

**UNIVERSITÉ DU QUEBEC À CHICOUTIMI**

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ À  
L'UNIVERSITÉ DU QUEBEC À CHICOUTIMI  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE**

**Par  
MACOURA KONÉ**

**MATURATION THERMIQUE ET POTENTIEL PÉTROLIGÈNE  
DES DÉBLAIS DU Puits PÉTROLIER IVCO-10  
DU BLOC CI-02 DU BASSIN SÉDIMENTAIRE DE CÔTE D'IVOIRE**

**Mars 1998**



### **Mise en garde/Advice**

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

## RÉSUMÉ

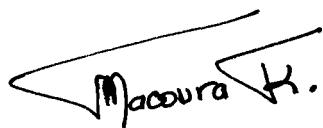
Des déblais pétroliers du puits IVCO-10 du bloc CI-02 du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire ont été soumis à des études géochimiques afin de déterminer leur maturation et leur potentiel pétroligène. Des études de minéralogie des argiles et des grès ont aussi été réalisées pour déterminer les phases minéralogiques présentes, la diagenèse et la maturation subies par ces shales, la composition à la source des fragments gréseux et leur milieu de dépôts.

Des roches-mères maastrichtiennes et sénoniennes ayant un bon potentiel gazigène existent dans la séquence étudiée du puits IVCO-10. Ces roches-mères sont assez riches en matière organique ( $COT_{moy} = 1,35\%$ ). Le kérogène de ces roches-mères est principalement de nature amorphe et contient beaucoup de débris de plantes supérieures et quelques foraminifères. La nature du kérogène est intermédiaire entre le type II (sapropélique) et le type III (humique). La matière organique est immature au sommet et atteint le stade de la fenêtre à huile potentielle au fond du forage (séries albiennes). L'hydrocarbure produit serait essentiellement du gaz parce que le kérogène de ces roches-mères est pauvre en hydrogène ( $IH_{max} = 222 \text{ mg HC par g C.org.}$ ). Le potentiel de production est bon et est d'environ 5,1 tonnes d'hydrocarbures par mètre carré.

L'analyse minéralogique des argiles a permis de déterminer par diffraction aux rayons X les minéraux argileux suivants: kaolinite, interstratifiés illite-smectite, smectite, illite et chlorite. Les taux de la kaolinite, de la smectite et d'interstratification de la smectite dans les interstratifiés illite-smectite diminuent avec l'enfouissement tandis que ceux de l'illite et de la chlorite augmentent dans le même sens. La plupart des minéraux identifiés sont d'origine détritique sauf probablement l'illite et l'illite-smectite qui sont en partie d'origine diagénétique dérivant de la smectite. La maturation atteinte par ces shales à la base du puits (séries albiennes) correspond à celle du début de la fenêtre à huile.

Les études sur les grès ont permis de montrer que les déblais du puits IVCO-10 sont composés de matériel provenant d'une source extrabassinale (quartzarénite, chert, métaquartzite et gneiss quartzitique) et d'une source intrabassinale (foraminifères, glauconie et carbonate). L'abondance des grains de quartz et de fragments de roches riches en quartz indique que les roches à la source ont subi une météorisation intense sous climat tropical

humide. L'abondance de mudstones, la présence de foraminifères et de glauconie indique que le milieu de dépôt est marin calme et peu profond probablement un milieu deltaïque.



**Étudiante-chercheur**

© Macoura KONÉ



**Directeur de recherche**

Pierre COUSINEAU



**Co-directeur de recherche**

Rudolf BERTRAND

## REMERCIEMENTS

Qu'il me soit permis au terme de ce travail, de remercier à quelque niveau que ce soit tous ceux qui m'ont apporté d'une manière ou d'une autre leur contribution. Mes remerciements vont plus spécifiquement à l'endroit de:

- L'Agence Canadienne de Développement International (ACDI) pour son soutien financier au travers de la Bourse de la Francophonie.

- Monsieur Pierre Cousineau, mon directeur de recherche qui a guidé mes premiers pas dans cette oeuvre de recherche. Son exigence au travail et sa rigueur ont contribué positivement à ma formation.

