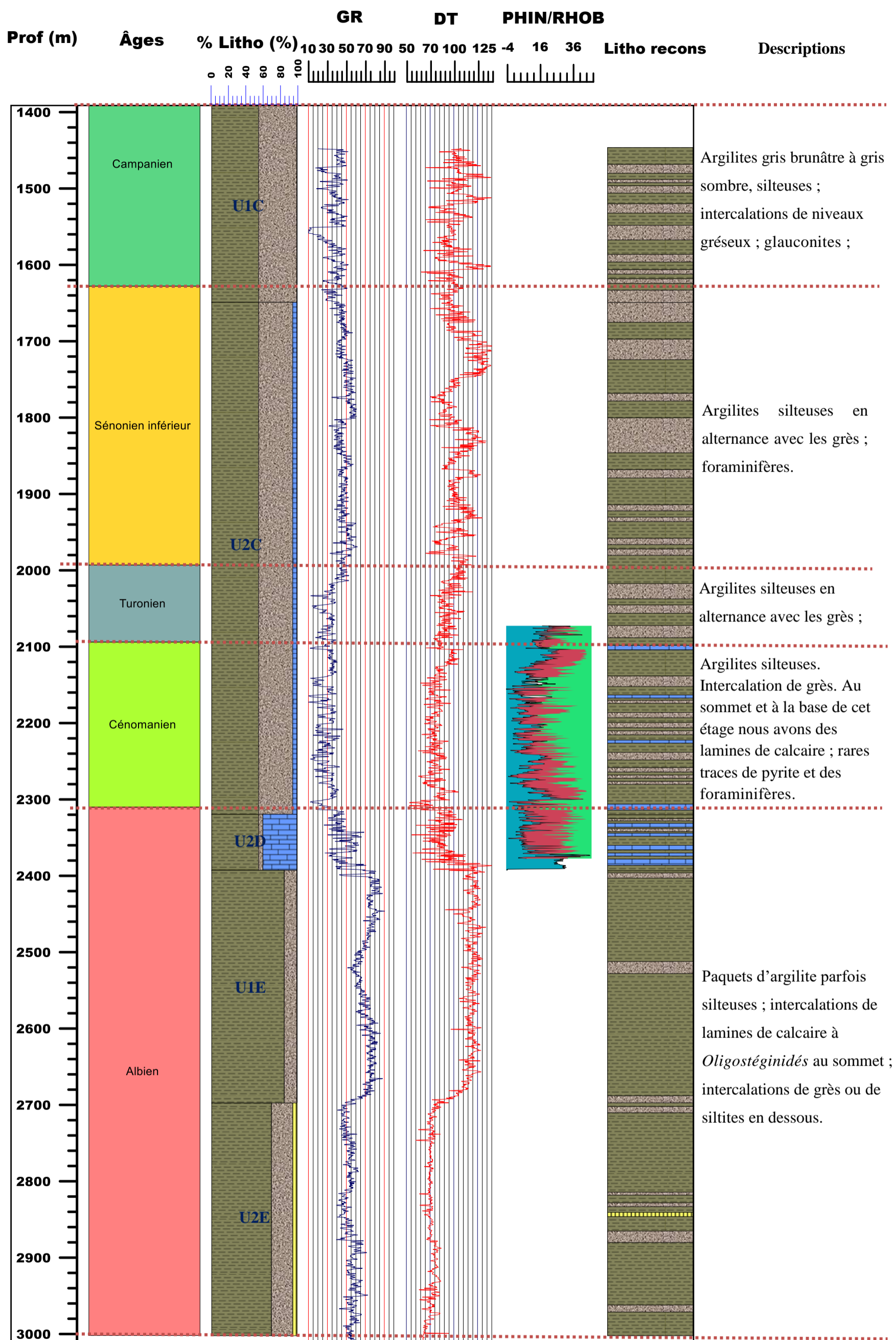
### **6.6. Electrofaciès du Maastrichtien**

Le Maastrichtien est épais de 439 m et comprend l'unité lithologique « **U1B** » à la base et l'unité lithologique « **U2A** » au sommet. Il est constitué à la base d'argilites grise brunâtre à grise olive, fermes, légèrement silteuses, carbonatées par endroits. On trouve des argilites sombre à jaune brunâtre, légèrement micromicacées, silteuses au sommet. On trouve aussi des traces de grès gris brunâtre à ciment calcaire. Le Maastrichtien renferme de la glauconite, des traces de pyrite et beaucoup de foraminifères benthiques.

Le tableau XVI montre les différents électrofaciès du sondage « KAF-6 » au Crétacé.

**Tableau XVI :** Electrofaciès du sondage « KAF-6 » au Crétacé.

<b>Etages</b>	<b>Epaisseurs (m)</b>	<b>Lithologies</b>	<b>GR (API)</b>	<b>DT (<math>\mu\text{s/f}</math>)</b>
<b>Maastrichtien</b>	439	Argilites		
		Grès		
		Calcaires		
<b>Campanien</b>	320	Argilites silteuses	40-50	110-135
		Grès	10-40	65-105
<b>Sénonien Inf.</b>	365	Argilites silteuses	45-60	105-120
		Grès	15-45	75-115
<b>Turonien</b>	101	Argilites silteuses	45-50	105-120
		Grès	15-35	80-110
<b>Cénomanién</b>	216	Argilites silteuses	35-50	80-105
		Grès	20-35	65-105
		Calcaires	15-30	65-95
<b>Albien</b>	692	Argilites	60-90	85-120
		Argilite silteuse	35-50	75-105
		Grès	40-45	65-95
		Calcaires	35-40	85-95
		Siltites	40-50	75-90



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
U : Unités ; Litho recons : Reconstitution lithologique).

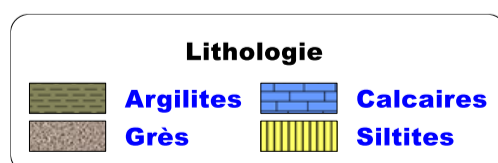


Figure 42 : Reconstitution lithologique du sondage « KAF-6 ».

## **7. CORRELATIONS LITHOLOGIQUES ET REPARTITION DES CORPS SEDIMENTAIRES**

Le but de cette corrélation est d'étudier l'extension latérale des différents faciès lithologiques du Crétacé et leur épaisseur dans le secteur d'étude (figures 43 et 44). Les corrérelations lithologiques montrent que le remplissage du bassin côtier ivoirien au Crétacé est constitué de divers faciès détritiques et peu de carbonate. Ces corrérelations sont établies suivant les âges.

### **7.1. Corrélation faciologique à l'Albien**

L'Albien a été recoupé dans les 6 sondages, avec des épaisseurs assez fortes mais variables (305 à 1370 m). Son épaisseur est plus forte au Nord-Est et au Sud-Ouest, plus réduite au Centre. Il est constitué de lithologies variées où dominant l'alternance de grès et d'argilite.

Au Sud, la base de l'Albien est plus gréseuse qu'au Nord où elle est constituée d'argilites peu silteuses. Les argilites sont plus silteuses au sommet de l'étage. Au Sud du profil, on trouve des alternances de grès et d'argilites parfois silteuses, ainsi que des intercalations de calcaires et de marnes. Au Centre on trouve des grès, des argilites silteuses, des siltites et des calcaires rares. On retrouve ces faciès au Nord-Est avec des épaisseurs variables. A l'exception du puits KAF-4 l'épaisseur des bancs de grès diminue du Sud au Nord. Les faciès carbonatés (calcaires et marnes) sont plus fréquents au sommet de l'Albien. Le passage de l'Albien au Cénomaniien manque souvent au Nord-Est, celui entre l'Albien et le Turonien au Sud-Ouest.

### **7.2. Corrélation faciologique au Cénomaniien**

Le Cénomaniien est représenté à l'Est et au Nord dans les sondages KAF-1, KAF-4 et KAF-6. Il s'amincit à l'Ouest et disparaît au Sud à KAF-2. L'épaisseur du Cénomaniien varie de 180 à 380 m. L'absence de dépôts serait due à l'érosion ou à l'absence de dépôt.

A l'Est et au Nord du profil KAF-1, KAF-4 et KAF-6, le Cénomaniien renferme des argilites parfois silteuses ainsi que des passées de grès, de calcaires et de marnes.

Au Centre dans le sondage KAF-5 on trouve des argilites silteuses alternant avec des grès et de rares siltites.

Au Cénomaniien les calcaires sont plus fréquents à l'Est qu'à l'Ouest. Sur le profil Nord-Sud, les grès sont plus fréquents au Nord qu'au Sud où dominant les argilites.

Les dépôts mixtes silicoclastiques et carbonatés sont absents à la limite entre la plateforme et le talus. Ils sont cantonnés dans la plateforme interne à moyenne.

### **7.3. Corrélation faciologique au Turonien**

Le Turonien est connu dans tous les sondages mais n'a pu être distingué du Cénomaniens dans le puits KAF-3. L'épaisseur variable (10 à 310 m) augmente vers l'Ouest et diminue du Nord au Sud. Dans les sondages KAF-1, KAF-4 et KAF-6 situés au Nord-Est, le Turonien est constitué d'argilites silteuses à intercalations de grès et de calcaire. Au Centre dans le sondage KAF-5, le Turonien est épais et constitué d'argilites silteuses à passées de grès et de fines intercalations de calcaire et de siltites. Au Sud et à l'Ouest du sondage KAF-2, le Turonien est constitué d'argilites silteuses à intercalations de calcaire et de marne.

Les dépôts du Turonien sont plus carbonatés à l'Ouest qu'à l'Est où ils deviennent plus détritiques (argilites silteuses, grès). Le Turonien est plus gréseux au Nord qu'au Sud où on observe quelques carbonates (tableau XVI).

### **7.4. Corrélation faciologique au Sénonien inférieur**

Le Sénonien inférieur est connu dans tous sondages avec une épaisseur de 18 à 365 m. Il est plus épais au Nord et à l'Est du bassin qu'à l'Ouest et au Sud. Les sondages situés dans la plateforme (KAF-1, KAF-4, KAF-6) renferment des argilites silteuses à intercalations de grès. Le sondage KAF-3 situé dans la zone néritique moyenne présente la même lithologie. Les grès disparaissent dans le sondage KAF-5. Le sondage situé entre la plateforme et le talus est plus riche en argilites silteuses et en marnes. Les grès connus au Nord-Est sont remplacés par des marnes au Sud-Ouest. Les argilites du Sénonien inférieur sont plus silteuses.

### **7.5. Corrélation faciologique au Campanien**

Le Campanien est présent dans tous les sondages étudiés avec une épaisseur comprise entre 90 m et 351 m. Au Nord-Est (KAF-1, KAF-4 et KAF-6), il renferme surtout des argilites silteuses et quelques intercalations de grès. Au Centre (KAF-5) et au Sud-Ouest (KAF-3, KAF-2) on trouve des argilites parfois silteuses et quelques intercalations de grès et de calcaires. Dans le sondage KAF-5 les argilites sont moins silteuses.

### **7.6. Corrélation faciologique au Maastrichtien**

Le Maastrichtien est connu dans tous les sondages étudiés avec une épaisseur de 90 à 439 m. Il est constitué d'argilites parfois silteuses, avec de rares passées de grès et de calcaires. L'épaisseur est plus importante au Nord-Est (KAF-1, KAF-4 et KAF-6) qu'au Sud-Ouest. Les sondages situés sur la plateforme interne (Nord-Est) renferment de rares passées de siltites et de grès, alors qu'au Sud (KAF-2) on ne trouve que des argilites parfois silteuses. A

l'Ouest et au Centre, on trouve des calcaires et des passées de grès au sommet de l'étage. Sur les profils Nord-Sud et Est-Ouest, on observe des variations latérales de faciès. Au Sud on trouve uniquement des argilites silteuses par endroits. Au Centre on trouve dans les argilites des calcaires. Au Nord, les grès et les siltites passent à des calcaires.

Les tableaux XVII et XVIII montrent les différentes variations de faciès dans les profils Nord-Sud et Est-Ouest des sondages au Crétacé.

**Tableau XVII** : Profil Nord-Sud, montrant les variations de faciès au cours de Crétacé

<b>Âges</b>	<b>Faciès au Nord du profil (KAF-1 ; KAF-4 ; KAF-6)</b>	<b>Faciès au Centre du profil (KAF-3 ; KAF-5)</b>	<b>Faciès au Sud du profil (KAF-2)</b>
<b>Maastrichtien</b>	Argilite/Argilites silteuses Grès/Siltites	Argilites/Calcaires/Grès	Argilites/Argilites silteuses
<b>Campanien</b>	Argilites silteuses/Grès	Argilites/Argilites silteuses Calcaires/Grès	Argilites/Argilites silteuses Calcaires
<b>Sénonien inférieur</b>	Argilites silteuses/Grès	Argilites silteuses/Grès	Argilites silteuses/Marnes
<b>Turonien</b>	Argilites silteuses/Grès	Argilites silteuses/Grès Calcaires/Siltites	Argilites silteuses/Calcaires Marnes
<b>Cénomaniien</b>	Argilites silteuses/Calcaires Grès/Marnes	Argilites silteuses/Calcaires Grès/Siltites	Absent
<b>Albien</b>	Argilites/Argilites silteuses Grès/Calcaires/Siltites	Argilites/Argilites silteuses Grès/Calcaires/Siltites	Argilites silteuses/Grès Calcaires/Marnes

**Tableau XVIII :** Profil Est-Ouest montrant les variations de faciès au Crétacé.

Âges	Faciès à l'est du profil (KAF-1 ; KAF-4 ; KAF-6)	Faciès au centre du profil (KAF-5)	Faciès à l'ouest du profil (KAF-3 ; KAF-2)
<b>Maastrichtien</b>	Argilite/Argilites silteuses Grès/Siltites	Argilites/Calcaires	Argilites/Argilites silteuses Calcaires /Grès
<b>Campanien</b>	Argilites silteuses/Grès	Argilites/Calcaires	Argilites/Argilites silteuses Calcaires/Grès
<b>Sénonien inférieur</b>	Argilites silteuses/Grès	Argilites silteuses/Grès	Argilites silteuses/Grès Marnes
<b>Turonien</b>	Argilites silteuses/Grès	Argilites silteuses/Grès Calcaires/Siltites	Argilites silteuses/Grès Calcaires/Marnes
<b>Cénomaniien</b>	Argilites silteuses/Grès Calcaires/Marnes	Argilites silteuses/Grès Siltites	Argilites silteuses/Grès Calcaires
<b>Albien</b>	Argilites/Argilites silteuses Grès/Calcaires/Siltites	Argilites silteuses/Grès Calcaires/Siltites	Argilites/Argilites silteuses Grès/Calcaires/Marnes

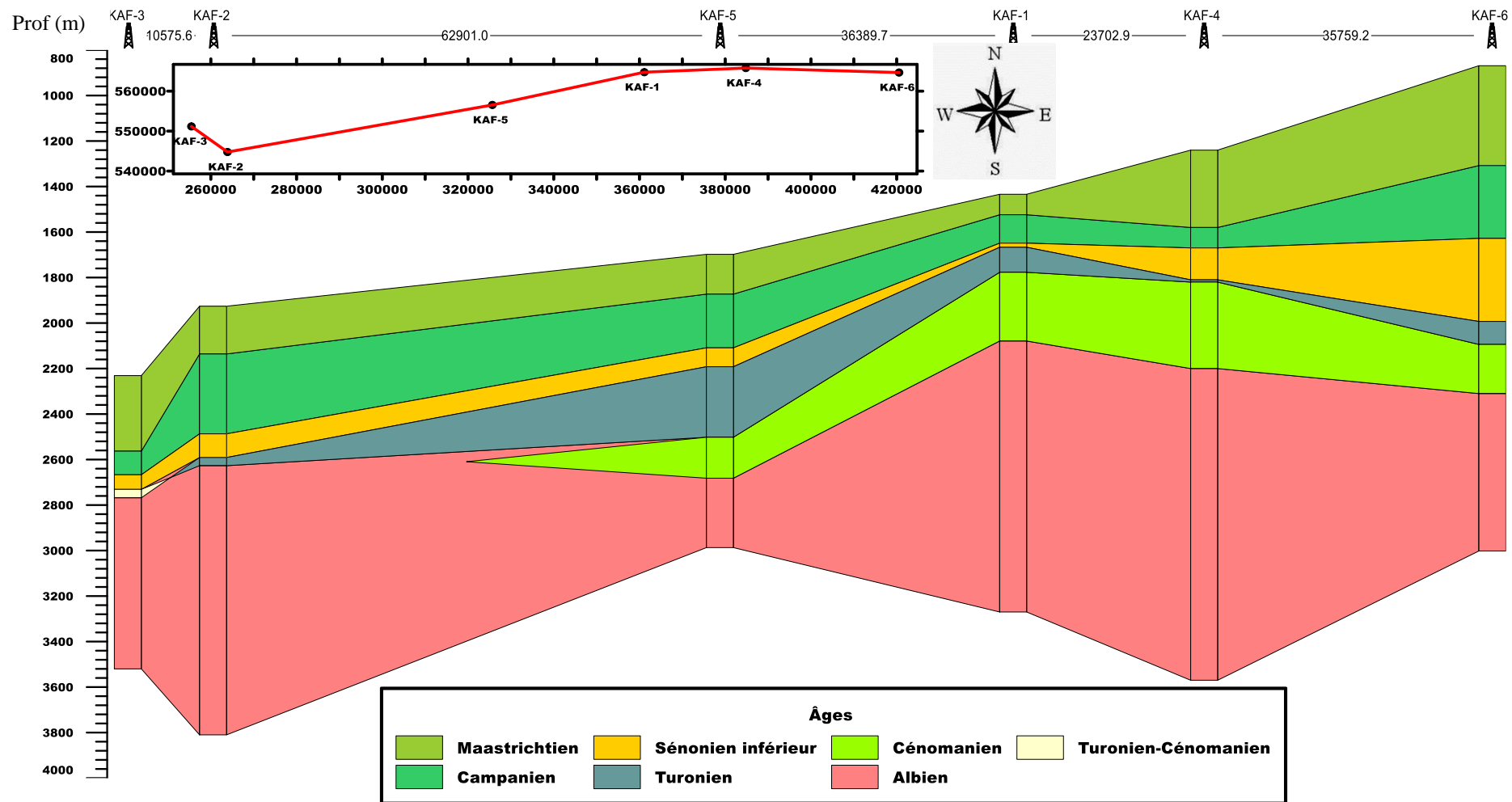


Figure 43 : Corrélation chronostratigraphique des six sondages étudiés.