- Monsieur Rudolf Bertand, mon codirecteur, pour avoir également accepté de diriger mes recherches. Je voudrais particulièrement souligner le fait que sa disponibilité, sa compréhension, ses conseils et surtout ses remarques pertinentes m'ont beaucoup aidés dans l'interprétation et dans la rédaction de ce mémoire.

- Messieurs Adam Nagy et André Chagnon pour m'avoir fait partagé leur expérience sur la géologie des argiles. Leurs critiques et leurs orientations m'ont été d'un très grand apport.

- Monsieur Aka Kouamé qui s'est dépensé sans compter pour faciliter l'accès à la documentation. Il a su en particulier utiliser ses contacts personnels pour me procurer les échantillons de forage indispensables aux recherches que j'ai menées. J'ai aussi profité de ses connaissances géologiques et de ses judicieux conseils. Qu'il trouve ici, l'expression de ma très vive reconnaissance et de mon très profond respect.

- Madame Safiah A. Kounta pour son soutien moral, physique et ses judicieux conseils.

- La famille Koné Abou pour son soutien moral et spirituel tout au long de mon séjour au Canada et à ma douce moitié Christophe K. M. Danumah pour sa compréhension, son soutien sans faille et surtout pour son optimisme face aux aléas de la vie. Il a su me reconforter pendant mes moments difficiles et me donner de l'espoir là où il y'en avait pas. J'ai trouvé auprès de ceux ci une grandeur de vue indispensable lorsque des problèmes dépassant le cadre de mes recherches, se sont présentés à moi. A eux finalement, je dédie ce présent mémoire.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b>	<b>ii</b>
<b>REMERCIEMENTS</b>	<b>iv</b>
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES ANNEXES	viii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES PLANCHES	xi
LISTE DES TABLEAUX	xiii
 <b>CHAPITRE 1: INTRODUCTION</b>	 <b>1</b>
 1.1 HISTORIQUE DE L'EXPLORATION ET TRAVAUX ANTÉRIEURS.	 1
 1.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE.	 9
1.2.1 Géologie globale.	9
1.2.2 Stratigraphie du bassin ivoirien.	12
1.2.3 Géologie du puits étudié (IVCO-10).	15
 1.3 PROBLÉMATIQUE.	 18
 1.4 OBJECTIFS ET BUTS.	 19
 1.5 MÉTHODOLOGIE.	 20
1.5.1 Matière organique.	20

1) Pétrographie optique.	20
2) Rock-Éval.	21
1.5.2 Minéralogie des argiles.	24
1) Préparation des échantillons et appareillage.	24
2) Traitements.	25
1.5.3 Pétrographie de la fraction grossière.	26
 <b>CHAPITRE 2: PRÉSENTATION DES RÉSULTATS</b>	 <b>28</b>
 2.1 MATIÈRE ORGANIQUE.	 28
2.1.1 Pétrographie et réflectance de la matière organique.	28
2.1.2 Pyrolyse en température programmée: Rock-Éval.	38
 2.2 MINÉRALOGIE DES ARGILES.	 44
2.2.1 Détermination des différentes phases minéralogiques et de leur évolution en fonction de la profondeur.	44
 2.3 PÉTROGRAPHIE DES GRÈS.	 52
 <b>CHAPITRE 3: DISCUSSIONS ET INTERPRÉTATIONS</b>	 <b>58</b>
 3.1 NATURE, MATURATION ET POTENTIEL EN HYDROCARBURES.	 58
 3.2 DIAGENÈSE ET MATURATION DES ARGILES .	 62

	vii
3.3 SOURCE ET MILIEUX DE SÉDIMENTATION.	66
<b>CHAPITRE 4: CONCLUSIONS GÉNÉRALES</b>	<b>68</b>
<b>RÉFÉRENCES</b>	<b>71</b>



## LISTE DES ANNEXES

- Annexe 1:** Résultats de pétrographie optique; valeur de  $R_h$  de la pyrofusinite  
et de la fusinite. 78
- Annexe 2:** Méthode de calcul du potentiel gazigène 79

## **LISTE DES FIGURES**

<b>Figure 1:</b>	Localisation de la Côte d'Ivoire en Afrique.	2
<b>Figure 2:</b>	Présentation du bassin sédimentaire ivoirien de Côte d'Ivoire et localisation de quelques forages.	3
<b>Figure 3:</b>	Ouverture du Golfe de Guinée et formation du bassin ivoirien.	10
<b>Figure 4:</b>	Nature générale des formations du bassin sédimentaire ivoirien.	11
<b>Figure 5:</b>	Log synthétique du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire.	13
<b>Figure 6:</b>	Lithologie et log récapitulatif des données de réflectance et de Rock-Éval d'une partie du puits IVCO-10 du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire.	16
<b>Figure 7:</b>	Exemple de pyrogramme.	22
<b>Figure 8</b>	Classification des différents types de kérogène à partir des indices d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO) d'une séquence d'échantillons du puits IVCO-10 du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire.	41

- Figure 9:** Niveaux de maturation thermique estimée à partir de l'indice d'hydrogène (IH) et de la température de craquage optimal du kérogène (Tmax) de la séquence d'étude du puits IVCO-10 du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire. 42
- Figure 10:** Détermination de la fenêtre à huile à partir de la température de craquage optimal (Tmax) et de l'indice de production (IP) de la séquence d'étude du puits IVCO-10 du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire. 43
- Figure 11:** Identification aux rayons X des phases argileuses présentes dans les sédiments du puits IVCO-10 et leur variation en fonction de la profondeur. 47
- Figure 12:** Identification aux rayons X de la kaolinite ( K ) en présence de la chlorite (Ch )à l'acide chlorhydrique (HCl). 48
- Figure 13:** Identification aux rayons X de la smectite (S) et des interstratifiés illite-smectite (IS) après saturation au glycol. 49
- Figure 14** Variations de l'illite après glycolation et chauffage à 550 °C. 50

## LISTE DES PLANCHES

<b>Planche 1:</b> Matière organique amorphe et macéraux du groupe de l'inertinite vus en lumière réfléchie.	31
<b>1.1:</b> Lamelle de kérogène montrant la matière organique amorphe.	32
<b>1.2:</b> Pyrofusinite dans une matière organique amorphe.	32
<b>1.3:</b> Fusinite oxydée.	32
<b>1.4:</b> Semifusinite associée à la matière organique amorphe.	32
 <b>Planche 2:</b> Sclérotinite et bitume solide vus en lumière réfléchie.	 34
<b>2.1:</b> Sclérotinite sphérique comportant des cavités de formes irrégulières.	35
<b>2.2:</b> Sclérotinite avec des cavités vides de formes irrégulières.	35
<b>2.3:</b> Morceau de bitume solide dans une matière organique amorphe.	35
 <b>Planche 3:</b> Macéraux du groupe vitrinite-huminite vus en lumière réfléchie.	 36
<b>3.1:</b> Télinite dans une matière organique amorphe et pyritisée.	37
<b>3.2:</b> Collotélinite en voie de fusination associée à de la matière organique amorphe.	37
<b>3.3:</b> Fragments de vitrinite indéterminée présentant des vacuoles.	37
<b>3.4:</b> Fragment de vitrinite sans structure apparente (Collinite).	37
 <b>Planche 4:</b> Principaux éléments constitutifs de la fraction grossière des déblais vus au microscope à lumière transmise.	 54
<b>4.1:</b> Fragment de mudstone et de siltstone.	55
<b>4.2:</b> Fragment de quartzarénite riche en quartz.	55

<b>4.3:</b> Fragment de chert.	55
--------------------------------	----

<b>Planche 5:</b> Principaux éléments constitutifs de la fraction grossière des déblais vus au microscope à lumière transmise.	56
<b>5.1:</b> Fragment de métaquartzite.	57
<b>5.2:</b> Sphérule de glauconie.	57
<b>5.3:</b> Foraminifère rempli de glauconie.	57