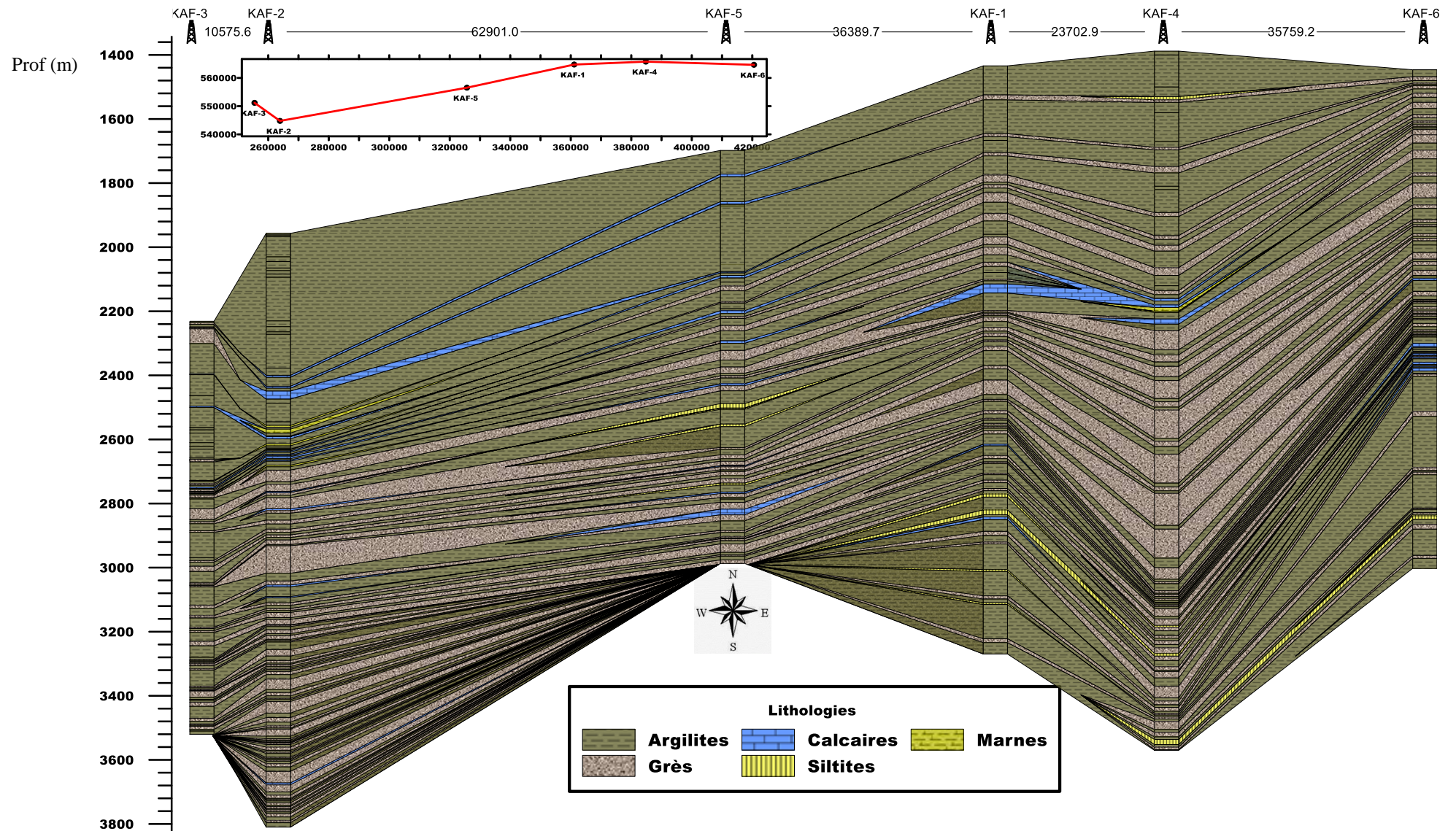


Figure 44 : Corrélation faciologique des six sondages étudiés.

## 8. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

L'interprétation et la discussion porteront sur les électrofaciès identifiés, leurs variations, leur épaisseur et sur les environnements de dépôts.

### 8.1. Variations des électrofaciès

Les électrofaciès identifiés dans les sondages sont très hétérogènes. L'Albien a des épaisseurs importantes et continues alors qu'au Crétacé supérieur les épaisseurs sont plus faibles. Cela s'expliquerait d'une part, par une plus forte subsidence à l'Albien permettant la création d'espace disponible et par des apports terrigènes plus importants. Les apports détritiques généralisés à l'Albien ont pu inhiber la production de carbonate. Les variations d'épaisseur peuvent être dues à la formation de horsts et de grabens au Crétacé (Wendt & Belka, 1991).

Helm (2009) à la suite de ses travaux sur des sondages de l'offshore de Côte d'Ivoire impute l'augmentation du volume et de la vitesse de sédimentation terrigène de l'Albien à une surrection de la marge ivoirienne et à l'érosion des épaulements du rift de l'Atlantique Equatorial (Crétacé inférieur). Pour cet auteur, la production de carbonates a provoqué la diminution du volume et de la vitesse de sédimentation au Crétacé supérieur. Pour lui la surrection de la Dorsale de Man-Léo expliquerait la vitesse et le volume de sédiments détritiques du Crétacé inférieur. L'épaisseur plus faible du Crétacé supérieur s'expliquerait d'une part par le climat plus aride du Crétacé supérieur par rapport au Crétacé inférieur plus humide, d'autre part par la subsidence plus faible. Le ralentissement de la subsidence à partir du Cénomaniens a été mis en évidence par Latil-Brun *et al.* (1987). Cette subsidence serait d'origine thermique selon Rémi (2015).

La sédimentation de l'Albien est dominée par des alternances de grès et d'argilites. A la fin de l'Albien/début du Cénomaniens elle devient légèrement carbonatée. Cette évolution serait due à l'augmentation de la tranche d'eau qui a favorisé le dépôt des carbonates. Morrison *et al.* (1999) confortent cette hypothèse et situe le début de l'ouverture marine à l'Albien terminal. Fabre (2005) et Guiraud *et al.* (2005) montrent que l'Afrique de l'Ouest a été partiellement recouverte par la mer qui progressait au Sud au Cénomaniens-Turonien.

Selon De Coprona (1992) pendant l'Albien supérieur (au large de Sassandra), certains sommets ont été isolés du flux terrigène continental et sont affectés par une sédimentation de plateforme carbonatée. Cela traduit la progression de la transgression dans la région étudiée entre la fin de l'Albien et la base du Cénomaniens. D'après Tissot & Welte (1984) la

transgression a pu jouer un rôle en limitant la vitesse de sédimentation au Crétacé supérieur. L'expansion du domaine océanique aurait freiné les apports terrigènes loin des bassins océaniques.

D'après Serrano (2001) les bancs épais de grès caractérisent des conditions de haute énergie. La subsidence permet l'accumulation sur de fortes épaisseurs. Le Cénomaniens est mince et parfois absent, ce qui serait dû à l'érosion ou à l'absence de dépôt.

Kessé (2015) a montré une augmentation de l'épaisseur du Turonien vers l'Est, ce que nos travaux n'ont pas confirmé. Cela est peut-être due à la forte étendue du secteur qu'il a étudié (de la marge de San-Pedro à la marge d'Abidjan). Le Turonien étant pratiquement en lambeau dans le bassin sédimentaire ivoirien, il serait difficile d'identifier une direction privilégiée de l'augmentation de son épaisseur.

Chierici (1996) date la première transgression marine franche au Cénomaniens. Elle a permis le dépôt de marnes et de calcaires pélagique à *Oligostéginidés* qui correspondent au stade de marge transformante active (continent-océan) (Clift *et al.*, 1997). Ces dépôts se seraient plus ou moins érodés ou sont absents du Turonien au Sénonien inférieur. Cette hypothèse s'accorde avec nos résultats car le Cénomaniens est absent au Sud du profil de corrélation et renferme aussi des marnes et des calcaires à *Oligostéginidés*.

Nos travaux montrent dans certaines formations, des argilites homogènes alternant avec des niveaux d'argilites silteuses qui correspondent aux dépôts de plateforme externe comme dans certains dépôts du Sénonien supérieur (Campanien et Maastrichtien) des sondages étudiés. Les fortes proportions de siltites et de grès dans les argilites correspondent à un dépôt de plateforme interne (Benyoucef, 2012).

L'étude de 2 puits (MR-X et DH-X) dans le bassin offshore ivoirien a permis à Yao *et al.* (2013) de mettre en évidence des faciès lithologiques semblables à ceux que nous avons trouvés au Crétacé. On trouve par ailleurs des lamines de dolomie au Maastrichtien.

## **8.2. Environnements de dépôts**

A l'Albien supérieur la sédimentation subit une influence marine croissante et le domaine marin « marginal » s'ouvre. C'est ce qu'atteste le dépôt de carbonate à l'Albien terminal et au début du Cénomaniens.

Les travaux réalisés au Ghana, au Togo et au Bénin montrent que l'Albien correspondait à des dépôts marins marginaux à continentaux (Elsborg & Dalode, 1985), ce qui s'accorde bien

avec nos résultats. D'après Bamba *et al.* (2011) le milieu de dépôt est passé du domaine littoral à influence continentale à l'Albien vers une plateforme externe au Turonien.

Nous avons mis en évidence la rareté ou l'absence de foraminifères benthiques dans les formations C, D et E. D'après Bamba *et al.* (2011) l'absence des foraminifères benthiques s'expliquerait par un dépôt en milieu abrité et relativement anoxique sur une plateforme interne soumise à une influence continentale prépondérante. Cette explication s'accorde en partie avec nos résultats.

Les travaux de Kouamé (2013) sur la marge continentale ivoirienne l'ont amené à conclure que la sédimentation au Crétacé inférieur n'est pas d'origine marine, mais constituée de dépôts clastiques continentaux, fluviaux ou littoraux. La configuration des dépôts indique une vitesse de sédimentation relativement importante avec des conditions hydrodynamiques agitées et calmes.

L'étude des microfossiles a conduit Kessé (2015) à conclure que le milieu de dépôt est passé d'une plateforme interne à moyenne (oxygénation moyenne) à une plateforme moyenne à externe (oxygénation minimale) du Cénomaniens au Turonien.

Du Turonien au Sénonien inférieur, la ride de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana a été surélevée (Bigot-Cormier *et al.*, 2005). Les carbonates s'y déposent dans un milieu probablement peu profond (Briais, 2015). Les carbonates des sondages étudiés se seraient formés dans ces conditions.

A partir du Campanien supérieur, la subsidence rapide de la ride de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana a produit un changement brutal de l'environnement de dépôt qui se traduit par l'arrêt des apports terrigènes. Après une période de baisse de la vitesse de sédimentation, des sédiments bio-siliceux se déposent sur la ride et des argilites sombres à brunâtres dans le bassin ivoirien profond.

## **Conclusion**

L'étude des enregistrements de diagraphies a permis de caractériser les différents électrofaciès des lithologies des logs de forage. Ces diagraphies ont permis de reconnaître 6 types de faciès lithologiques (argilites, argilites silteuses, grès, calcaires, marnes et siltites) et de délimiter les unités stratigraphiques. Les argilites ont un GR relativement élevé et l'écart entre les courbes NPHI-RHOB est grand (électrofaciès à polarité positive). Les grès et les argilites silteuses ont un GR moyen à faible et les courbes NPHI et RHOB permettent de les différencier. Les grès

ont un électrofaciès à polarité négative et les argilites silteuses un électrofaciès à polarité positive. Les carbonates ont des valeurs de GR très faibles avec des courbes NPHI et RHOB presque confondues (électrofaciès à polarité nulle).

L'Albien très épais est dominé par une sédimentation détritique avec des alternances de grès et d'argilites. Les fortes épaisseurs sont dues à la subsidence du rift qui a séparé les continents africain et sud-américain.

Les carbonates apparaissent à la fin de l'Albien et au début du Cénomaniens. Ils pourraient marquer le début de l'augmentation de la tranche d'eau océanique à la suite d'une transgression. Le Cénomaniens est peu épais et présent surtout à l'Est et au Nord du secteur étudié. Il s'amincit à l'Ouest et disparaît au Sud. L'absence de dépôt au Cénomaniens serait dû à une phase d'émersion et d'érosion ou à l'arrêt de la sédimentation.

Au Turonien les carbonates sont plus importants à l'Ouest qu'à l'Est où ils paraissent plus détritiques (argilites silteuses, grès). Le Turonien est plus gréseux au Nord avec quelques carbonates.

Le Sénonien inférieur peu épais renferme des argilites silteuses à intercalations de grès. Au Campanien et au Maastrichtien la sédimentation est dominée par des argilites parfois silteuses. Cette sédimentation correspondrait à une plateforme externe à moyenne. On trouve néanmoins de rares passées de grès et de calcaires par endroits.

## **CHAPITRE VII : CARACTERISATION ELECTRO-SEQUENTIELLE**

Dans ce chapitre, nous présentons les électro-séquences caractéristiques de l'Albien au Maastrichtien dans chaque sondage. Il s'agit d'un découpage séquentiel suivant les tournures et certaines particularités (surfaces clés, formes) observées sur les logs Gamma Ray (GR), Sonic (TD), Densité (RhoB) et Porosité neutron (Nphi).

### **1. ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-1**

Dans ce forage, les étages de l'Albien au Maastrichtien ont été rencontrés (figure 44).

#### **1.1. Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-1**

L'Albien comprend 5 électro-séquences : A1<sub>1</sub>, A2<sub>1</sub>, A3<sub>1</sub>, A4<sub>1</sub> et A5<sub>1</sub>. Les électro-séquences A1<sub>1</sub> et A2<sub>1</sub> ont été identifiées dans l'unité « 2E » ; la première montre une tournure positive (granoclassement normal ou croissant) et la deuxième une tournure négative (granoclassement inverse ou décroissant). Les électro-séquences A3<sub>1</sub> et A4<sub>1</sub> sont issues de l'unité « 1E ». Ces deux séquences montrent dans l'ensemble des tournures négatives mais une tournure positive apparaît au sommet de la séquence A4<sub>1</sub>. Les variations de tournure se traduisent par une diminution progressive de la proportion d'argilites de la séquence A1<sub>1</sub> à la séquence A4<sub>1</sub>. La séquence A5<sub>1</sub> montre une diminution brusque de la proportion d'argilites qui correspond probablement à une surface d'érosion. Cette séquence a une forme en cloche (granoclassement normal) avec une tournure positive et constitue la base de l'unité « 2C ». La rupture brutale survenue dans les argilites fait évoquer plutôt une discordance qu'une érosion ou une inondation. Il s'agit d'une discordance stratigraphique.

#### **1.2. Electro-séquence du Cénomaniien du forage KAF-1**

Le Cénomaniien est caractérisé par 5 électro-séquences: Ce1<sub>1</sub>, Ce2<sub>1</sub>, Ce3<sub>1</sub>, Ce4<sub>1</sub> et Ce5<sub>1</sub>. La séquence en forme d'œuf Ce1<sub>1</sub> correspond à la signature du toit de l'unité « 2C ». Sa base est discordante sur la dernière électro-séquence de l'Albien et le sommet a une surface transgressive d'érosion. Les séquences Ce2<sub>1</sub>, Ce3<sub>1</sub> et Ce4<sub>1</sub> montrent une succession de tournures positives. L'électro-séquence Ce5<sub>1</sub> a une forme légèrement cylindrique. Cette allure montre que les grès se sont déposés dans des chenaux. La séquence Ce3<sub>1</sub> renferme une zone non enregistrée pouvant contenir une autre séquence et correspondant à un « gap ».

### **1.3. Electro-séquence du Turonien du forage KAF-1**

Le Turonien de ce forage comprend 2 séquences : Tu1<sub>1</sub> et Tu2<sub>1</sub>. La première électro-séquence montre une tournure positive et la deuxième une tournure négative. Elles sont séparées par une surface d'érosion.

### **1.4. Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-1**

Le Sénonien inférieur renferme une seule électro-séquence (Se1<sub>1</sub>) qui définit une tournure négative. Cette séquence forme avec les séquences du Turonien (Tu1<sub>1</sub> et Tu2<sub>1</sub>) et du Cénomaniens (Ce2<sub>1</sub>, Ce3<sub>1</sub>, Ce4<sub>1</sub> et Ce5<sub>1</sub>) les signatures diagraphiques de la Formation « 1C ».

### **1.5. Electro-séquence du Campanien du forage KAF-1**

Dans ce forage le Campanien comprend 4 électro-séquences : C1<sub>1</sub>, C2<sub>1</sub>, C3<sub>1</sub> et C4<sub>1</sub>. L'électro-séquence C1<sub>1</sub> est caractérisée par une ligne de base. Elle présente une base de surface régressive et un sommet de surface d'érosion. Les électro-séquences C2<sub>1</sub>, C3<sub>1</sub> et C4<sub>1</sub> ont des tournures positives et sont limitées par une surface d'érosion. Le passage des séquences C2<sub>1</sub> et C3<sub>1</sub> est marquée par une surface transgressive d'érosion.

### **1.6. Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-1**

Une seule électro-séquence M1<sub>1</sub> caractérise le Maastrichtien du forage KAF-1. Elle montre une tournure positive. Cette séquence forme avec celle du Campanien (C1<sub>1</sub>, C2<sub>1</sub>, C3<sub>1</sub> et C4<sub>1</sub>) les signatures diagraphiques de l'unité 2B.

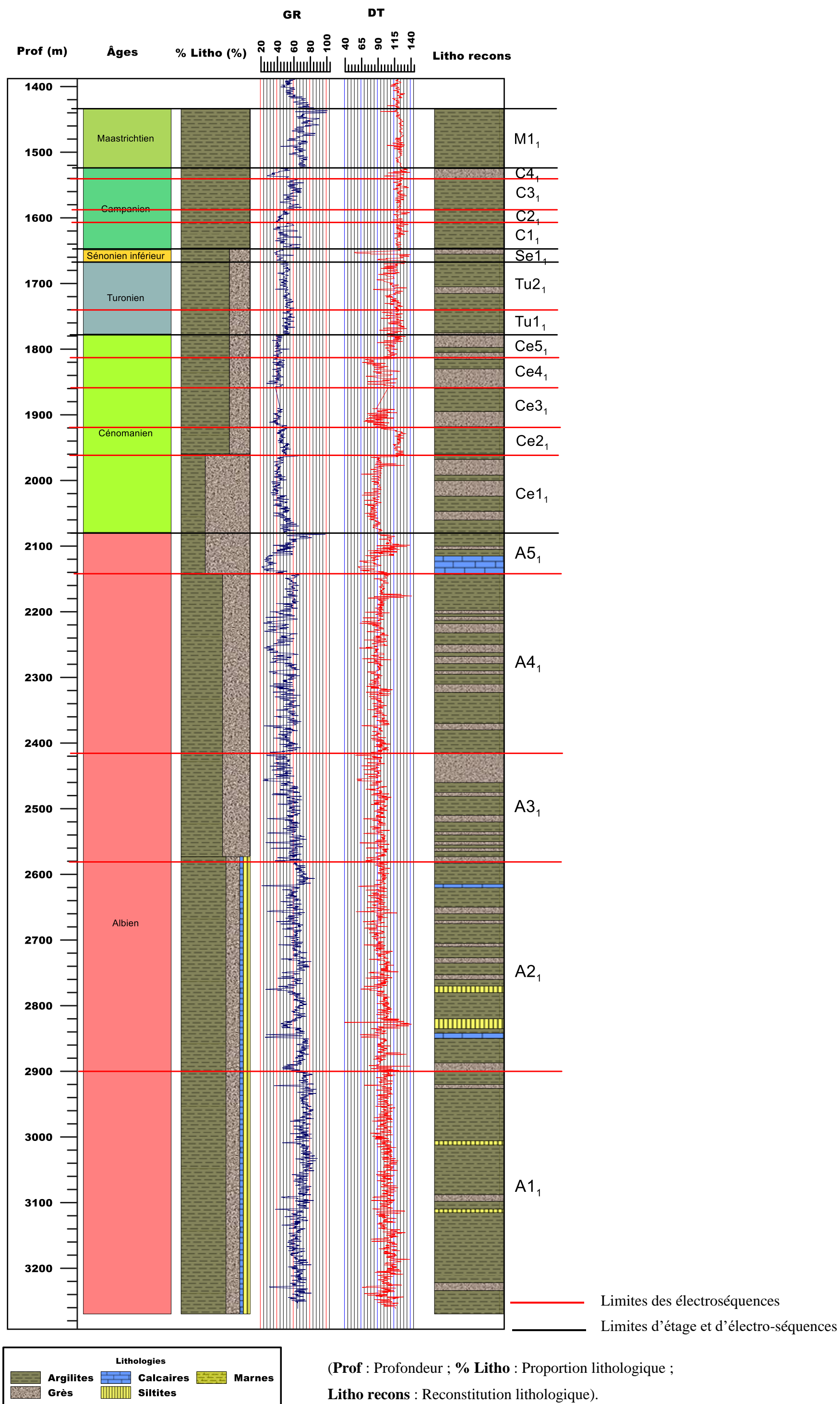


Figure 45 : Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-1.



## **2. ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-2**

On trouve dans ce forage une lacune stratigraphique marquée par l'érosion du Cénomaniens ou son absence de dépôt. Les autres étages (Albien à Maastrichtien) ont été reconnus (figure 45).

### **2.1. Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-2**

Neuf électro-séquences ont été reconnues dans ce forage : A1<sub>2</sub>, A2<sub>2</sub>, A3<sub>2</sub>, A4<sub>2</sub>, A5<sub>2</sub>, A6<sub>2</sub>, A7<sub>2</sub>, A8<sub>2</sub>, et A9<sub>2</sub>. Les 6 premières électro-séquences se trouvent dans l'unité « 2E » du forage KAF-2. Dans ces séquences on trouve une succession de tournures positives et négatives avec par endroits des formes en œufs et cylindriques. Les allures cylindriques caractérisent les dépôts de chenaux. Les limites des séquences sont caractérisées par une surface d'érosion, sauf la base des séquences A3<sub>2</sub> et A4<sub>2</sub> qui montre une limite de surface transgressive d'érosion. Les électro-séquences A7<sub>2</sub> et A8<sub>2</sub> ont été identifiées dans l'unité « 1E » où elles sont cylindriques à base érosive (A7<sub>2</sub>) et une succession de tournures positives (A8<sub>2</sub>). La séquence A9<sub>2</sub> appartient à la signature diagrapique de l'unité « 2D » qui montre une légère tournure positive.

### **2.2. Electro-séquence du Turonien du forage KAF-2**

Le Turonien repose en discordance sur l'Albien dans ce forage. Sa signature diagrapique est marquée par la seule électro-séquence Tu1<sub>2</sub>. Elle présente 2 tournures négatives (entonnoirs). Cette séquence est connue dans l'unité « 1D ».

### **2.3. Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-2**

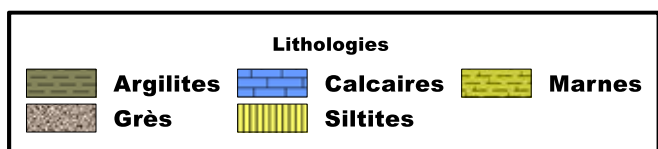
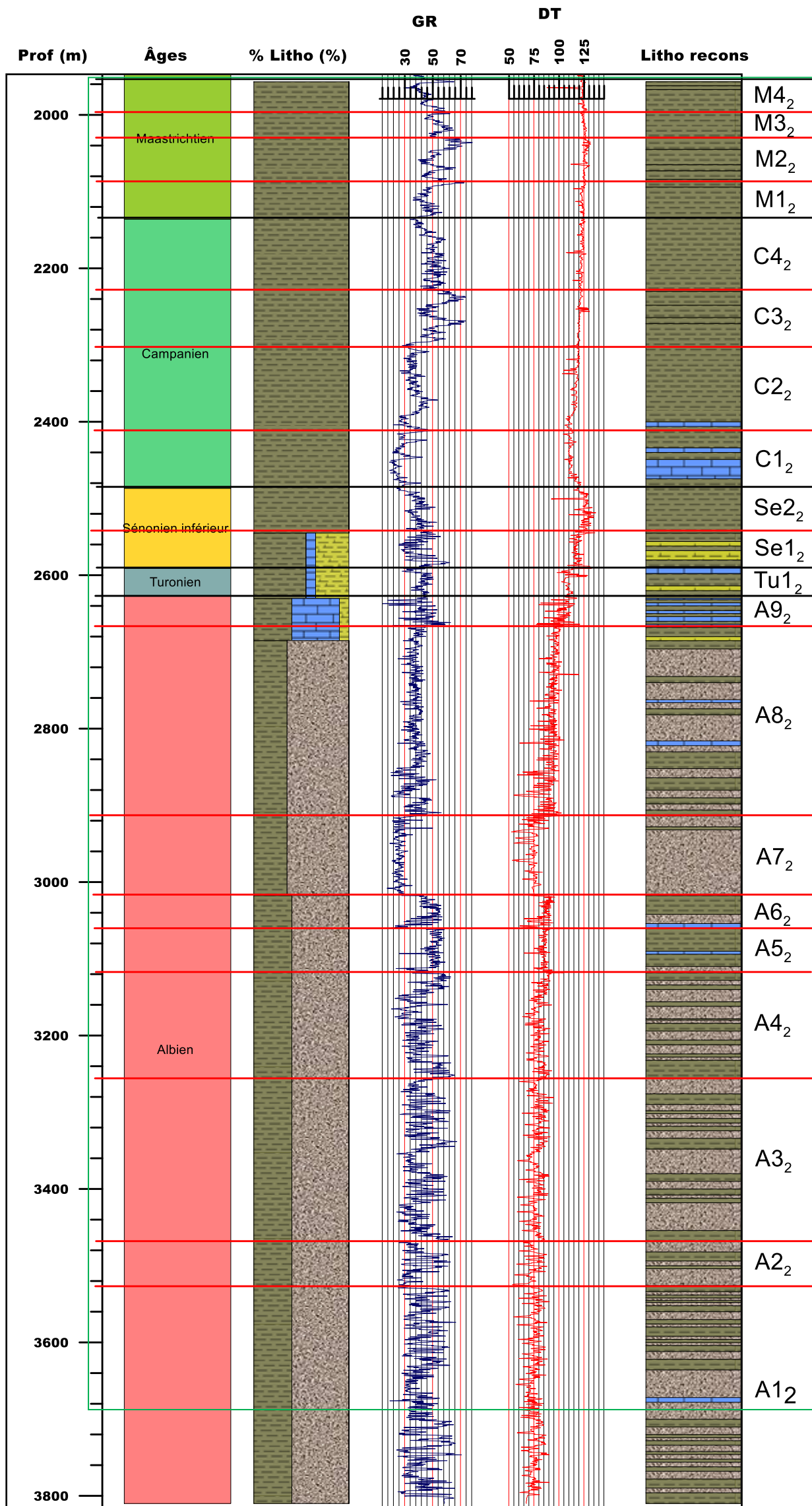
Le Sénonien inférieur comprend 2 électro-séquences : Se1<sub>2</sub> et Se2<sub>2</sub>. La S1<sub>2</sub> a une base érosive et des formes à tournure positive (cloche) et en œuf. Cette séquence forme avec la séquence Tu1<sub>2</sub> l'ensemble des signatures diagrapiques de l'unité « 1D ». La Se2<sub>2</sub> appartient à l'unité « 2B » et montre une tournure négative ou granocroissante (entonnoir). Cette séquence indique un approfondissement du milieu marin.

### **2.4. Electro-séquence du Campanien du forage KAF-2**

Quatre électro-séquences sont connues au Campanien (C1<sub>2</sub>, C2<sub>2</sub>, C3<sub>2</sub> et C4<sub>2</sub>) et appartiennent à l'unité 2B. Les formes rencontrées ont des tournures positives (C3<sub>2</sub>), négatives (C2<sub>2</sub> et C4<sub>2</sub>) et en forme d'œuf (C1<sub>2</sub>). Les limites de séquences correspondent à des surfaces érosives sauf la séquence C1<sub>2</sub> qui montre une surface de transgression érosive.

## **2.5. Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-2**

Le Maastrichtien comprend aussi 4 électro-séquences ( $M1_2$ ,  $M2_2$ ,  $M3_2$  et  $M4_2$ ) qui ont été définies dans la Formation 2B. Les séquences  $M1_2$  et  $M2_2$  ont des formes en œuf. Les séquences  $M3_2$  et  $M4_2$  montrent des tournures négatives.



— Limites des électroséquences  
 — Limites d'étage et d'électro-séquences

(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
 Litho recons : Reconstitution lithologique).

Figure 46 : Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-2.

### **3. ELECTRO-SÉQUENCE DU FORAGE KAF-3**

Le forage KAF-3 a recoupé les étages de l'Albien, du Turonien, du Sénonien inférieur, du Campanien et du Maastrichtien. Le Cénomaniens est absent (figure 46).

#### **3.1. Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-3**

L'Albien du forage KAF-3 comprend 7 électro-séquences (A1<sub>3</sub>, A2<sub>3</sub>, A3<sub>3</sub>, A4<sub>3</sub>, A5<sub>3</sub>, A6<sub>3</sub> et A7<sub>3</sub>). Les électro-séquences A1<sub>3</sub> et A2<sub>3</sub> caractérisent la Formation « 3E ». Les électro-séquences A3<sub>3</sub>, A4<sub>3</sub> et A5<sub>3</sub> se rencontrent dans la Formation « 2E » et les électro-séquences A6<sub>3</sub> et A7<sub>3</sub> dans l'unité « 1E ». Ces électro-séquences ont dans l'ensemble des allures cylindriques. Le sommet de la séquence A7<sub>3</sub> a une allure d'œuf et indique la présence de surfaces érosives. Les formes cylindriques caractérisent des dépôts de chenaux.

#### **3.2. Electro-séquence du Turonien du forage KAF-3**

Au Turonien on trouve une seule électro-séquence Tu1<sub>3</sub> dans l'unité « 2C ». Celle-ci présente une ligne de base avec une succession de petites tournures positives.

#### **3.3. Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-3**

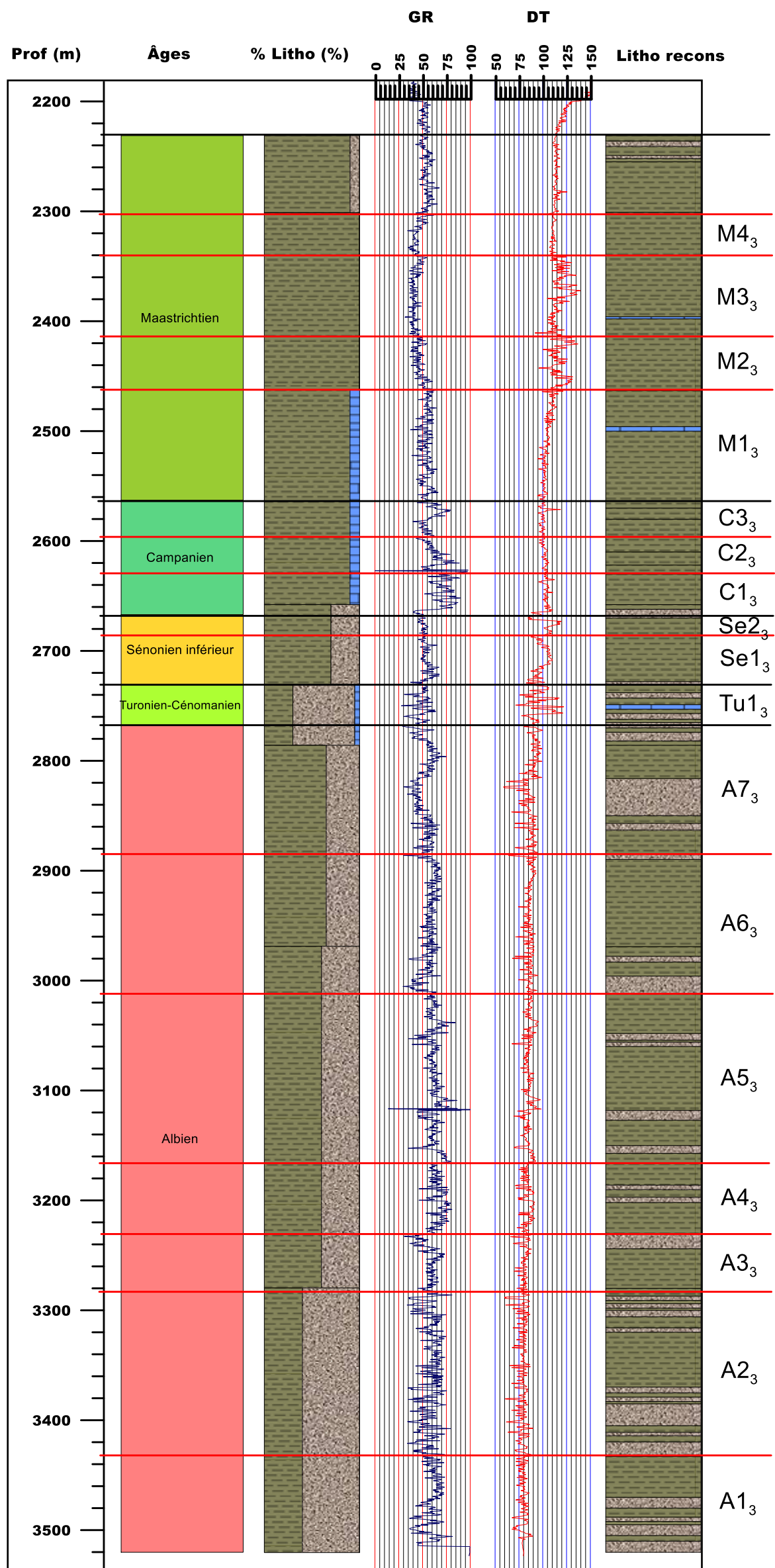
Deux électro-séquences sont identifiées (Se1<sub>3</sub> et Se2<sub>3</sub>). Elles montrent une succession de tournures positives et de formes d'œuf. Elles sont caractéristiques de l'unité « 1C ».

#### **3.4. Electro-séquence du Campanien du forage KAF-3**

Le Campanien comprend 3 électro-séquences C1<sub>3</sub>, C2<sub>3</sub> et C3<sub>3</sub>. Ces séquences présentent des tournures négatives mais la partie terminale de l'électro-séquence C3<sub>3</sub> a une tournure positive. Elles sont présentes dans l'unité « 2B ».

#### **3.5. Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-3**

Cinq électro-séquences se retrouvent dans cet étage : M1<sub>3</sub>, M2<sub>3</sub>, M3<sub>3</sub>, M4<sub>3</sub>, M5<sub>3</sub>. L'électro-séquence M1<sub>3</sub> forme avec les électro-séquences du Campanien la signature diagraphique de l'unité « 2B ». Les électro-séquences M2<sub>3</sub>, M3<sub>3</sub> et M4<sub>3</sub> caractérisent l'unité « 1B » et l'électro-séquence M5<sub>3</sub> l'unité « 2A ». Les électro-séquences du Maastrichtien ont des tournures négatives sauf l'électro-séquence M4<sub>3</sub> qui montre une tournure positive. Les limites de séquences sont des surfaces d'érosion.



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
Litho recons : Reconstitution lithologique).

— Limites des électroséquences  
— Limites d'étage et d'électro-séquences

Figure 47 : Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-3.

#### **4. ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-4**

Le forage KAF-4 a recoupé l'Albien, le Cénomaniens, le Turonien, le Sénonien inférieur, le Campanien et le Maastrichtien (figure 47).

##### **4.1. Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-4**

L'Albien comprend 6 électro-séquences : A1<sub>4</sub>, A2<sub>4</sub>, A3<sub>4</sub>, A4<sub>4</sub>, A5<sub>4</sub> et A6<sub>4</sub>. Les électro-séquences A1<sub>4</sub> et A2<sub>4</sub> caractérisent l'unité « 2E ». Elles présentent des allures cylindriques (A1<sub>4</sub> et A2<sub>4</sub>) et indiquent la présence de chenaux. Les électro-séquences A3<sub>4</sub>, A4<sub>4</sub>, et A5<sub>4</sub> appartiennent à l'unité « 1E ». L'électro-séquence A6<sub>4</sub> a été identifiée dans l'unité « 2D ». Les séquences A3<sub>4</sub> et A6<sub>4</sub> montrent une succession de tournures positives. La séquence A5<sub>4</sub> a une forme cylindrique. La séquence A4<sub>4</sub> a une forme d'œuf. Les limites de séquence sont constituées de surfaces d'érosion (A4<sub>4</sub>) et de surfaces transgressives d'érosion (A1<sub>4</sub>, A2<sub>4</sub>, A3<sub>4</sub>, A5<sub>4</sub> et A6<sub>4</sub>).

##### **4.2. Electro-séquence du Cénomaniens du forage KAF-4**

Cinq électro-séquences se rencontrent au Cénomaniens : Ce1<sub>4</sub>, Ce2<sub>4</sub>, Ce3<sub>4</sub>, Ce4<sub>4</sub> et Ce5<sub>4</sub>. Les électro-séquences A6<sub>4</sub> et Ce1<sub>4</sub> caractérisent l'unité « 2D ». L'électro-séquence Ce1<sub>4</sub> présente une tournure négative. Les électro-séquences Ce2<sub>4</sub> et Ce3<sub>4</sub>, Ce4<sub>4</sub> et Ce5<sub>4</sub> forment les signatures diagraphiques de l'unité « 2C ». Elles montrent des tournures négatives sauf la base de la Ce5<sub>4</sub> qui montre une tournure positive. Les limites de séquences sont constituées par une alternance de surfaces d'érosion et de surfaces transgressives d'érosion.

##### **4.3. Electro-séquence du Turonien du forage KAF-4**

Une seule électro-séquence (Tu1<sub>4</sub>) est présente au Turonien et forme avec les 5 dernières électro-séquences du Cénomaniens la signature diagraphique de l'unité « 2C ». Sa tournure est négative et elle est limitée par une surface d'érosion.

##### **4.4. Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-4**

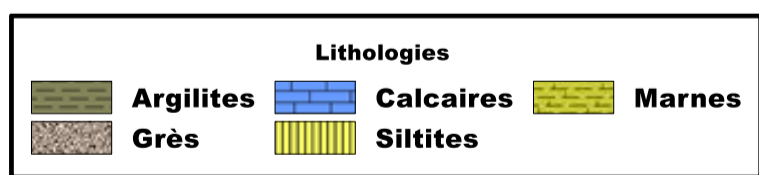
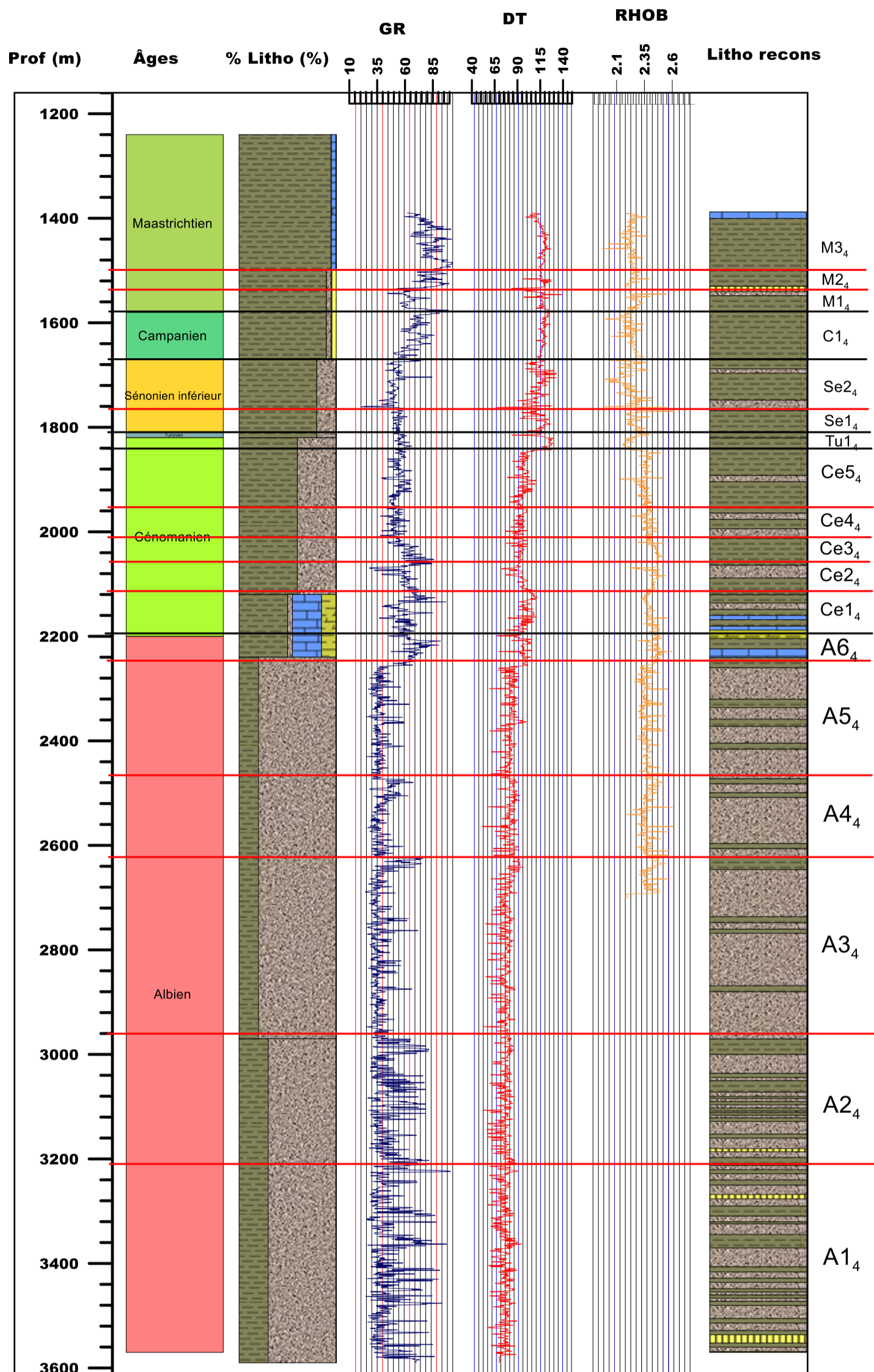
Le Sénonien inférieur comprend 2 électro-séquences Se1<sub>4</sub> et Se2<sub>4</sub>. La séquence Se1 a une tournure négative et la Se2<sub>4</sub> une tournure positive. Elles caractérisent l'unité « 1C » et sont limitées par une surface d'érosion et une surface transgressive d'érosion.