## **LISTE DES TABLEAUX**

<b>Tableau 1:</b>	Résultats des analyses de Rock-Éval des forages 960 A et 960 C	7
<b>Tableau 2:</b>	Résultats de pétrographie optique; valeurs de Rh des différents macéraux.	30
<b>Tableau 3:</b>	Résultats des analyses de Rock-Eval de la fraction d'étude du puits IVCO-10.	40
<b>Tableau 4:</b>	Hauteurs relatives des principaux pics de minéraux argileux présents dans les sédiments de la séquence du puits IVCO-10 à l'étude.	46
<b>Tableau 5:</b>	Composition des déblais du puits IVCO-10.	53
<b>Tableau 6:</b>	Résultats du calcul du potentiel pétroligène de la séquence du puits IVCO-10.	60

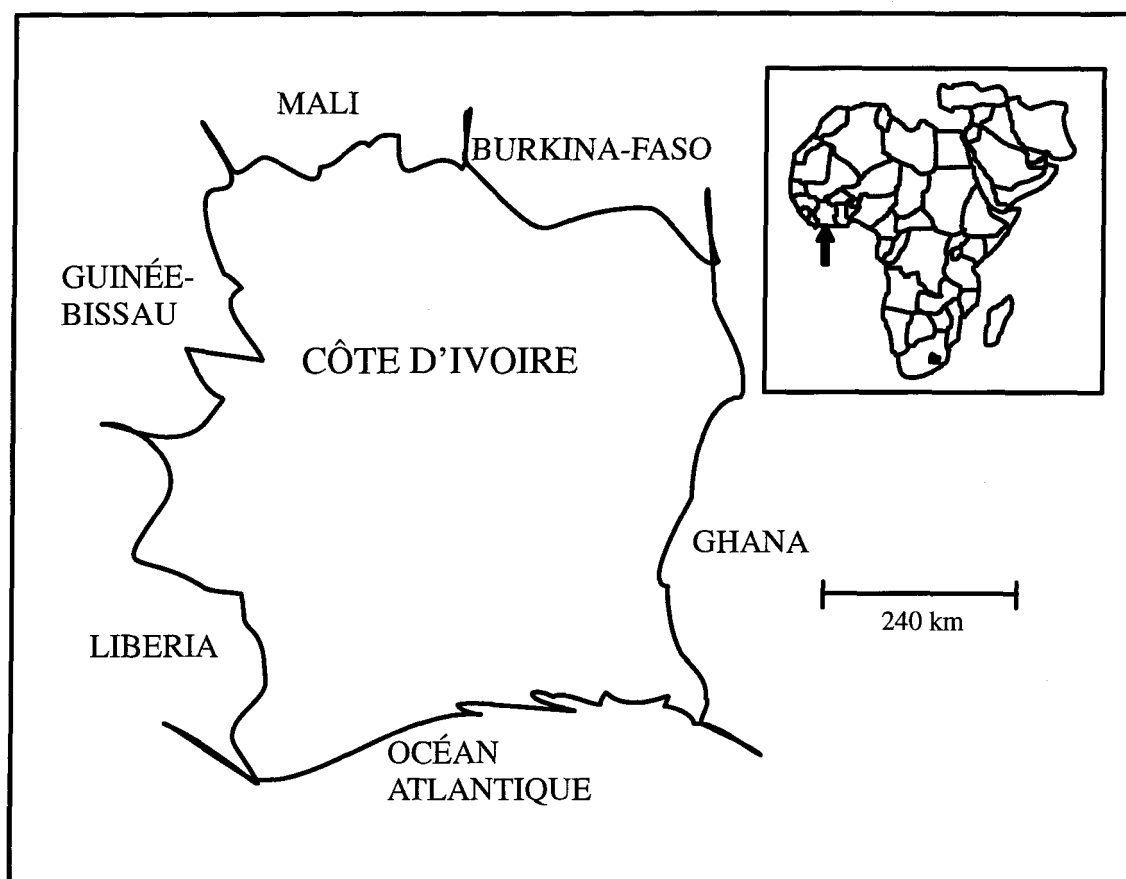
## **CHAPITRE 1**

### **INTRODUCTION**

#### **1.1 HISTORIQUE DE L'EXPLORATION ET TRAVAUX ANTÉRIEURS**

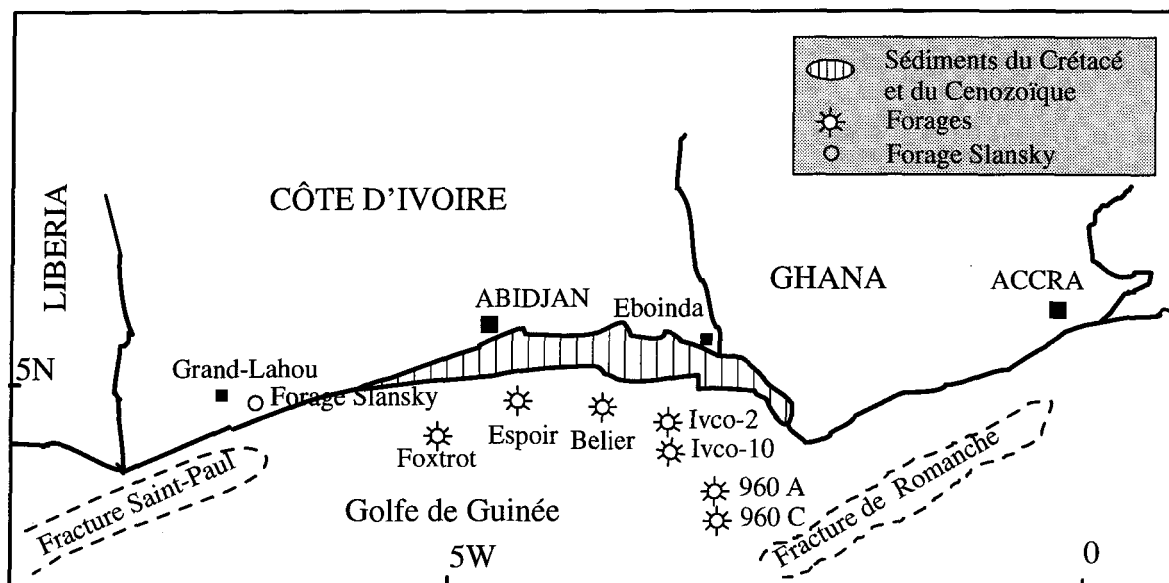
La Côte d'Ivoire est située en Afrique de l'Ouest. Elle est limitée au Nord par le Burkina-Faso et le Mali, à l'Est par le Ghana, à l'Ouest par le Liberia et la Guinée-Bissau et au Sud par l'océan Atlantique ou le Golfe de Guinée (Fig.1). Le bassin de Côte d'Ivoire ou bassin Tanoé dans lequel est localisée notre zone d'étude est le seul bassin sédimentaire dudit pays. Ce bassin couvre 2,5 % du territoire. Il est localisé dans la partie côtière du pays et sa majeure partie est située dans