#### **4.5. Electro-séquence du Campanien du forage KAF-4**

Le Campanien est constitué par une seule électro-séquence (C1<sub>4</sub>) qui présente une tournure positive. Elle est limitée par une surface d'érosion et forme la signature diagraphique de la base de l'unité « 2B ».

#### **4.6. Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-4**

On trouve 3 électro-séquences au Maastrichtien: M1<sub>4</sub>, M2<sub>4</sub> et M3<sub>4</sub>. Les électro-séquences M1<sub>4</sub> et M2<sub>4</sub> forment la signature diagraphique du sommet de l'unité « 2B » et sont séparées par une surface transgressive d'érosion. Les électro-séquences M1<sub>4</sub> et M2<sub>4</sub> ont respectivement une tournure négative et une tournure positive. L'électro-séquence M3<sub>4</sub> présente une tournure négative et caractérise l'unité « 1B ».



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
Litho recons : Reconstitution lithologique).

— Limites des électroséquences  
— Limites d'étage et d'électro-séquences

Figure 48 : Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-4.



## **5. ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-5**

Ce forage a recoupé les différents étages de la fin du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur. La sédimentation débute à partir de l'Albien (figure 48).

### **5.1. Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-5**

Trois électro-séquences sont connues à l'Albien : A1<sub>5</sub>, A2<sub>5</sub> et A3<sub>5</sub>. Les électro-séquences A1<sub>5</sub> et A2<sub>5</sub> se situent dans l'unité « 2E ». L'électro-séquence A3<sub>5</sub> se rencontre dans l'unité « 1E ». Les électroséquences ont des tournures respectivement négative (A1<sub>5</sub> et A2<sub>5</sub>) et positive (A3<sub>5</sub>).

### **5.2. Electro-séquence du Cénomaniens du forage KAF-5**

Le Cénomaniens comprend également 3 électro-séquences Ce1<sub>5</sub>, Ce2<sub>5</sub> et Ce3<sub>5</sub>. Elles appartiennent à l'unité « 2C » et présentent des tournures positives. Elles sont limitées par des surfaces d'érosion.

### **5.3. Electro-séquence du Turonien du forage KAF-5**

Le Turonien comprend 4 électro-séquences : Tu1<sub>5</sub>, Tu2<sub>5</sub>, Tu3<sub>5</sub> et Tu4<sub>5</sub>. L'électro-séquence Tu1<sub>5</sub> est présente dans l'unité « 2C », les 3 dernières dans l'unité « 1C ». Les limites de séquences sont des surfaces d'érosion ou des surfaces de transgression d'érosion. Toutes ces électro-séquences montrent des tournures positives.

### **5.4. Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-5**

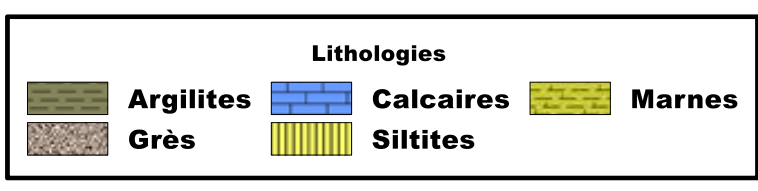
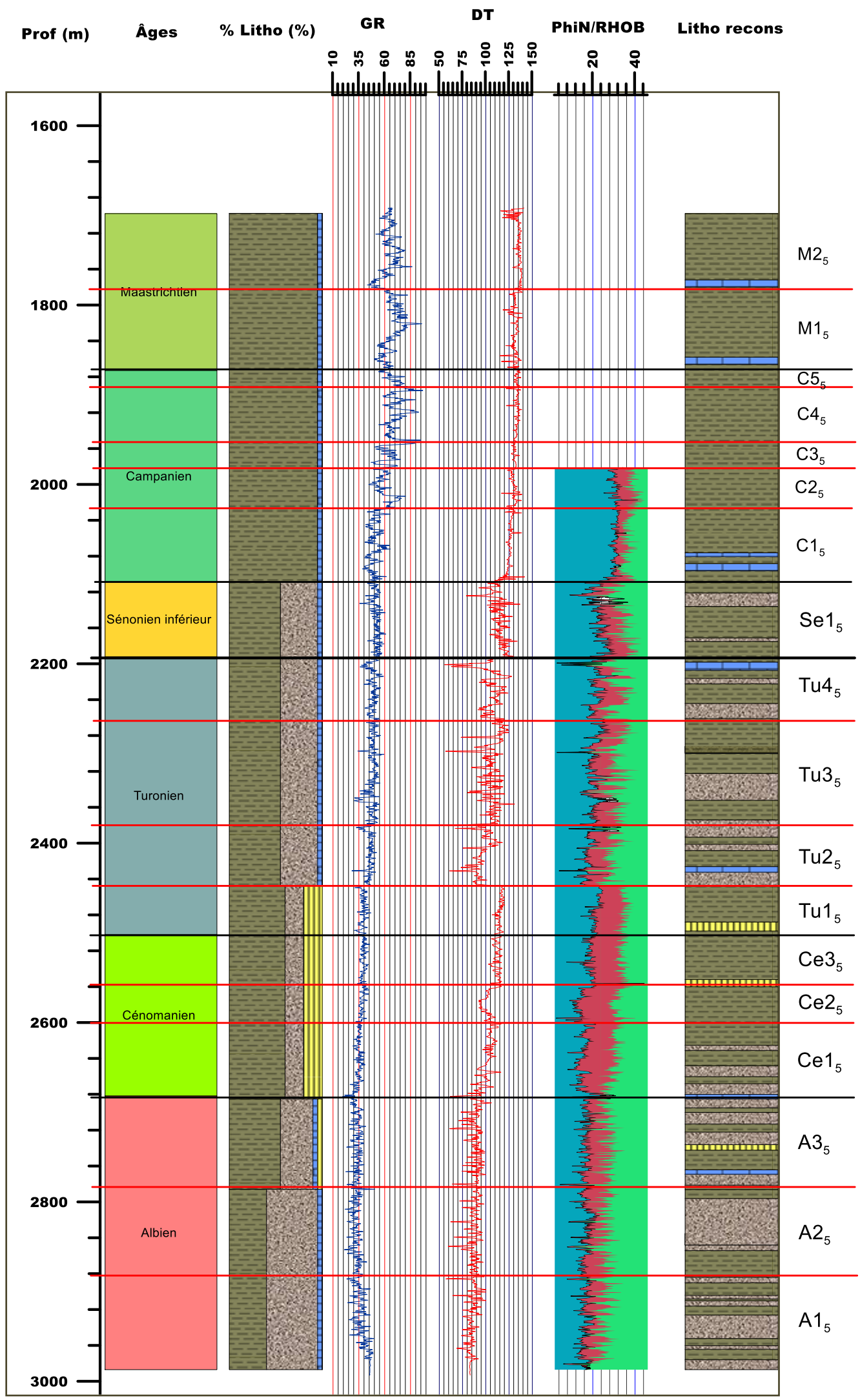
Une seule électro-séquence (Se1<sub>5</sub>) est présente dans le Sénonien inférieur du forage KAF-5. Elle présente une tournure négative et appartient à l'unité « 1C ».

### **5.5. Electro-séquence du Campanien du forage KAF-5**

Dans le forage KAF-5 on rencontre 5 électro-séquences au Campanien : C1<sub>5</sub>, C2<sub>5</sub>, C3<sub>5</sub>, C4<sub>5</sub> et C5<sub>5</sub>. Ces électro-séquences se trouvent dans l'unité « 2B ». Elles présentent presque toutes des tournures positives sauf l'électro-séquence C5<sub>5</sub> qui montre une tournure négative.

### **5.6. Electro-séquence du Maastrichtien du forage KAF-5**

Le Maastrichtien comprend 2 électro-séquences (M1<sub>5</sub> et M2). L'électro-séquence M1<sub>5</sub> a une forme d'œuf et l'électro-séquence M2<sub>5</sub> une tournure positive. Ces électro-séquences sont séparées par une surface d'érosion et constituent avec celles du Campanien la signature diagraphique de l'unité « 2B ».



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
**Litho recon:** Reconstitution lithologique).

— Limites des électroséquences  
 — Limites d'étage et d'électro-séquences

Figure 49 : Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-5.

## **6. ELECTRO-SEQUENCE DU FORAGE KAF-6**

Les signatures diagraphiques dans ce sondage partent de l'Albien au Campanien (figure 49).

### **6.1. Electro-séquence de l'Albien du forage KAF-6**

L'Albien comprend 5 électro-séquences : A1<sub>6</sub>, A2<sub>6</sub>, A3<sub>6</sub>, A4<sub>6</sub> et A5<sub>6</sub>. Les électro-séquences A1<sub>6</sub> et A2<sub>6</sub> caractérisent la formation « 2E ». Les électro-séquences A3<sub>6</sub> et A4<sub>6</sub> appartiennent à l'unité « 1E » et l'électro-séquence A5<sub>6</sub> à l'unité « 2D ». Ces électro-séquences ont des tournures positives sauf les électro-séquences A3<sub>6</sub> et A5<sub>6</sub> qui montrent une forme arquée et une tournure négative.

### **6.2. Electro-séquence du Cénomaniens du forage KAF-6**

Trois électro-séquences se rencontrent au Cénomaniens (Ce1<sub>6</sub>, Ce2<sub>6</sub> et Ce3<sub>6</sub>) et caractérisent l'unité « 2C ». L'électro-séquence Ce1<sub>5</sub> a une tournure négative. L'électro-séquence Ce2<sub>6</sub> montre une tournure positive. La dernière électro-séquence (Ce3<sub>6</sub>) a une forme cylindrique caractéristique des dépôts de chenaux. Les limites de séquences sont des surfaces d'érosion.

### **6.3. Electro-séquence du Turonien du forage KAF-6**

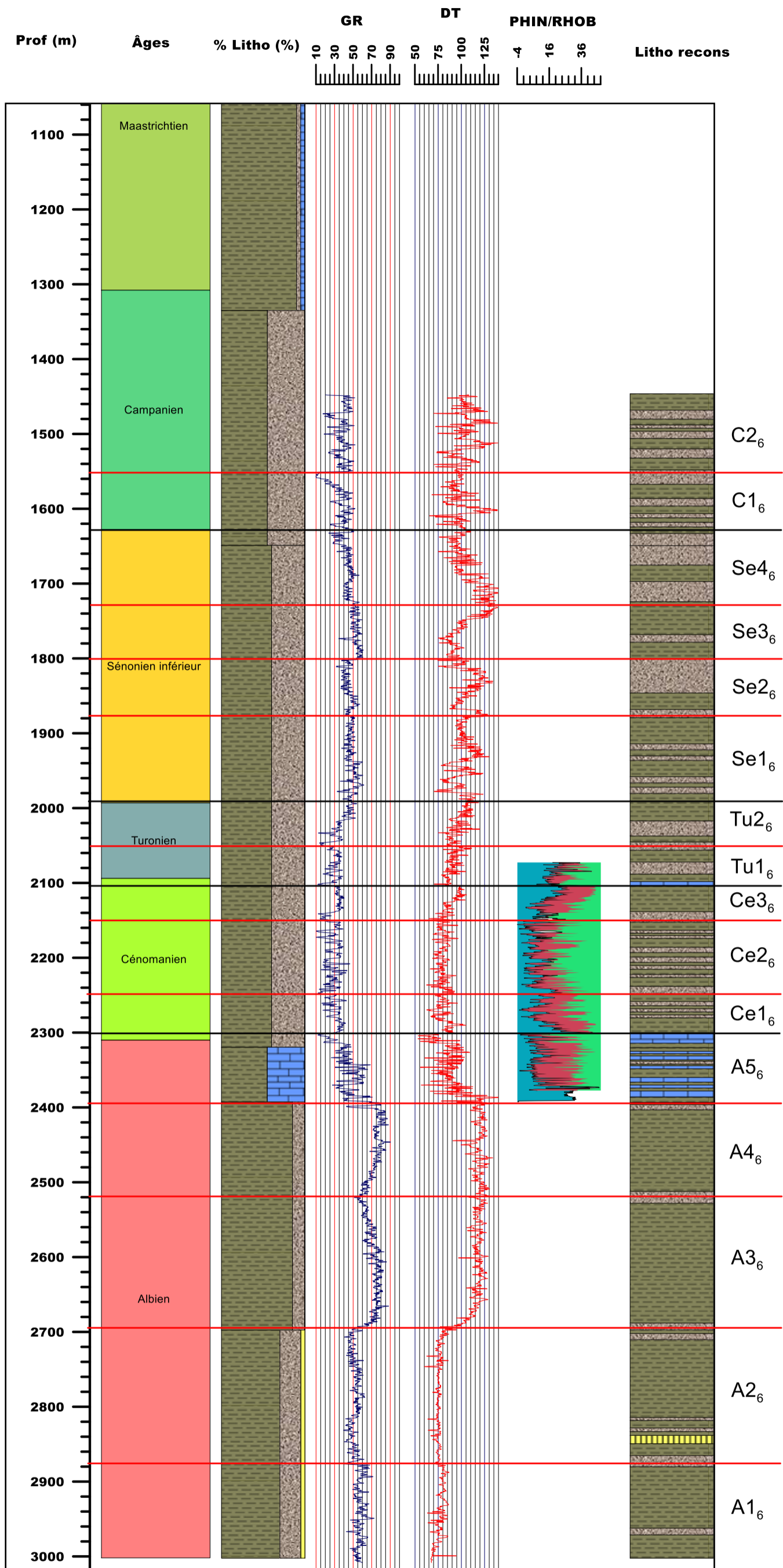
Le Turonien du sondage comprend 2 électro-séquences Tu1<sub>6</sub> et Tu2<sub>6</sub>. Elles ont une tournure positive et sont limitées par une surface d'érosion et une surface transgressive d'érosion. Ces électro-séquences se trouvent dans l'unité « 2C ».

### **6.4. Electro-séquence du Sénonien inférieur du forage KAF-6**

Dans ce sondage, le Sénonien inférieur comprend 4 électro-séquences (Se1<sub>6</sub>, Se2<sub>6</sub>, Se3<sub>6</sub> et Se4<sub>6</sub>) présentes dans l'unité « 2C ». Elles forment une succession de tournures négatives et sont limitées par une surface d'érosion ou une surface transgressive d'érosion.

### **6.5. Electro-séquence du Campanien du forage KAF-6**

Le Campanien comprend les électro-séquences C1<sub>6</sub> et C2<sub>6</sub>. La C1<sub>6</sub> présente une tournure négative et la C2<sub>6</sub> une tournure positive. Elles sont séparées par une surface transgressive d'érosion. Ces deux séquences sont caractéristiques de l'unité « 1C ».



(Prof : Profondeur ; % Litho : Proportion lithologique ;  
Litho recons : Reconstitution lithologique).

— Limite des électroséquences  
— Limites d'étage et d'électro-séquences

Figure 50 : Interprétation électro-séquentielle du sondage KAF-6.

## **7. CORRELATION ELECTRO-SEQUENTIELLE DE LA ZONE ETUDIEE**

La corrélation entre les sondages à partir des logs diagraphiques a permis de définir des électro-séquences dans chaque étage (figure 50).

### **7.1. Electro-séquences de l'Albien**

L'Albien comprend 10 électro-séquences : A1, A2, A3, A4, A5, A6, A7, A8, A9 et A10 (tableau XIX). Ces séquences sont inégalement réparties dans les sondages étudiés.

Dans le sondage KAF-1 seules 5 électro-séquences sont présentes : A5, A6, A8, A9 et A10. Les électro-séquences A1, A2, A3 et A4 n'ont pas été recoupées et l'électro-séquence A7 a été érodée.

Le sondage KAF-2 présente presque toutes les électro-séquences à l'exception de l'électro-séquence A7 qui a été érodée.

Sept électro-séquences (A1, A2, A3, A5, A7, A8 et A9) ont été reconnues dans le sondage KAF-3. Les 3 autres électro-séquences (A4, A6 et A10) ont été érodées.

Dans le sondage KAF-4, on connaît 6 électro-séquences sur les 10 de l'Albien (A1, A3, A4, A7, A8 et A9), 4 ayant été érodées (A2, A5, A6 et A10).

Dans les sondages KAF-5 et KAF-6, on trouve respectivement 3 électro-séquences (A1, A2 et A3) et 4 électro-séquences (A1, A2, A8 et A9), les autres séquences ayant été érodées.

Au Sud du secteur étudié 9 séquences sur 10 ont été reconnues. Par contre, Au Nord du profil (KAF-1, KAF-4 et KAF-6), on trouve 5 à 6 séquences. A l'Albien les formations géologiques situées au Nord ont été plus affectées par l'absence de dépôts et par l'érosion que celles du Sud.

### **7.2. Electro-séquences du Cénomanién**

Le Cénomanién renferme 6 électro-séquences Ce1, Ce2, Ce3, Ce4, Ce5 et Ce6 qui évoluent latéralement et verticalement selon les sondages (tableau XIX).

Dans le sondage KAF-1 on trouve 5 électro-séquences (Ce2, Ce3, Ce4, Ce5 et Ce6). L'électro-séquence Ce1 a été probablement érodée.

Dans les sondages KAF-2 et KAF-3 on ne trouve pas de dépôts du Cénomanién. Ces dépôts ont été érodés.

Le forage KAF-4 renferme les séquences du Cénomaniens (Ce1, Ce2, Ce3, Ce4, Ce5, Ce6). Les forages KAF-5 et KAF-6 présentent respectivement 2 électro-séquences (Ce5 et Ce6) et 3 électro-séquences (Ce2, Ce3, Ce4). Les séquences manquantes ont probablement été érodées.

### **7.3. Electro-séquences du Turonien**

Le Turonien comprend 4 électro-séquences : Tu1, Tu2, Tu3 et Tu4 (tableau XIX). L'épaisseur de l'étage est très faible à cause de l'érosion. Le nombre réduit d'électro-séquences expliquerait l'érosion des dépôts.

Le sondage KAF-1 comporte 2 électro-séquences (Tu1 et Tu2), les électro-séquences Tu3 et Tu4 étant érodées.

Les sondages KAF-2, KAF-3 et KAF-4 ont chacun une électro-séquence. Tu1 pour les sondages KAF-2 et KAF-4 et Tu3 pour le sondage KAF-3. Les autres électro-séquences non identifiées ont été érodées.

Le sondage KAF-5 renferme toutes les électro-séquences du Turonien : Tu1, Tu2, Tu3 et Tu4. Le sondage KAF-6 comporte 2 électro-séquences Tu2 et Tu3, les électro-séquences Tu1, Tu4 étant érodées.

Le Cénomaniens étant absent au Sud-Ouest du profil, le Turonien repose en discordance stratigraphique sur l'Albien.

### **7.4. Electro-séquences du Sénonien inférieur**

On connaît 4 électro-séquences au Sénonien inférieur : Se1, Se2, Se3 et Se4 (tableau XIX).

A l'exception du sondage KAF-6 où toutes les électro-séquences sont représentées, les autres ne renferment qu'une à 2 électro-séquences.

Le sondage KAF-1 a une seule électro-séquence (Se4), les sondages KAF-2 et KAF-3 en ont 2 (Se3 et Se4). Le sondage KAF-4 renferme 2 électro-séquences (Se2 et Se3) et le sondage KAF-5 une seule (Se3).

Les séquences manquantes dans les sondages ont été érodées.

### **7.5. Electro-séquence du Campanien**

Le Campanien renferme 5 électro-séquences (C1, C2, C3, C4 et C5) (tableau XIX) qui sont inégalement réparties sur les sondages étudiés.

Le sondage KAF-1 comporte 4 électro-séquences (C1, C2, C3 et C5). Le sondage KAF-2 a également 4 électro-séquences (C2, C3, C4 et C5). Le sondage KAF-3 présente 3 électro-séquences (C1, C2 et C3). Le forage KAF-4 ne comporte qu'une seule électro-séquence (C1). Les sondages KAF-5 et KAF-6 comportent respectivement 5 (C1, C2, C3, C4 et C5) et 2 électro-séquences (C1 et C4).

## 7.6. Electro-séquence du Maastrichtien

On trouve 5 électro-séquences (M1, M2, M3, M4 et M5) au Maastrichtien (tableau XIX). Le forage KAF-1 possède une électro-séquence (M3). Le forage KAF-2 renferme 4 électro-séquences (M2, M3, M4, et M5). Le sondage KAF-3 renferme toutes les électro-séquences du Maastrichtien (M1, M2, M3, M4 et M5). Les sondages KAF-4 et KAF-5 comportent respectivement 3 (M2, M3 et M4) et 2 électro-séquences (M3 et M4).

L'absence de données diagraphiques dans le forage KAF-6 au Maastrichtien ne permet pas d'identifier les électro-séquences.

**Tableau XIX** : Récapitulatif des électro-séquences identifiées dans les sondages.

Etages	Sondages					
	KAF-1	KAF-2	KAF-3	KAF-4	KAF-5	KAF-6
<b>Maastrichtien</b>	M3	M2, M3, M4 et M5	M1, M2, M3, M4 et M5	M2, M3 et M4	M3 et M4	
<b>Campanien</b>	C1, C2, C3 et C5	C2, C3, C4 et C5	C1, C2 et C3	C1	C1, C2, C3, C4 et C5	C2 et C3
<b>Sénonien inférieur</b>	Se4	Se3 et Se4	Se3 et Se4	Se2 et Se3	Se3	Se1, Se2, Se3 et Se4
<b>Turonien</b>	Tu1 et Tu2	Tu1	Tu3	Tu1	Tu1, Tu2, Tu3 et Tu4	Tu2 et Tu3
<b>Cénomaniien</b>	Ce2, Ce3, Ce4, Ce5 et Ce6			Ce1, Ce2, Ce3, Ce4, Ce5 et Ce6	Ce5 et Ce6	Ce2, Ce3, Ce4
<b>Albien</b>	A5, A6, A8, A9 et A10	A1, A2, A3, A4, A5, A6, A8, A9 et A10.	A1, A2, A3, A5, A7, A8 et A9	A1, A3, A4, A7, A8 et A9	A1, A2 et A3	A1, A2, A8 et A9

**M:** Maastrichtien; **C:** Campanien; **Se:** Sénonien inférieur ; **Tu:** Turonien **Ce:** Cénomaniien; **A:** Albien

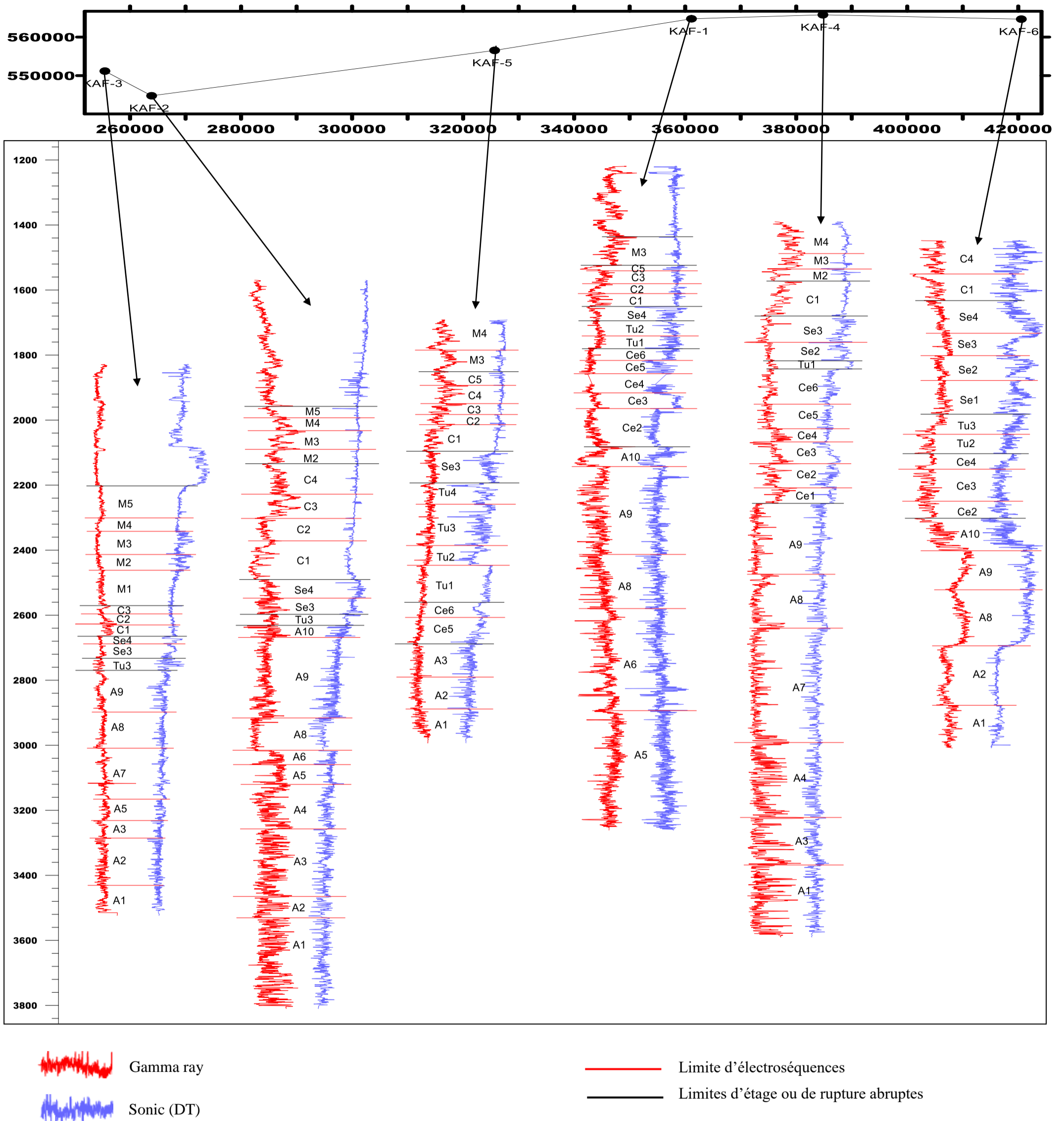


Figure 51 : Corrélation entre les électroséquences identifiées au Crétacé.



## **8. INTERPRETATION ET DISCUSSION**

Les interprétations et discussions portent sur la caractérisation des électroséquences et sur l'identification des paléoenvironnements.

### **8.1. Caractérisation des électro-séquences**

Le Turonien et le Sénonien inférieur sont marqués par d'importants phénomènes d'érosion. Cela se traduit par le nombre réduit d'électro-séquences identifiées. La base du Sénonien inférieur a été fortement érodée dans cette partie du bassin ivoirien. Les nombreuses surfaces d'érosion identifiées dans cette analyse électro-séquentielle seraient responsables des faibles épaisseurs constatées au Crétacé supérieur. Ces surfaces d'érosions sont de bas niveaux marins et des limites de séquences. Les surfaces d'érosion transgressives sont des discontinuités marines souvent peu profondes provoquées par l'érosion des vagues sur le continent lorsque le niveau marin s'élève.

Les surfaces limitant les électro-séquences montrent que la sédimentation marine est souvent associée à une transgression. Cela se vérifie bien à la fin de l'Albien et au début du Crétacé supérieur où des bancs minces se déposent après une transgression.

L'allure cylindrique des électro-séquences des différents étages caractérise des chenaux. Les dépôts argileux de plaine d'inondation ont une réponse diagraphique resserrée, avec des GR et des DT forts. Le remplissage granodécroissant des chenaux présente une allure dite « en cloche », avec de faibles GR et de forts DT à la base. Le GR et le DT augmentent au sommet. Les épandages de crevasse granocroissants ont des tournures négatives avec un granoclassement négatif ou en entonnoir.

L'allure granocroissante caractérise les dépôts de barre de front delta alors que les tournures granodécroissantes caractérisent les dépôts de chenaux. Au cours de l'Albien la sédimentation est marquée par une succession de dépôts de chenaux (grès) et de plaines d'inondation (argilites). Les électro-séquences du Cénomaniens et du Turonien reposent en discordance sur l'Albien, le plus souvent après l'érosion des formations sommitales.

Dans le découpage électro-séquentiel, les intervalles dominés par les argilites indiquent une transgression (surfaces transgressives d'érosion). La présence de passées de grès montre que la transgression alterne avec de courtes périodes régressives durant lesquelles se déposent des bancs gréseux (surfaces d'érosion). Les argilites sont associées aux inondations majeures (Serrano, 2001). On constate que la base des faciès gréseux est parfois érosive.

A la fin de l'Albien et au début du Cénomaniens, les électro-séquences montrent la progression de la transgression marine dans tout le secteur d'étude. La sédimentation est souvent carbonatée, avec quelques influences détritiques. Les organismes indiquent un milieu de sédimentation peu profond, ouvert sur la mer franche et recevant localement des apports du continent.

Les travaux de Massala (1993) sur le bassin offshore du Gabon ont mis en évidence 4 séquences au Turonien, 4 au Sénonien inférieur, 5 probables au Campanien et 4 au Maastrichtien. Ces résultats sont très proches des nôtres sauf pour le Maastrichtien où nous avons identifié 5 séquences. Ces résultats s'accordent bien avec les séquences de dépôt mises en évidence en Europe occidentale par Thierry *et al.* (1992). Par contre dans le Nord-Ouest de l'Europe, Hardenbol *et al.* (1998) ont trouvé 3 séquences de dépôt au Turonien, 4 séquences au Sénonien inférieur, 9 au Campanien et 4 au Maastrichtien.

Compte tenu de la stabilité tectonique au cours du Crétacé supérieur (Da Costa, 2005 ; Basile, 2005), la cause des lacunes et de la variabilité des électro-séquences observées dans le bassin ivoirien sont plutôt imputables à l'eustatisme (transgressions et régressions). A l'Albien, les variations latérales d'épaisseur des électro-séquences de dépôt sont en grande partie d'origine tectonique. Sombo (2002) a mis en évidence à partir d'études sismiques que la séquence albienne est marquée par de nombreuses failles, des décrochements et des fissures qui témoignent d'une intense activité tectonique.

Différents travaux sur les bassins nigérian, camerounais et ivoirien (Avbovco *et al.*, 1986 ; Benkhelil *et al.*, 1988; Vioco Petroleum, 2014) ont montré que les hiatus d'électro-séquences observés au Sénonien inférieur sont liés à un épisode régional de compression appelé « Evènement Santonien ». Dans le bassin offshore du Cameroun Ntamak-Nida (2008) et Ntamak-Nida *et al.* (2010) suggèrent un grand cycle rétrogradant-progradant débutant à l'Aptien, avec un maximum d'inondations du Turonien au Coniacien. Manga (2008) évoque par contre dans le bassin de Douala (Cameroun) une tendance globale à la progradation jusqu'au Maastrichtien, avec une inondation marine à la base du Campanien et l'accélération de la vitesse de progradation au Coniacien supérieur et à la base du Maastrichtien.

La fin du Campanien montre aussi dans la plupart des sondages étudiés des surfaces d'érosion transgressive souvent confondues à une inondation marine.

Les résultats de ce travail montrent plusieurs surfaces érosives entre le Sénonien inférieur le Maastrichtien (discordance angulaire). Elles peuvent être dues à la transgression majeure

survenue du Turonien au Sénonien (Spengler & Delteil, 1966) et au Sénonien (Brancart, 1977) dans le Golfe de Guinée. Selon Tastet, (1984), la base du Campanien du bassin ivoirien correspond à une discordance régionale. Petters (1982) après ses travaux sur les bassins situés au Centre et à l'Ouest de l'Afrique note une transgression plus localisée au Campanien-Maastrichtien. La faible épaisseur des dépôts est due à l'érosion qui a arraché une part plus ou moins importante de sédiments.

Nos résultats montrent aussi souvent des écarts de limite entre l'âge obtenu par la biostratigraphie et celui obtenu par les diagraphies. Les limites établies par la diagraphie sont de l'ordre centimétrique, alors que celles définies par la biostratigraphie sont métriques. Il faudrait donc réduire le pas d'échantillonnage biostratigraphique afin de mieux comparer ces deux approches.

## **8.2. Identification des milieux de sédimentation**

Trois types d'environnements de dépôts ont été définis à partir des données de rapport de fin de sondage, des faciès (diagraphies, déblais), des électro-séquences et de la biostratigraphie (figure 51).

### **8.2.1. Crétacé inférieur (Albien)**

Le Crétacé inférieur (Albien) est marqué par 2 types d'environnement de dépôt :

- le domaine continental (transition du littoral) est un milieu très variable au plan faciologique (alternance d'argilites, de grès ou de siltites). Il est caractérisé par l'absence de faune marine. Les diagraphies montrent une granodécroissance (organisation en cloche) caractéristique des faciès continentaux fluviatiles (Homewood *et al.*, 1992). Cela s'observe sur les électro-séquences des sondage KAF-1 (A5), KAF-2 (A1, A2, A3, A4, A5), KAF-3 (A1, A2), KAF-4 (A1, A3) et KAF-6 (A1, A2). Le sondage KAF-5 ne présente pas ce type de dépôt ;
- le domaine de plateforme marine interne (zone néritique interne) correspond à la transition entre les domaines continentaux et marins. Il est riche en foraminifères et ses signatures diagraphiques sont en forme « d'entonnoir » ou en tournures négatives. Du point de vue faciologique, on trouve des argilites, des grès, des calcaires à *Oligostéginidés* à texture mudstone à wackestone et de marnes. Cela s'observe sur les autres électro-séquences de l'Albien.

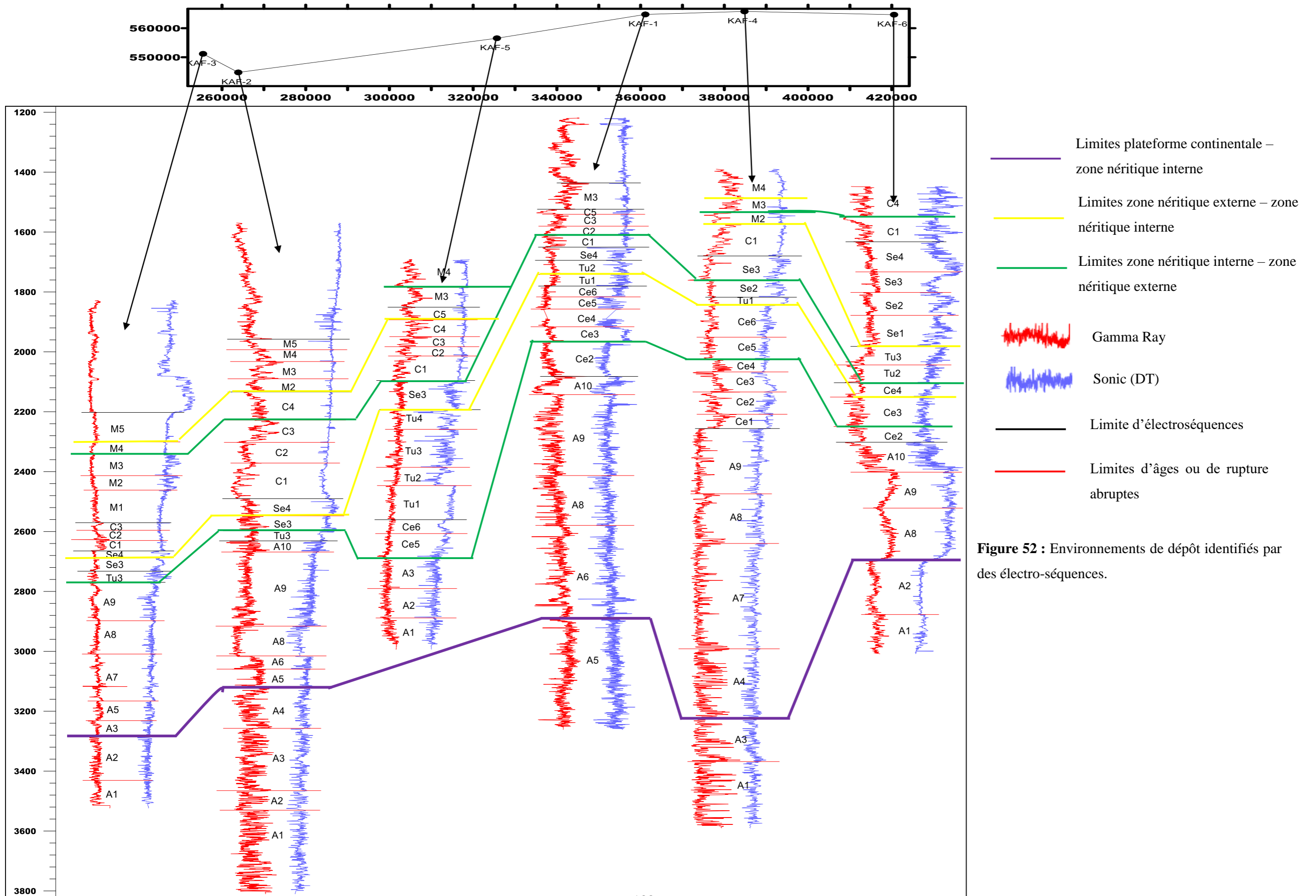
### 8.2.2. Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est aussi marqué par 2 types d'environnements de dépôt :

- le domaine marin de plateforme interne correspond à la transition entre les domaines continentaux et marins. Il est très riche en foraminifères et ses signatures diagraphiques sont en forme « d'entonnoir » ou de tournures négatives. Du point de vue faciologique on trouve des argilites, des grès, des calcaires à *Oligostéginidés* à texture mudstone à wackestone, des marnes et des siltites. C'est le cas dans les sondages KAF-1 (électro-séquences Ce2, Tu2, Se4 et C1), KAF-2 (Tu3, Se4, C2, C3, C5, M2, M3, M4 et M5), KAF-3 (Se4, C1, C2, C3, M1, M2, M3 et M5), KAF-4 (Ce1, Ce2, Ce3, Ce4, Tu1, Se2, M2 et M4), KAF-5 (Se3, C5 et M3) et KAF-6 (Ce2, Ce4, Se1, Se2, Se3, Se4 et C1) ;

- le domaine de plateforme moyenne à externe (zone néritique moyenne à externe) montre une très grande richesse en foraminifères. Les signatures diagraphiques montrent une organisation de type « arbre de Noël inversé » en profondeur. Cela se traduit par la présence de turbidites dont la base est limitée par une surface de non-conformité. Cette allure s'observe sur les électro-séquences des sondages KAF-1 (Ce3, Ce4, Ce5, Ce6, Tu1, C2, C3, C4 et M3), KAF-2 (Se3 et C4), KAF-3 (Tu3, Se3 et M4), KAF-4 (Ce5, Ce6, Se3, C1 et M3), KAF-5 (Ce5, Ce6, Tu1, Tu2, Tu3, Tu4, C1, C2, C3, C4 et M4) et KAF-6 (Ce3, Tu2, Tu3, C4).

Le Sud du profil (KAF-2 et KAF-3) est plus influencé par la sédimentation de plateforme interne que le Nord (KAF-1, KAF-2 et KAF-3). Le Centre du secteur est beaucoup plus soumis à un milieu de plateforme moyenne à externe.