le Golfe de Guinée. Ce bassin est d'âge Crétacé-Tertiaire et se présente sous forme d'un croissant long d'environ 360 km entre la frontière ivoiro-libérienne à l'Ouest et la frontière ivoiro-ghanéenne à l'Est (Fig. 2). Le puits IVCO-10 qui fait l'objet de notre étude est situé à une latitude de 05° 01' 56,48" N et une longitude de 03° 42' 38,52" W.

L'idée de rechercher des hydrocarbures sur le bassin sédimentaire ivoirien est venue des pétroliers de la Compagnie Française des Pétroles (C.F.P.) avec la découverte de sables bitumineux dans la région d'Eboinda entre 1904 et 1908. Cette compagnie a eu pour mission de forer plusieurs puits dont la plupart ont été exploités en 1942. A cette époque ce bitume était utilisé pour le revêtement des routes et pour la fabrication de pétrole lampant après un cracking



**Figure 1:** Localisation de la Côte d'Ivoire en Afrique.





**Figure 2:** Présentation du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire et localisation de quelques forages pétroliers. Modifiée de Kulke, 1995.

sommaire fait par la France. Plusieurs forages ont été réalisés et l'exploration se poursuit toujours. Les données d'exploration sur le bassin ivoirien montrent que ce dernier contient un potentiel en huile et en gaz non négligeable (Petroci, 1990).