**Figure 52 :** Environnements de dépôt identifiés par des électro-séquences.

## Conclusion

La caractérisation électro-séquentielle à partir des diagrapies de base (GR, TD, RhoB et Nphi) des sondages a permis d'identifier plusieurs électro-séquences au cours du temps. Elles sont séparées par des surfaces d'érosion, des surfaces d'érosion transgressive et quelques discordances.

Ainsi 10 électro-séquences sont connues à l'Albien. Au Sud du secteur étudié (KAF-2) on a trouvé 9 séquences. Par contre au Nord du profil (KAF-1, KAF-4 et KAF-6), on trouve 5 à 6 séquences. Les dépôts situés au Nord ont donc été plus érodés par rapport au Sud.

Six électro-séquences sont connues au Cénomaniens. Les sondages KAF-2 et KAF-3 sont dépourvus d'électro-séquences dans cet étage.

Le Turonien repose est discordant sur l'Albien au Sud-Ouest du profil. Le Turonien et le Sénonien inférieur comprennent chacun 4 électro-séquences inégalement réparties dans les sondages. Ces deux étages sont marqués par une érosion importante qui se traduit par les surfaces d'érosion et un très faible nombre d'électro-séquences.

La base du Sénonien inférieur a été fortement érodée dans le bassin ivoirien.

Le Campanien et le Maastrichtien comprennent chacun 5 électro-séquences d'importance variable d'un sondage à un autre. On distingue plusieurs discordances angulaires entre le Sénonien inférieur et le Maastrichtien.

Trois types d'environnements de dépôts ont été mis en évidence par l'analyse électro-séquentielle. Ce sont :

- le milieu continental (transition du littoral) qui, à l'exception du forage KAF-5, correspond à la base de l'Albien dans 5 sondages étudiés ;

- le milieu de plateforme interne correspond à l'Albien terminal et aux électroséquences : Ce2, Tu2, Se4 et C1 (KAF-1), Tu3, Se4, C2, C3, C5, M2, M3, M4 et M5 (KAF-2), Se4, C1, C2, C3, M1, M2, M3 et M5 (KAF-3), Ce1, Ce2, Ce3, Ce4, Tu1, Se2, M2 et M4 (KAF-4), Se3, C5 et M3 (KAF-5) et Ce2, Ce4, Se1, Se2, Se3, Se4 et C1 (KAF-6).

- le milieu de plateforme moyenne à externe correspond aux électroséquences suivantes : Ce3, Ce4, Ce5, Ce6, Tu1, C2, C3, C4 et M3 (KAF-1), Se3 et C4 (KAF-2), Tu3, Se3 et M4 (KAF-3), Ce5, Ce6, Se3, C1 et M3 (KAF-4), Ce5, Ce6, Tu1, Tu2, Tu3, Tu4, C1, C2, C3, C4 et M4 (KAF-5) et Ce3, Tu2, Tu3, C4 (KAF-6).

Le Sud du profil (KAF-2 et KAF-3) est davantage soumis à une sédimentation de plateforme interne que le Nord (KAF-1, KAF-2 et KAF-3). Le Centre du secteur étudié est davantage soumis à une sédimentation de plateforme moyenne à externe.

# **CONCLUSION GENERALE**

L'étude faciologique réalisée dans ce travail a concerné le Crétacé d'une partie du bassin offshore ivoirien (entre Grand-Lahou et Grand-Bassam). Cette approche a été uniquement basée sur l'étude des diagraphies et des données de 6 sondages à des fins de reconstitution des faciès lithologiques. Les corrélations réalisées en appliquant le découpage en électro-séquence ont permis de reconstituer l'histoire géologique de cette partie du bassin ivoirien. Les données biostratigraphiques ont permis de déterminer l'âge des différentes formations géologiques.

## **LITHO-STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS CRETACEES**

La caractérisation lithostratigraphique à partir des déblais de forages couplée à l'étude des enregistrements diagraphiques a permis de caractériser les électrofaciès des lithologies décrites sur les logs des forages. Les diagraphies ont permis de reconnaître 6 types de faciès lithologiques (argilites, argilites silteuses, grès, calcaires, marnes et siltites) et de préciser les limites de couches. Ces différents faciès se répartissent en 5 formations qui renferment diverses unités. Les argilites sont caractérisées par un GR relativement élevé (60-100 API), des écarts entre les courbes NPHI-RHOB importants (électrofaciès à polarité positive). Les grès et les argilites silteuses ont des valeurs de GR moyennes à faibles (35-60 API). Les courbes NPHI et RHOB permettent de distinguer les grès qui ont un électrofaciès à polarité négative, alors que les argilites silteuses ont un électrofaciès à polarité positive. Les carbonates sont caractérisés par de faibles valeurs de GR (10-35 API) et des courbes NPHI et RHOB presque confondues (électrofaciès à polarité nulle).

Les sondages étudiés montrent l'installation d'une importante décharge argilo-gréseuse, parfois sableuse, avec une faible production de carbonates.

### **L'Albien**

Il a des dépôts très épais et variables (305 m à 1370 m). Il renferme les unités de la formation E (U1E, U2E, rarement U3E), avec parfois au sommet les unités (U2C, U1D et U2D). La sédimentation est détritique et se caractérise par des alternances d'argilites, de grès et de sables. Au sommet, les argilites sont souvent carbonatées avec des marnes, des calcaires à *Oligostéginidés* et quelques passées de grès. Les fortes épaisseurs observées sont dues à la subsidence consécutive au rifting qui a séparé les continents africain et sud-américain. La présence de carbonates et la prolifération d'organisme planctoniques à l'Albien supérieur traduirait le début de l'augmentation de la tranche d'eau (transgression).



### **Le Cénomanién**

Il est peu épais (180 à 380 m) et comprend les unités (U2C, U1C et U2D). Il est constitué d'alternances d'argilites, de grès et occasionnellement de niveaux de sables. A la base on trouve parfois des niveaux carbonatés (U2D). Les argilites constituent la proportion dominante. Cette sédimentation suggère un environnement calme avec parfois des périodes plus agitées. Le Cénomanién est présent à l'Est et au Nord du secteur étudié (puits KAF-1, KAF-4 et KAF-6), puis s'amincit au Sud-Ouest et disparaît totalement (puits KAF-2 et KAF-3). L'absence de dépôts au Cénomanién serait due à une phase d'émersion suivie d'érosion.

### **Le Turonien**

Il a des épaisseurs variables mais faibles (10 à 310 m) et repose parfois en discordance sur l'Albien. Il renferme les mêmes électrofaciès que ceux du Cénomanién (unités U1C, U2C, U1D). L'unité (U1D) caractérise les carbonates. Au Turonien, les dépôts carbonatés sont plus présents à l'Ouest qu'à l'Est du secteur étudié où dominent les détritiques (argilites silteuses, grès). Le Turonien est plus gréseux au Nord qu'au Sud où on trouve quelques carbonates, ce qui suggère un milieu calme avec parfois des périodes agitées.

### **Le Sénonien inférieur**

Il est peu épais (18 à 365 m) et renferme les unités U1B, U1C, U2C et U1D. Il est constitué d'argilites silteuses à intercalations de grès. Les argilites constituent la proportion dominante. Au Nord du profil, les dépôts sont plus gréseux. Le Sud se distingue par la présence d'argilites silteuses et par de rares carbonates.

### **Le Campanien**

Il est peu épais (90 à 351 m) renferme les unités U1B, U2B et U1C. Il est formé essentiellement d'argilites gris sombre à gris brunâtre, parfois silteuses. On trouve aussi par endroits la présence de rares passées de grès et de calcaires.

### **Le Maastrichtien**

Il est également peu épais (90 à 439 m) et renferme les mêmes faciès que ceux du Campanien (U1A, U1B et U2B). Le sommet est caractérisé par des argilites gris sombre à jaune brunâtre, rarement calcaireux et peu silteuses, avec des passées de grès. L'unité U1A est uniquement présente dans les sondages KAF-3 et KAF-6.

Le Crétacé supérieur est dans l'ensemble peu épais, ce qui peut être dû à l'érosion ou à une faible subsidence. La présence de carbonates dans le Crétacé supérieur suggère un milieu marin peu profond et relativement peu agité.

## **STRATIGRAPHIE ELECTRO-SEQUENTIELLE**

Les variations du niveau marin ont fortement influencé sur la distribution des sédiments de la plateforme au cours du Crétacé supérieur. Le profil de corrélation montre de fréquentes et importantes variations des électrofaciès, d'Ouest en Est et du Nord au Sud.

La stratigraphie électro-séquentielle a permis à partir des diagraphies (GR, TD, RhoB et Nphi) d'avoir une idée sur les variations du niveau de la mer et sur les discontinuités. On a aussi pu étudier les différents facteurs qui contrôlent la sédimentation dans le bassin. Plusieurs séquences ont été identifiées au cours du temps. Elles sont séparées par des surfaces d'érosion, des surfaces d'érosion transgressive et des discordances.

**A l'Albien** on distingue 10 électro-séquences. Au Sud du secteur d'étude (KAF-2) on trouve 9 séquences. Au Nord du profil (KAF-1, KAF-4 et KAF-6) on a trouvé 5 à 6 séquences. A l'Albien, les dépôts du Nord ont donc été plus érodés qu'au Sud.

**Au Cénomanién** on trouve 6 électro-séquences. Les sondages KAF-2 et KAF-3 sont dépourvus d'électro-séquence dans cet étage. Le Turonien est donc discordant sur l'Albien au Sud-Ouest du profil.

**Le Turonien** et **le Sénonien inférieur** renferment chacun 4 électro-séquences inégalement réparties entre les sondages. Ils sont marqués par d'importantes périodes d'érosion qui se traduisent par des surfaces d'érosion et un faible nombre d'électro-séquences. La base du Sénonien inférieur a été fortement érodée dans cette partie du bassin ivoirien.

**Le Campanien** et **le Maastrichtien** ont chacun cinq 5 électro-séquences d'importance variable selon les sondages. On distingue plusieurs surfaces érosives entre le Sénonien inférieur et le Maastrichtien (discordance angulaire).

## **ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS**

Les environnements de dépôt identifiés au cours de cette étude sont de 3 types :

- le milieu continental est présent à la base de l'Albien de 5 sondages à l'exception du sondage KAF-5 ;
- le milieu de plateforme interne est connu à la fin de l'Albien terminal et dans quelques séquences du Crétacé supérieur ;
- le milieu de plateforme moyenne à externe est présent dans certaines électroséquences du Crétacé supérieur.

La sédimentation de plateforme interne est plus marquée au Sud du profil (KAF-2 et KAF-3) qu'au Nord (KAF-1, KAF-2 et KAF-3). Le Centre du secteur étudié est beaucoup plus soumis à une sédimentation de plateforme moyenne à externe.

## PERSPECTIVES

Au terme de cette étude, nous pouvons faire des recommandations pour améliorer la connaissance du bassin et son histoire géologique:

- utiliser les outils haute résolution (imageries, microscanner, etc.) qui permettront de mieux caractériser les électrofaciès en montrant leur organisation interne (texture et structure), la nature des contacts, les figures sédimentaires éventuelles, l'évolution séquentielle plus fine et la valeur des pendages ;
- étendre les recherches en mer profonde (au-delà du plateau continental) pour mieux connaître le bassin sédimentaire immergée ivoirien ;
- élaborer un modèle de sédimentation cohérent pour apprécier les différents types de dépôt du Crétacé et les processus à l'origine de la production et de l'accumulation des hydrocarbures ;
- analyser les faciès sismiques pour quantifier la géométrie et l'orientation des différents corps sédimentaires.

**REFERENCES**  
**BIBLIOGRAPHIQUES**

Ablé G.J. 2008. Etude sédimentologique des puits Pa1 et Pa2 dans le bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire et implications paléoenvironnementales. Mémoire DEA, Université Félix Houphouët-Boigny, 54 p.

Abouchami W., Boher M., Michard A. & Albarede F. 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *J. Géophys. Res.*, 95 (11) pp. 17605-17629.

Aka K., 1991. La sédimentation quaternaire sur la marge de Côte d'Ivoire : Essai de modélisation. Thèse Doctorat Etat ès Sciences Naturelles, Université de Cocody, n° 146, 320 p.

Allen P.A. & Allen J.R. 2005. Basin analysis: principles and applications, Oxford Blackwell Pub, 560 p.

Arnaud H., Vanneau A., Bulot L.G., Beck C., Macsotay O. & Stephan J.F. 1999. Les carbonates du Crétacé dans les états de Lara Trujillo et Barinas (Venezuela occidentale) : Biostratigraphie et Stratigraphie séquentielle. *Géologie de l'Alpine*, t. 75, pp. 3-79.

Arnould M. 1961. Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute Volta méridionale. *Bulletin de la Direction de la Géologie et de la Prospection Minière*, Abidjan, 1, 175 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, 361 p.

Augier C. 1980. Diagraphies et matrices complexes. *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 4 (1), 143-177.

Avbovbo A., Ayoola E. & Osahao G., 1986. Depositional and structural styles in the Chad basin of North-Eastern Nigeria. *AAPG Bulletin*, 70, 1787-1798.

Baïkoro B. 2013. Contribution de la micropaléontologie à la caractérisation des formations du paléocène et de la limite crétacé-tertiaire du puits SEN-2 à l'ouest du bassin sédimentaire côtier de la Côte d'Ivoire. Mémoire DEA, Université Félix Houphouët Boigny, 42 p.

Bamba M.K. 2009. Caractérisation biostratigraphique et paléoenvironnementale de l'intervalle Albien-Turonien dans l'étude du puits offshore T-2X. Mémoire DEA, Université Félix Houphouët-Boigny, 54 p.

Bamba K. M., Digbehi Z. B., Sombo C. B., Goua T. E. & N'da L. V., 2011. Foraminifères planctoniques, biostratigraphie et des dépôts Albo-turonien de la Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. *Revue de Paléobiologie*, Genève, 30 (1), 1-11.

Basile C., Mascle J. & Guiraud R., 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, 43 (1-3), 275-282.

Baum G. R. & Vail P. R., 1988. Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf Atlantic basins in : *Sea-level changes : an integrated approach* (eds.), Wilgus, C. K., Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H. W., Ross C. A. and Van Wagoner J. C. *SEPM Special Publication*, 42, 309-327.

Ben Youcef M., 2012. Le bassin crétacé du Guir (sud-ouest algérien) : caractérisations litho-biostratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. Thèse de Doctorat Université de Tlemcen, 218 p.

Benkhelil J., 1988. Structure et évolution géodynamique du bassin intracontinental de la Bénoué (Nigeria). *Bulletin Centres Recherches Explor. -Production Elf-Aquitaine*, 12, 29-128.

Bessoles B., 1977. Géologie de l'Afrique, le craton ouest-africain. *Mém. B.R.G.M.*, 88, 402 p.

Bié G. R., Digbehi Z. B., Yao K. R., Téa Y. J., Kangah K. D. & Tahi I., 2012. Stratigraphie Palynologique du Maastrichtien Supérieur-Éocène Supérieur du Bassin Sédimentaire offshore de Côte d'ivoire, Afrique de l'Ouest. *International Journal of African Studies*, 6, 40-57.

Bigot-Cormier, F., Basile, C., Poupeau, G., Bouillin, J.-P. & Labrin, E., 2005. Denudation of the Côte d'Ivoire-Ghana transform continental margin from apatite fission tracks. *Terra Nova*, 17, 189-195.

Blarez E., 1986. La marge continentale de la Côte d'Ivoire-Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformante. *Rapport du Laboratoire de Géodynamique sous-marine de Villefranche-sur-Mer*, 188 p.

Boher M., 1991. Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga. Apport de la géochimie isotopique. Thèse Doctorat, Université Nancy I, 180 p.

Bour I., Mattioli E. & Pittet B. 2007. Nannofacies analysis as a tool to reconstruct palaeoenvironmental changes during the Early Toarcian anoxic event. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 249, pp. 58-79.

Bourquin S., 1991. Analyse facio-séquentielle par diagraphies du Trias du Centre-Ouest du bassin de Paris : apports à la reconstitution de l'environnement de dépôt. Thèse Doctorat, Université de Nancy I, 215 p.

Bourquin S., Mathis B., Clermonte J., Didelot B., Durand M., Ghanem-Alkhaddour G. & Le Roux J., 1990. Diagraphies et analyse facio-séquentielle : approche méthodologique et exemples d'applications dans le Bassin parisien et le Fossé rhénan. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 6 (4), 693-707.

Brancart R. Y., 1977. Note sur le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. République de Côte d'Ivoire. Rapport de la Direction des Hydrocarbures, 19 p.

Briais J., 2015. Le Cénozoïque du bassin de Paris : un enregistrement sédimentaire haute résolution des déformations lithosphériques en régime de faible subsidence. Thèse Doctorat, Université de Rennes 1, 405 p.

Camil J., 1984. Pétrographie, chronologie des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implication pour l'histoire géologique du craton ouest africain. Thèse Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Université de Cocody, n° 79, 306 p.

Cant D., 1992. Subsurface facies analysis. In: *Facies models; response to sea level change* R.G. Walker & N.P. James (Eds). Geological Association of Canada, St. John's, 27-45.

Catuneanu O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 1-43.

Catuneanu O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Première édition, Elsevier (Edit.), Amsterdam, 375 p.

Catuneanu O., Willis A. J. & Miall A. D., 1998. Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, 121, 157-178.

Chamley H., 1989. *Clay sedimentology*. Springer-Verlag (Edit.), Berlin Heidelberg, 623 p.

Charpy N. & Nahon D., 1978. Contribution à l'étude lithostratigraphique du Tertiaire de Côte d'Ivoire. Série Documents Département Sciences Terre, Université de Cocody (Abidjan), 18, 1-34.

Chierici A., 1996. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution géologique du bassin de Côte d'Ivoire-Ghana. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud : actes colloques Angers, France, Recueil des communications : Pan, Elf Aquitaine 16*, 293-303.

Clift P. D., Lorenzo J. M., Carter A. & Hurford A. J., 1997. Transform tectonics and thermal rejuvenation on the Cote d'Ivoire-Ghana margin, West Africa. ODP Leg 159 scientific party. *Journal of the Geological Society*, 154, 483-489.

Colombié C., 2002. Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du bassin Vocontien (France) : relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants. Thèse de doctorat, Université de Fribourg, 198 p.

Coulibaly M., 2000. Contribution à l'étude diagraphique et sismique du prospect « gazelle » dans le permis APEX-4 rebaptisé CI 02. Mémoire DEA, Université de Cocody, 79 p.

Cross T. A., 1992. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: *Surface reservoir characterization - VIIth IFP Research Conference on Exploration Production*. R. Eschard & B. Doligez (Eds), Technip, Paris, 179 p.

Cross T. A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, upper Cretaceous, Western interior, U.S.A. In: *Sea-level changes: an integrated approach*, C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner ((Eds). *SEPM Special Publication*, 42, 371-380.

Da Costa Y. D., 2005. Biostratigraphie et paléogéographie du bassin sédimentaire côtier du Togo. Thèse Doctorat, Université de Lomé (Togo), 405 p.



De Caprona G. C., 1992. The continental margin of western Cote d'Ivoire: Structural framework inherited from intra-continental shearing. Thèse de Doctorat, University of Technology of Goteborg, 150 p.

Debelmas J. & Mascle G., 2000. Les grandes structures géologiques. Dunod (Edit.), Paris, 336 p.

Delteil J. R., 1977. Histoire géologique des bassins côtiers de l'ouest africain : Gabon-Congo-Côte d'Ivoire. Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production. Elf Aquitaine, 1 (1), 257-258.

Digbehi Z. B., 1987. Etude comparée de la sédimentation de premiers stades d'ouverture de l'Atlantique : golfe de Guinée-golfe de Gascogne. Sédimentologie-Biostratigraphie. Thèse de Doctorat, Université de Pau, 366 p.

Digbehi Z. B., N'da L. V., Yao K. R. & Atteba Y. A., 1997. Principaux foraminifères et palynomorphes créacés du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire, Golfe de Guinée septentrional : propositions pour une échelle biostratigraphique locale. Revue Afrique Géoscience, 4 (3-4), 461-473.