L'exploitation proprement dite s'est faite d'abord en onshore de 1957 à 1963. Le premier permis appelé "permis de Côte d'Ivoire" fut attribué en août 1957 à la Société Africaine des Pétroles (S.A.P.) qui a foré plusieurs puits. Ces forages, implantés uniquement à terre, ont permis de mettre en évidence des indices de méthane et d'asphalte dans des roches attribuées à la série albo-aptienne. Après sept années d'interruption, l'exploration pétrolière en offshore a repris en novembre 1970 et le permis dénommé H-1 fut attribué à un groupe de compagnies conduites par Esso. Ces travaux ont mené à la découverte de deux gisements d'huile dont Béliér et Espoir (Fig. 2). Les compagnies Esso et Phillips ont aussi découvert d'autres accumulations de gaz comme Foxtrot A-4X (Fig. 2). En outre, près de la moitié des puits forés par ces compagnies ont fourni des indices encourageants (Esso, 1977). En plus de ces deux compagnies précitées, les sociétés comme Agip, Tenneco, Total, Sfi, Umic et Petroci opèrent en Côte d'Ivoire. Cette dernière société a, depuis les années 1980, pris la relève et s'investit davantage aujourd'hui dans l'exploration et l'exploitation des ressources pétrolières dudit bassin.

Les travaux de prospection ont été centrés sur la géophysique, la biostratigraphie et sur la sédimentologie. Les données obtenues sont les suivantes:

a) Les travaux de géophysique ont été basés sur la gravimétrie, la magnétique et sur la sismique réflexion. L'étude gravimétrique effectuée sur le bassin terrestre a permis de mettre en évidence l'existence d'un grand accident Est-Ouest marqué par un fort gradient qui scinde le bassin terrestre en deux parties: une zone nord à socle peu profond montrant à l'est d'Abidjan, d'importantes anomalies positives et négatives orientées essentiellement SO-NE et conformes avec les directions du socle au nord du bassin et une zone sud où le gradient est très élevé et

sensiblement normal au rivage. Cette étude gravimétrique a permis de conclure qu'il existe au Sud d'Abidjan une faille importante et un bassin offshore profond. Ce bassin offshore profond se prolonge en mer et pourrait présenter un intérêt pétrolier. L'étude magnétique a permis de confirmer la présence d'un bassin offshore profond à l'est d'Adiaron (Sud d'Abidjan). Vers l'ouest, l'étude a montré que le bassin profond ne commence qu'à 25 kilomètres environ de la côte, à la limite du plateau continental. La sismique réflexion a permis de délimiter les séries sédimentaires.

b) La biostratigraphie a permis dans un premier temps d'identifier les étages stratigraphiques à partir du recensement des espèces (foraminifères, spores, pollens et dinoflagellées). Dans un deuxième temps, elle a permis de décrire par étage, la lithostratigraphie et de déterminer les environnements de dépôts des séries.

c) L'étude sédimentologique s'est surtout basée sur la recherche de réservoirs (roches gréseuses) et de roches-mères (roches argileuses).

Au niveau des grès, les études ont permis de déceler des réservoirs dans les séries Albiennes, Cénomaniennes, Turoniennes, du Sénonien inférieur et du Maastrichtien. Les séries campaniennes et tertiaires n'ont pas révélé la présence de réservoirs sauf tout en bordure du bassin, dans la partie onshore (Petroci, 1990). Tous les réservoirs reconnus sont de nature gréseuse avec souvent un ciment argileux ou parfois calcaire. L'étude sur les réservoirs a consisté à estimer le potentiel en hydrocarbures des réservoirs par la détermination de la porosité, la perméabilité et de la diagenèse. Des corrélations avec les données sismiques ont permis de déterminer l'extension des grès et leurs environnements de dépôts.