Digbehi Z.B., Téa Y. J., Yao K. R. & Boblai G., 1996. Contribution to the palynological and paléoenvironmental study of Campanian and Maastrichtian series of Côte d'Ivoire offshore basin. Mediterranean Geology, 23 (2), 155-171.

Digbehi Z. B., Toé Bi Kahou K. K., Adopo K. L., Guédé K. E., Tahi I. & Yao K. R., 2011. Palynologie et environnements de dépôt des sédiments d'âge cénomanien supérieur-maastrichtien inférieur dans le bassin offshore de Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). Sciences et Nature, 8 (1), 95-105.

Djeya K. L., 2009. Contribution à l'étude biostratigraphique et paléoenvironnementale de l'intervalle Albien-Maastrichtien dans le puits KL-X au large d'Abidjan. Mémoire DEA, Université Félix Houphouët-Boigny, 71 p.

Djeya K. L., Digbehi Z. B., Affian K., Goua T. E., Kouame N. J., N'da L. V. & Yao K. R., 2010. Apport de l'étude sédimentologique et microfaunistique à la caractérisation biostratigraphique et paléoenvironnementale des dépôts d'âge créacé supérieur de Côte d'Ivoire. Bioterre, 10, 39-52.

- Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Sedimentology and stratigraphy*. Second edition. GARY N.S. Wiley-Blackwell: A John Wiley & Sons, Ltd., Publication 111, River Street, Hoboken, USA, pp. 28-43.
- Duval B.C., Cramez C. & Vail P.R., 1998. Stratigraphic cycles and major marine sources. *In: De Graciansky P. Ch et al. (Eds), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy in European Basins*. SEPM Special Publication, 60, 43-51.
- Eduardo L. R., 2009. Evolution tectono-stratigraphique du double bassin avant-arc de la marge convergente Sud Colombienne-Nord Equatorienne pendant le Cénozoïque. Thèse Doctorat, Université de Nice Sophia Antipolis, 349 p.
- Einsele G., 1992. Sedimentary basins. Depositional rhythms and cyclic sequences. Evolution, facies and sediment budget, Springer-Verlag (Edit.), Berlin, 628 p.
- Einsele G., Ricken W. & Seilacher A., 1991 Cycle and events in stratigraphy, basic concepts and terms. *In: Cycles and events in stratigraphy*. Spring-Verlag (Edit.), Berlin Heidelberg, 47 p.
- Elvsborg A. & Dalode J., 1985. Benin Hydrocarbon potential looks promising. *Oil and Gas Journal*, V. 82, 126-131.
- Embry A. F., 1993. Transgressive-regressive sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 301-320.
- Embry A. F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *In: Steel R. J., Felt V. L., Johannessen E. P., Mathieu C. (Eds), volume 5, Special Publication*. Norwegian Petroleum Society (NPF), 1-11.
- Fabre J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central. Musée Royal de l'Afrique Centrale-Belgique. Tervuren African Géosciences Collection, 108, 572 p.
- Fairbanks R. G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea-level record—Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342 (6250), 637-642.

Fairbridge R. W., 1961. Eustatic changes in sea level. *In* : Physics and chemistry of the earth. L. H. Ahrens *et al.* (Edit.), Pergamon Press, London, 4, 99-185.

Galloway W. E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flooding-surfaces bounded depositional unit. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 73, 125-142.

Gorini M. A., 1981. The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brasil. *Petrobras série Projeto Rezmec*, 9, 7-116.

Goua T. E., 1997. Biostratigraphie et évolution paléoenvironnementale des séries maastrichtiennes et paléocènes dans le bassin sédimentaire côtier ivoirien. Thèse Doctorat, Université de Bourgogne, 354 p.

Guédé K. E., 2009. Caractérisation Palynostratigraphique et paléoenvironnementale des formations du passage Crétacé-Tertiaire et Eocène dans l'étude du puits offshore « DINO-1X ». Mémoire DEA, Université Félix Houphouët-Boigny, 88 p.

Guillocheau F., Dagallier G., Homewood P., Vittori J. & Bez M., 1992. La stratigraphie génétique : une démarche de corrélation à haute résolution. Application au Muschelkalk et Bajocien lorrains. Séminaires des responsables d'exploration (Nancy 2-5 Nov. 1992), Rapport Elf-Aquitaine, 57 p.

Guillocheau F., Néraudeau D., Videt B., Perrichot V. & Vullo R., 2003. La plate-forme carbonatée cénomaniennne de Charentes : une double approche sédimentologique et paléocéologique. Bordeaux, excursion n°5, 9<sup>ème</sup> congrès français de sédimentologie, Bordeaux, ASF (Edit.), 35 p.

Guiraud R., Bosworth W., Therry J. & Delplanque A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 83-143.

Hafsi F., 2015. Etude géologique et petrophysique du réservoir de la série inférieure de Haoud Berkaoui (Ouargla), Sud-Est algérien. Mémoire Magister Université Kasdi Marbeh Ouargla, 92 p.

Haq B., Hardenbol, J. & Vail P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years to present). *Science*, 235, 1156-1167.

Haq B. U., Hardenbol J. & Vail P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level Changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, 71-108.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P. C. & Vail P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. *In: de Graciansky P.C et al. (Eds). Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60, 3-13.

Hardenbol J., Vail P. R. & Ferrer J., 1981. Interpreting Paleoenvironments, subsidence history and sea level changes of passive margins [rom seismic and biostratigraphy. *Oceanologica Acta*, SP, 3-44.

Helm C., 2009. Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent : le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque. Thèse Doctorat, Université de Rennes 1, 364 p.

Helland-Hansen W. & Martinsen O. J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (4), 670-688.

Homewood P., 1999. Best practice in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. *Bulletin des centres de recherches. Exploration Production. Elf Aquitaine*, Mem. 25, 81 p.

Homewood P., 2000. Vade-mecum de stratigraphie séquentielle. *Rapport ELF EP*, 25, 81.

Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T. A. 1992. Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin des centres de recherches. Exploration Production. Elf Aquitaine*, 16, 375-381.

Hunt D. & Tucker M. E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract; deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.

Ingersoll R. V. & Busby C. J., 1995. Tectonics of sedimentary basins. *In*: Busby, C.J. & Ingersoll, R.V. (Eds.). Tectonics of sedimentary basins. Blackwell Science, Cambridge, 1-51.

Irwin H., Curtis C. & Coleman M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269. 209-213.

Jardiné, S., 1967. Spores à expansions en forme d'élatères du Crétacé moyenn'Afrique occidentale. *Rev. Paleobot. Palyn.*, vol. 1, n°1-4, 235-258.

Jardiné S. & Magloire L., 1965. Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et Côte d'Ivoire. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologique et Minières*, 32, 187-245.

Kangah K. D., 1997. Etude palynologique du puits K1-1X : passage Crétacé-Tertiaire. *Mémoire DEA, Université de Cocody*, 65 p.

Kessé T. M., 2015. Détermination des caractéristiques lithologiques micropaléontologiques et paléoenvironnementales des dépôts du Cénomaniens et du Turonien dans le bassin sédimentaire immergé de Côte d'Ivoire : cas des marges d'Abidjan et de San-Pedro. *Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny*, 164 p.

Kouakou K. P., 2013. Caractérisation sédimentologique, biostratigraphique et paléoenvironnementale des dépôts d'âge campanien de la marge d'Abidjan. *Mémoire DEA, Université Félix Houphouët-Boigny*, 72 p.

Kouamé L. N., 2013. Marge continentale de Côte d'Ivoire : étude tectono-stratigraphique et des vitesses de propagations des ondes sismiques. *Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny*, 217 p.

Kouassi K. A., 2014. Episode anoxique à la limite cénomaniens turonien dans le bassin sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire : intérêt pétrolier des black shales. *Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny*, 225 p.

Kouassi K. A., Yao N. J. P., Bie G. R., Digbehi Z. B., Bamba M. K., Goua T.E. & Yao K. C., 2013. Essai de caractérisation micropaléontologique et paléoenvironnementale et mise en évidence de l'EAO2 à l'interface cénomaniens/turonien (C/T) dans le bassin sédimentaire de

côte d'ivoire, Afrique de l'Ouest. *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologies*, 21-22, 95-118.

Lajnef B., Le Callonnec L., Yaich C., Renard M. & Benzarti. R., 2005. L'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur sur un profil de la Tunisie centre-septentrionale : approches sédimentologique et chemostratigraphique. *Bulletin de l'Institut Scientifique de Rabat, Section Sciences de la Terre*, 27, 17-27.

Latil-Brun M., 1987. Subsidence et évolution thermique du bassin du Sénégal. Comparaison avec la marge divergente homologue est américaine et les marges transformantes de Côte d'Ivoire et des Guyanes. Thèse Doctorat ès Sciences Naturelles, Université d'Aix-Marseille III, 200 p.

Le Pichon X. & Hayes D.E. 1971. Marginal offset fractures zones and the early opening of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 76, 6283-6293.

Lemoine S., 1988. Évolution de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Possibilités d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina Faso. Similitudes et différences; les linéaments de Greenville-Ferkessedougou et grand Cess-Niakaramandougou. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Clermont Ferrand II (France), 334 p.

Lentin J. K. & William G. L., 1987. Fossil Dinoflagellates. Index to Genera and species. Bedford Ins. Oceanogr. Report B2Y4A2 Canada, 470 p.

Manga C. S., 2008. Stratigraphy, structure and prospectively of the Southern onshore Douala Basin, Cameroon-Central African. *Africa Geoscience Review*, 13-37.

Martin L., 1973. Morphologie, Sédimentologie et Paléogéographie au quaternaire récent du plateau continental ivoirien. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 340 p.

Masclé J., Marinho M. & Wannesson J., 1986. The structure of the Guinean continental margin: implications for the connection between the central and the South Atlantic Ocean. *Geologische Rundschau*, 75, 57-70.

Masclé J. & Sibuet J. C., 1974. New pole of early opening of South Atlantic. *Nature*, 252, 464-465.

- Massala A., 1993. Le Crétacé supérieur et le Tertiaire du bassin côtier congolais. Biochronologie et stratigraphie séquentielle. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 392 p.
- Masure E., Rauscher R., Dejax J., Schuler M. & Ferre B., 1998. Cretaceous–Paleocene Palynology from the Côte d’Ivoire-Ghana transform margin, sites 959, 960, 961 and 962. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 159, 253-276.
- Masure E., Tea-Yassi J. & Yao K. R., 1996. The Dinoflagellate *Andalusiella emendation* of the genus, revision of species, *Andalusiella ivoirensis*. Revue of Palaeobotanic and Palynology, 91, 171-186.
- Mathis B., 1988. Diagraphies et sédimentologie : traduction du message diagraphique et reconnaissance des systèmes sédimentaires. Exemple des faciès hyper siliceux paléogènes et crétacés de l’offshore gabonais. Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, 206 p.
- Mbani M. J. N., 2013. Micropaléontologie et géochimie organique du bassin côtier congolais au crétacé supérieur : Paléoécologie des foraminifères, espèces et associations indicatrices des paléoenvironnements des roches mères pétrolières. Thèse Doctorat, Université Paris 6, 381 p.
- M’boro R., Anglada R. & Brun L., 1981. Le bassin de Pointe-Noire (Congo) du Sénonien supérieur au Néogène (Stratigraphie-Paléogéographie). Cahiers de Micropaléontologie, 4, 73-102.
- Métiver F. & Gaudemer Y., 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (Central Asia): constraints on regional tectonics and topography. Geophysical Journal International, 128, 1-17.
- Miall A. D., 1999. Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag (Edit.), Berlin, 616 p.
- Mitchum Jr. R. M., Vail P. R. & Thomson S., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a Basic unit for stratigraphic analysis, in Payton, C. E. (Edit.). Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir, 26, 53-62.

Mitchum Jr. R. M., Vail P. R. & Sangree J. B., 1977b. Seismic stratigraphy and global sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, in C. E. Payton (Edit). Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir, 26, 117-133.

Mitchum Jr. R. M. & Van Wagoner J. C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency Eustatic cycles. - *Sediment. Geol.*, 70, pp. 131-60.

Morrison J., Tea J., D'Zallasse B. & Boblai V., 1999. A sequence stratigraphic approach to exploration and re-development in the Abidjan Margin, Cote d'Ivoire. Offshore West Africa 99 Conference & Exhibition (March 23-25, 1999), Third annual congress, PennWell Publishing. Abidjan, 1-12.

Mouah R., 2009. Caractérisation lithostratigraphique du sénonien inférieur de la marge Est du bassin offshore de Côte d'Ivoire. Mémoire DEA, Université Félix Houphouët-Boigny, 82 p.

Naish T. & Kamp P. J. J., 1997. Foraminiferal depth palaeoecology of Late Pliocene shelf sequences and systems tracts, Wanganui Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 110, 237-255.

Ntamak-Nida M. J., 2008. Depositional environments and characterization of the organic matter of the lower Mundeck Formation (Barremian? -Aptian) of the Kribi-Campo sub-basin (South Cameroon): Implications for petroleum exploration. *Journal of African Earth Sciences*, 51, 207-219.

Ntamak-Nida M. J., Bourquin S., Makong J.-C., Baudin F., Mpesse J.E., Nguem C. I., Komhuem P. B. & Abolo G. M., 2010. Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the Kribi-Campo sub-basin: Lower Mundeck Formation (Lower Cretaceous, southern Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 58, 1-18.

Nummedal D. & Swift D. J. P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence bounding unconformities: some principles derived from holocene and cretaceous examples. In: Sea level fluctuations a coastal evolution. Nummedal D., Pilkey O.H. and Homard J.D. (Eds.). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub.*, 41, pp. 241-260.



- Ouali Mehadji A. E. K., 2004. Les Brachiopodes du niveau majeur Emsien supérieur- Eifélien inférieur de la Saoura (Sahara Nord-occidental. Algérie). Marqueur évènementiel de la transgression fin Emsien (paléontologie, biostratigraphie, Taphonomie et environnement sédimentaires), Thèse Doctorat d'Etat, Université d'Oran, 299 p.
- Petroci & Beicip, 1990. Côte d'Ivoire petroleum Evaluation. Rapport interne, Ministère des Mines, Abidjan, Côte d'Ivoire, 99 p.
- Petters S. W., 1982. Central West African Cretaceous-Tertiary benthic foraminifera and stratigraphy. *Paleontographical Abt. A*, 179, 1-3, 1-104.
- Posamentier H. W. & Allen G. P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy : concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology n°7*, 210 p.
- Posamentier H. W., Jervey M.T. & Van P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework. *In: Sea level changes: an intergraded approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, 109-124.
- Pothin K. B. K., Gioan P. & Gronayes C. C. 2000. Bilan géochronologique du socle précambrien de Côte d'Ivoire. *Bioterre*, 1 (1), 36-47.
- Reading H. & Collinson J., 1996. *Clastic coasts, sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Third edition, Sciences B. (Eds)*, 154-231.
- Rider M. H., 1990. Gamma ray log shapes used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. *In geological application of well logs. Hurst, A., Lovell. M.A. & Moraon A. C. (Eds.)*, Geological Society of London Special Publication, 48, 27-38.
- Rider M. H., 2006. *The geological interpretation of well logs. Rider-French Consulting Ltd. (Edit.)*, Second edition, 280 p.
- Rémi L., 2015. Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, 303p.
- Saint-Marc P., 1977. Répartition stratigraphique de grands foraminifères benthiques de l'Aptien, de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien dans les régions méditerranéennes. *Revista Española Micropaleontología*, 9 (3), 247-262.

Saint-Marc P. & N'da V., 1997. Biostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts créacés au large d'Abidjan (Golfe de Guinée). *Cretaceous Research*, 18 (4), 545-565.

Schulbaum, L., Durand J. & Rousset D., 1996. Traduction des surfaces stratigraphiques et des géométries deltaïques lors du passage de l'échelle de puits à l'échelle sismique. *Bulletin de la société géologique de France*, 167 (6), 667-683.

Schlumberger 1983. Gamma-ray spectrometry tool. Schlumberger, ATL & Marketing brochures, 40 p.

Schlumberger, 1985. Log Interpretation Charts. Schlumberger. Well. Serv. (Edit.), 112 p.

Schlumberger 1989. Log interpretation charts. Schlumberger, Well Serv. (Edit.), 151 p.

Scotese C. R., 2014. Atlas of Early Cretaceous Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 2. The Cretaceous Maps, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL, 23-31.

Serra O., 1972. Diagraphies et stratigraphies. *Mémoires B.R.G.M.*, 77, 775- 832.

Serra O., 1979. Diagraphies différées. Bases de l'interprétation. Tome 1 : acquisition des données diagraphiques. *Bulletin des Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 1, 328 p.

Serra O., 1985. Diagraphies différées. Bases de l'interprétation : Interprétation des données diagraphiques. Tome 2. *Bulletin des Centres de Rech. Explo. -Product. Elf-Aquitaine, Pau*, 7, 631 p.

Serra O., 1986. Les diagraphies différées : leur emploi en géologie sédimentaire. *Bull. Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 10 (2), 205-227.

Serra O., 1990. Diagraphies (géophysique). *Encyclopaedia Universalis, Encyclopaedia Britannica* (Edit.), France, 348- 357.

Serrano O., 2001. Le créacé supérieur-paléocène du bassin compressif nord pyrénéen (bassin de l'Adour). *Sédimentologie, stratigraphie géodynamique*. Thèse de Dctorat, Université de Rennes I, 175 p.

Sloss L. L., Kumbrein W.C. & Dapples E. C., 1949. Integrated facies analysis, in Longwell, C. R., ed., Sedimentary facies in geologic history. Geological Society of America Memoir, 39, 91-134.

Sombo B. C., 2002. Étude de l'évolution structurale et sismo-stratigraphique du bassin sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire, marge passive entaillée d'un canyon. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences, Université de Cocody, 304 p.

Spengler A. & Delteil J., 1966. Le bassin sédimentaire tertiaire de la Côte d'Ivoire. *In* : Les bassins sédimentaires du littoral africain. Ann. Serv. Géol. Afr. (Edit.), Paris, 99-113.

Stover L. E. & Evitt W. R., 1978. Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 15, 300 p.

Strasser A., Pittet B., Hillgärtner H. & Pasquier J.-B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonatedominated sedimentary systems: concepts for a highresolution analysis. Sed. Geol., 128, 201-221.

Swift D. J. P. & Thorne J. A., 1991. Sedimentation on continental margins, I : a general model for shelf sedimentation, in Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., Shelf Sand and Sandstone Bodies. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 14, 3–31.

Tagini B., 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse de Doctorat, Université de Lausanne, 302 p.

Tahé T., 2002. Utilisation des foraminifères benthiques endofaunes dans la caractérisation des environnements de dépôts des niveaux Campano-Eocènes du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. Mémoire DEA, Université de Cocody, 50 p.

Tastet J. P., 1979. Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littoral du Golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse Doctorat Etat ès Sciences Naturelles, Université de Bordeaux I, n° 621, 175 p.

Tastet J. P., 1984. Le littoral ivoirien : géologie, morphologie dynamique. Annales de l'Université d'Abidjan, C, 21, 189-218.

Tea Y. J., Digbehi Z. B., Yao K. R. & Boblai V., 1999. Etude de quelques palynomorphes du Crétacé supérieur du bassin « offshore » de Côte d'Ivoire. Implications biostratigraphiques et paléoenvironnementales. *Journal of African Earth Sciences*, 29 (4), 783-798.

Tea Y. J. & Yao K. R., 1993. Etude palynologique et environnementale du puits D1- 1X. Rapport technique interne du Centre d'Analyses et de Recherche de la PETROCI, 26 p.

Thierry J., Hancock J. M., Wright C.W., Santamaria R., Martinez R. & Jagt J. W. M. 1992. Upper Cretaceous ammonite zonal scheme and sequence stratigraphy. *International Mesozoic and Cenozoic sequential Stratigraphy of European Basins*, CNRS-IFP, Dijon, France (Mai, 18-20, 1992). Poster.

Tissot B. P. & Welte D. H., 1984. *Petroleum, Formation and Occurrence*. Springer (Edit.), Berlin, 699 p.

Topé G. P. F., 2009. Caractérisation lithostratigraphique du Cénomanién de la Zone Est du bassin sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire. Mémoire de DEA, Université de Cocody (Abidjan), 84 p.

Vail P. R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. *In: Bally, A.W. Edit.*). *Atlas of seismic stratigraphy*, volume 1. AAPG Studies in Geology, 27, 1-10.

Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. & Perez-Cruz C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. *In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.)*. *Cycles and events in stratigraphy*, 617-659.

Vail P. R., Hardenbol J. & Todd R. G., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *A.A.P.G. Mémoire*, 36, 129-144.

Vail P. R., Mitchum R. M. & Thomson S., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative sea level. *In C.E. Payton, Ed. Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists *Memoirs*, 26, 83-97.

Vail P. R., Mitchum R. M. J. & Thomson S., 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, in Payton, C. E., ed., seismic stratigraphy -applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 26, 63-81.

Vail P. R. & Todd R. G., 1981. Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy. *In*: Proceeding of the petroleum geology of the continental shelf of North West Europe, L. V. Illig, G. D. Honson, (Eds.), Heydon & Sons, London, 216 - 235.

Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Calypion K. M. & Rahmanian V. D., 1990. Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and faciès. A.A.P.G. Method in exploration Series, 7, 55 p.

Van Wagoner J. C., Mitchum R. M. Jr., Posamentier H. W. & Vail P. R., 1987. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy, in Bally, A. W., (Edit.). Atlas of seismic stratigraphy, 1, 11-14.

Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg. F., Loutit T. S. & Hardenbol J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: Sea level changes: an intergrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 39-45.

Vioco Petroleum 2014. Resources Report Pertaining to CI-202 Licence, Cote d'Ivoire, 55 p.

Wendt J. & Belka Z., 1991. Age and depositional environment of Upper Devonian-Early Frasnian to Early Famennian black shales and limestones (Kellwasser Facies) in eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies*, 25, 51-90.

Williams G. L., Stover L. E. & Kidson E. J., 1993. Morphology and stratigraphic Ranges of Selected Mesosoic-Cenozoic Dinoflagellate Taxa in the northern Hemisphere. Geological Survey of Canada Paper, 92-10, 137 p.

Yacé I., 1976. Le volcanisme éburnéen dans les parties centrales et méridionales de la chaîne précambrienne de Fettekro en Côte d'Ivoire. Thèse doctorat Etat, Université de Cocody, 373 p.

Yacé I., 2002. Initiation à la géologie : exemple de la Côte d'Ivoire et l'Afrique de l'Ouest. Edit. CEDA, 2<sup>ème</sup> trimestre, 183 p.

Yao K. C., 2014. Caractérisation sédimentologique, biostratigraphique, diagraphique et géochimique des niveaux carbonatés du Crétacé du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire : implication paléoenvironnementale et intérêt pétrolier. Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny, 232 p.

Yao N. J.-P., 2012. Caractérisation sédimentologique, minéralogique, géochimique et biostratigraphique des falaises vives de Fresco : région de Grand-Lahou (Côte d'Ivoire). Thèse de doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny, 187 p.

Zagbayou N. N. B., 2013. Etude des nannofossiles calcaires du passage crétacé-tertiaire du puits PENCI-1X. Mémoire DEA, Université Félix Houphouët-Boigny, 63 p.

Zahoui D. H. B., 2003. Caractérisation sédimentologique et biostratigraphique des calcaires à oligostéginidés dans le bassin sédimentaire ivoirien. Mémoire DEA, Université de Cocody, 54 p.

# ANNEXES

- ❖ Annexe I : Table (reconstitution lithologique)
- ❖ Annexe II : Table (milieu de dépôt)
- ❖ Annexe III : Table (collars)
- ❖ Annexe IV : Publications

Annexe I : Tables utilisées pour la  
reconstitution lithologique



Tableau I : Table utilisée pour la reconstitution lithologique du sondage KAF-1

Hole ID	From	To	Lithology Keyword	GR	DT	SP	NPHI	RhoB
KAF-1	1434	1527	Argilites	70-90	115-127			
KAF-1	1527	1540	Grès	30-50	105-115			
KAF-1	1540	1646	Argilites	70-90	115-127			
KAF-1	1646	1655	Grès	40-45	55-125			
KAF-1	1655	1705	Argilites	50-60	105-125			
KAF-1	1705	1715	Grès	38-40	75-125			
KAF-1	1715	1775	Argilites	50-60	105-125			
KAF-1	1775	1797	Grès	38-40	10-125			
KAF-1	1797	1805	Argilites	45-50	80-105			
KAF-1	1805	1815	Grès	38-40	75-125			
KAF-1	1815	1830	Argilites	45-50	105-125			
KAF-1	1830	1860	Grès	30-40	75-125			
KAF-1	1860	1895	Argilites	45-50	80-105			
KAF-1	1895	1918	Grès	30-40	75-125			
KAF-1	1918	1960	Argilites	50-60	115-125			
KAF-1	1960	1968	Argilites	50-60	75-105			
KAF-1	1968	1992	Grès	30-40	105-130			
KAF-1	1992	2000	Argilites	50-60	75-105			
KAF-1	2000	2024	Grès	30-40	105-130			
KAF-1	2024	2047	Argilites	50-60	75-105			
KAF-1	2047	2060	Grès	35-50	105-130			
KAF-1	2060	2095	Argilites	50-60	75-105			
KAF-1	2095	2105	Grès	35-50	105-130			
KAF-1	2105	2128	Argilites	50-60	75-105			
KAF-1	2128	2135	Calcaires	25-35	65-95			
KAF-1	2135	2198	Argilites	60-70	105-125			
KAF-1	2198	2203	Grès	30-45	75-105			
KAF-1	2203	2207	Argilites	60-70	105-125			
KAF-1	2207	2213	Grès	30-45	75-105			
KAF-1	2213	2218	Argilites	60-70	105-125			
KAF-1	2218	2232	Grès	30-35	75-105			
KAF-1	2232	2250	Argilites	50-60	105-125			
KAF-1	2250	2262	Grès	30-35	75-105			
KAF-1	2262	2268	Argilites	60-70	105-125			
KAF-1	2268	2279	Grès	35-40	75-105			
KAF-1	2279	2290	Argilites	60-70	90-105			
KAF-1	2290	2295	Grès	30-35	75-105			
KAF-1	2295	2310	Argilites	60-70	90-105			
KAF-1	2310	2323	Grès	30-40	75-105			
KAF-1	2323	2370	Argilites	60-70	90-105			
KAF-1	2370	2380	Grès	25-35	75-105			
KAF-1	2380	2415	Argilites	60-70	90-105			

KAF-1	2415	2460	Grès	35-40	75-105
KAF-1	2460	2475	Argilites	60-70	90-105
KAF-1	2475	2481	Grès	30-40	75-105
KAF-1	2481	2510	Argilites	60-70	90-105
KAF-1	2510	2520	Grès	30-40	75-105
KAF-1	2520	2535	Argilites	60-70	90-105
KAF-1	2535	2540	Grès	30-40	55-75
KAF-1	2540	2550	Argilites	60-80	90-105
KAF-1	2550	2555	Grès	30-40	55-75
KAF-1	2555	2560	Argilites	60-70	90-105
KAF-1	2560	2565	Grès	30-40	55-75
KAF-1	2565	2573	Argilites	60-70	90-105
KAF-1	2573	2583	Grès	30-50	55-75
KAF-1	2583	2615	Argilites	70-80	80-105
KAF-1	2615	2620	Calcaires	20-25	65-95
KAF-1	2620	2650	Argilites	60-70	80-105
KAF-1	2650	2660	Grès	30-50	75-105
KAF-1	2660	2670	Argilites	65-70	80-105
KAF-1	2670	2675	Grès	40-50	75-105
KAF-1	2675	2705	Argilites	65-70	80-105
KAF-1	2705	2710	Grès	40-45	75-105
KAF-1	2710	2727	Argilites	60-70	105-125
KAF-1	2727	2735	Grès	40-45	75-105
KAF-1	2735	2753	Argilites	70-80	105-125
KAF-1	2753	2760	Grès	40-45	75-105
KAF-1	2760	2752	Argilites	60-70	105-125
KAF-1	2752	2764	Siltites	30-55	55-90
KAF-1	2764	2771	Argilites	60-70	105-125
KAF-1	2771	2774	Calcaires	25-35	60-90
KAF-1	2774	2825	Argilites	65-80	105-125
KAF-1	2825	2835	Siltites	40-45	105-125
KAF-1	2835	2842	Argilites	60-70	105-125
KAF-1	2842	2850	Calcaires	25-35	60-90
KAF-1	2850	2887	Argilites	70-80	105-125
KAF-1	2887	2900	Grès	30-60	75-125
KAF-1	2900	2920	Argilites	75-80	105-130
KAF-1	2920	2926	Grès	40-55	75-105
KAF-1	2926	3006	Argilites	60-85	105-130
KAF-1	3006	3012	Siltites	40-55	105-130
KAF-1	3012	3088	Argilites	60-85	105-130
KAF-1	3088	3098	Grès	40-60	75-130
KAF-1	3098	3110	Argilites	65-85	105-125
KAF-1	3110	3115	Siltites	40-55	95-130
KAF-1	3115	3222	Argilites	60-70	105-125

Tableau II : Table utilisée pour la reconstitution lithologique du sondage KAF-2

Hole ID	From	To	Lithology Keyword	GR	DT	NPHI	RhoB
KAF-2	1957	1962	Argilites	45-60	120-125		
KAF-2	1962	1967	Argilites	35-50	85-125		
KAF-2	1967	2030	Argilites	45-60	120-125		
KAF-2	2030	2045	Argilites	60-80	120-125		
KAF-2	2045	2065	Argilites	50-55	120-125		
KAF-2	2065	2073	Argilites	60-70	120-125		
KAF-2	2073	2084	Argilites	45-50	120-125		
KAF-2	2084	2094	Argilites	60-75	120-125		
KAF-2	2094	2230	Argilites	45-55	120-125		
KAF-2	2230	2248	Argilites	65-75	120-125		
KAF-2	2248	2264	Argilites	45-55	125-130		
KAF-2	2264	2272	Argilites	65-75	120-125		
KAF-2	2272	2400	Argilites	45-50	105-120		
KAF-2	2400	2406	Calcaires	20-30	75-105		
KAF-2	2406	2434	Argilites	45-50	105-120		
KAF-2	2434	2440	Calcaires	20-30	75-105		
KAF-2	2440	2450	Argilites	45-50	105-120		
KAF-2	2450	2474	Calcaires	20-25	75-105		
KAF-2	2474	2545	Argilites	45-50	105-120		
KAF-2	2545	2556	Argilites	45-55	115-120		
KAF-2	2556	2562	Marnes	25-40	100-115		
KAF-2	2562	2568	Argilites	45-55	115-120		
KAF-2	2568	2580	Marnes	25-45	115-125		
KAF-2	2580	2589	Argilites	45-60	115-120		
KAF-2	2589	2598	Calcaires	25-30	100-105		
KAF-2	2598	2614	Argilites	45-50	115-125		
KAF-2	2614	2620	Marnes	35-40	105-110		
KAF-2	2620	2630	Argilites	45-50	115-125		
KAF-2	2630	2632	Calcaires	15-35	80-120		
KAF-2	2632	2636	Argilites	45-50	115-125		
KAF-2	2636	2640	Calcaires	15-35	80-120		
KAF-2	2640	2646	Argilites	45-50	115-125		
KAF-2	2646	2650	Calcaires	15-35	80-120		
KAF-2	2650	2654	Argilites	45-50	115-125		
KAF-2	2654	2660	Calcaires	15-35	80-120		
KAF-2	2660	2664	Argilites	45-50	115-125		
KAF-2	2664	2668	Calcaires	15-35	80-120		
KAF-2	2668	2680	Argilites	45-50	115-125		
KAF-2	2680	2685	Marnes	35-45	90-105		
KAF-2	2685	2696	Argilites	40-45	90-105		
KAF-2	2696	2732	Grès	25-40	90-100		
KAF-2	2732	2740	Argilites	40-45	90-105		

KAF-2	2740	2762	Grès	25-40	90-100
KAF-2	2762	2766	Calcaires	25-35	75-105
KAF-2	2766	2774	Grès	25-40	90-100
KAF-2	2774	2782	Argilites	40-45	90-105
KAF-2	2782	2816	Grès	25-40	90-100
KAF-2	2816	2822	Calcaires	25-35	75-105
KAF-2	2816	2830	Grès	25-40	90-100
KAF-2	2830	2852	Argilites	40-50	75-95
KAF-2	2852	2864	Grès	25-40	55-75
KAF-2	2864	2880	Argilites	40-50	75-95
KAF-2	2880	2890	Grès	25-40	55-75
KAF-2	2890	2898	Argilites	40-50	75-95
KAF-2	2898	2906	Grès	25-40	55-75
KAF-2	2906	2914	Argilites	40-50	75-95
KAF-2	2914	2928	Grès	25-40	55-75
KAF-2	2928	2932	Argilites	40-50	75-95
KAF-2	2932	3018	Grès	25-40	55-75
KAF-2	3018	3042	Argilites	45-55	85-90
KAF-2	3042	3054	Grès	25-50	65-85
KAF-2	3054	3060	Calcaires	15-30	60-90
KAF-2	3060	3090	Argilites	50-60	85-90
KAF-2	3090	3094	Calcaires	15-30	60-90
KAF-2	3094	3110	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3110	3118	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3118	3128	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3128	3134	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3134	3140	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3140	3156	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3156	3162	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3162	3178	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3178	3180	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3180	3184	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3184	3194	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3194	3206	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3206	3212	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3212	3224	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3224	3228	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3228	3232	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3232	3256	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3256	3276	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3276	3290	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3290	3298	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3298	3302	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3302	3308	Grès	25-45	55-75

KAF-2	3308	3314	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3314	3318	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3318	3324	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3324	3334	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3334	3348	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3348	3380	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3380	3390	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3390	3400	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3400	3408	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3408	3412	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3412	3418	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3418	3454	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3454	3468	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3468	3482	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3482	3494	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3494	3500	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3500	3504	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3504	3526	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3526	3534	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3534	3538	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3538	3542	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3542	3545	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3545	3548	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3548	3552	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3552	3560	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3560	3570	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3570	3576	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3576	3580	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3580	3592	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3592	3596	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3596	3600	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3600	3604	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3604	3612	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3612	3622	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3622	3636	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3636	3672	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3672	3678	Calcaires	15-40	55-75
KAF-2	3678	3700	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3700	3710	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3710	3720	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3720	3724	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3724	3728	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3728	3734	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3734	3742	Grès	25-45	55-75

KAF-2	3742	3746	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3746	3752	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3752	3756	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3756	3762	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3762	3768	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3768	3778	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3778	3790	Argilites	50-65	85-90
KAF-2	3790	3796	Grès	25-45	55-75
KAF-2	3796	3810	Argilites	45-56	85-91

Tableau III : Table utilisée pour la reconstitution lithologique du sondage KAF-4

Hole ID	From	To	Lithology Keyword	GR	DT	NPHI	RhoB
KAF-4	4554	4594	Argilites	50-60	95-110		2.20-2.40
KAF-4	4594	4922	Argilites	65-100	115-125		2.10-2.33
KAF-4	4922	5020	Argilites	65-95	115-125		2.10-2.33
KAF-4	5020	5053	Siltites	40-60	90-120		2.20-2.25
KAF-4	5053	5079	Grès	40-55	105-135		2.25-2.58
KAF-4	5079	5480	Argilites	60-95	115-120		2.10-2.30
KAF-4	5480	5539	Argilites	45-80	110-125		2.20-2.33
KAF-4	5539	5565	Grès	35-50	95-130		2.30-2.44
KAF-4	5565	5735	Argilites	45-80	110-125		2.20-2.33
KAF-4	5735	5801	Grès	15-50	85-115		2.30-2.65
KAF-4	5801	5972	Argilites	45-80	115-125		2.20-2.33
KAF-4	5972	6208	Argilites	50-60	85-105		2.20-2.40
KAF-4	6208	6247	Grès	25-55	90-115		2.25-2.54
KAF-4	6247	6444	Argilites	50-60	95-110		2.20-2.33
KAF-4	6444	6483	Grès	25-55	75-105		2.30-2.55
KAF-4	6483	6542	Argilites	50-60	115-125		
KAF-4	6542	6602	Grès	25-55	75-105		2.30-2.55
KAF-4	6602	6772	Argilites	50-80	115-125		2.36-2.56
KAF-4	6772	6851	Grès	25-55	75-105		2.30-2.55
KAF-4	6851	6956	Argilites	50-60	115-125		2.30-2.55
KAF-4	6956	7008	Argilites	60-80	95-110		2.33-2.45
KAF-4	7008	7048	Grès	35-50	95-105		2.30-2.55
KAF-4	7048	7087	Argilites	55-80	95-110		2.33-2.45
KAF-4	7087	7113	Calcaires	30-45	85-95		2.48-2.57
KAF-4	7113	7153	Argilites	55-70	95-105		
KAF-4	7153	7179	Calcaires	45-55	85-105		
KAF-4	7179	7231	Marnes	40-60	85-100		2.44-2.50

Annexe II : Tables indiquant les milieux  
de dépôts

Tableau IV : Table présentant le milieu de dépôt (sondage KAF-1)

Hole ID	From	To	Âges	Paléoenvironnement
KAF-1	1434	1524	Maastrichtien	Zone néritique externe
KAF-1	1524	1649	Campanien	Zone néritique externe
KAF-1	1649	1667	Sénonien inférieur	Zone néritique moyenne
KAF-1	1667	1777	Turonien	Zone néritique moyenne
KAF-1	1777	2079	Cénomaniens	Zone néritique interne à zone néritique moyenne
KAF-1	2079	3270	Albien	Non marin, transition à la zone néritique interne

Tableau V : Table présentant le milieu de dépôt (sondage KAF-2)

Hole ID	From	To	Âge	Paléoenvironnement
KAF-2	1926	2136	Maastrichtien	Zone néritique moyenne I
KAF-2	2136	2487	Campanien	Zone néritique interne à zone néritique moyenne
KAF-2	2487	2591	Sénonien inférieur	Zone néritique interne à zone néritique moyenne
KAF-2	2591	2627	Turonien	Zone néritique interne
KAF-2	2627	3810	Albien	Non marin, transition à la zone néritique interne

Tableau VI : Table présentant le milieu de dépôt (sondage KAF-3)

Hole ID	From	To	Âge	Paléoenvironnement
KAF-3	2231	2563	Maastrichtien	Marin ouvert
KAF-3	2563	2667	Campanien	Marin ouvert
KAF-3	2667	2731	Sénonien inférieur	Zone néritique moyenne à externe
KAF-3	2731	2768	Turonien	Zone néritique moyenne à externe
KAF-3	2768	3520	Albien	Zone de transition milieu marin-terrestre

Tableau VII : Table présentant le milieu de dépôt (sondage KAF-4)

Hole ID	From	To	Âge	Paléoenvironnement
KAF-4	1240	1580	Maastrichtien	Zone néritique interne à externe
KAF-4	1580	1670	Campanien	Zone néritique moyenne à externe
KAF-4	1670	1810	Sénonien inférieur	Zone néritique moyenne à externe
KAF-4	1810	1820	Turonien	Zone néritique interne à zone néritique moyenne
KAF-4	1820	2200	Cénomaniens	Zone néritique interne
KAF-4	2200	3570	Albien	Milieu continental au milieu marin de transition



## Annexe III : Tables (collars)

Tableau VIII : Table (collard) servant à établir la carte de base et les sections par le logiciel Strater 5.

Hole ID	Easting	Northing	Elevation	Starting	ending	Total Deph
KAF-1	361129,6	564741,4	0	1434	3270	3270
KAF-2	263886,6	544767,4	0	1957	3810	3810
KAF-3	255469,6	551170,4	0	2231	3520	3520
KAF-4	384810	565774,8	0	1240	3570	3570
KAF-5	325675,9	556541	0	1698	2987	2987
KAF-6	420551,6	564653,3	0	869	3002	3002

## Annexe IV : Publications