Au niveau de la géochimie organique, les études sur quelques puits (à l'instar de IVCO-10) ont permis de montrer que d'une manière générale, des roches-mères de bonne qualité

existent dans toute la série stratigraphique du bassin (Kubler et al., 1975; Mascle et al., 1996). Ces roches-mères sont localisées dans les séries d'âge Tertiaire, Maastrichtien, Sénonien inférieur-Turonien, Cénomaniens et Albien. Quelques résultats partiels d'études géochimiques réalisées sur trois forages sont disponibles. Il s'agit de IVCO-2, localisé dans la partie offshore du bassin ivoirien, et des forages 960 A et 960 C localisés dans les eaux internationales ivoiro-ghanéennes (Fig. 2). Le potentiel pétrologène et gazigène (nature, quantité et maturation) de ces forages se présente comme suit:

Dans le forage IVCO-2 (Kubler et al., 1975), la matière organique est abondante car le carbone organique total (COT) est compris entre 1,28 et 1,71%. Cette matière organique essentiellement de nature amorphe est dite d'origine marine (sapropélique). Le kérogène de cette matière organique serait donc du type II. Dans cette matière organique apparaissent des débris ligneux et des tests de foraminifères. Ces débris ligneux sont essentiellement la fusinite, la semi-fusinite, la vitrinite et la résinite. La vitrinite est relativement peu abondante par rapport aux autres macéraux. Le pouvoir réflecteur de deux échantillons considérés comme représentatifs de l'ensemble des échantillons varie de 0,76 à 0,77%. Dans cette étude, la zone diagénétique favorable à la génération d'huile ayant été fixée entre 0,5 et 1,35%, les roches-mères présentes ont été déclarées favorables à la génération d'huile et posséderaient un bon potentiel à hydrocarbures. La maturation n'est pas élevée et elle correspond à celle de la fenêtre à huile.

Dans le Forage 960 A et 960 C la matière organique est de nature amorphe. Le COT varie de 0,62 à 6,44% (Tableau 1). Le kérogène est constitué de matière organique sapropélique (type II), humique (type III) ou les deux selon les variations de l'indice d'hydrogène (IH). Selon Mascle et al. (1996), les différents types de matières organiques peuvent être identifiables à un kérogène de type II ( $IH > 200$ ); de type III ( $IH < 100$ ) ou de type mixte (type II et III) lorsque IH compris entre 100 et 200 milligramme de HC par gramme

SECTION DU PUITS CENTIMÈTRE.	PROFONDEUR EN MÈTRE	Q1	Q2	PG	COT	IH
<b>Forage 960 A</b>						
10R-5,116-117	84.36	0.04	0.25	0.29	0.71	35
12R-3,135-136	101.95	0.08	2.20	2.28	0.92	246
12R-5,109-110	104.69	0.12	7.26	7.38	2.73	266
13R-1,36-37	107.66	0.20	9.45	9.65	3.26	290
15R-1,66-67	127.56	0.28	24.41	24.69	6.44	379
44R-1,78	367.27	0.03	0.13	0.16	1.34	10
45R-2,86-87	368.04	0.04	0.29	0.33	1.36	3
45R-1,127-129	368.47	0.04	0.04	0.08	1.10	26
46R-2,127-129	373.07	0.02	0.13	0.15	0.81	17
50R-1,16-17	391.26	0.10	0.95	1.05	2.10	45
53R-1,1921	403.49	0.02	0.17	0.19	0.91	18
54R-2,88-90	415.48	0.09	0.45	0.54	1.40	32
55R-1,13-14	417.93	0.02	0.23	0.25	1.10	21
57R-3,15-17	430.20	0.02	0.20	0.22	0.62	32
58R-2,23-25	434.05	0.02	0.13	0.15	1.00	13
59R-1,36-37	437.36	0.09	0.85	0.94	0.66	128
59R-1,76-78	437.76	0.13	0.88	1.01	1.29	68
60R-2,7-8	443.40	0.01	0.05	0.06	0.82	6
61R-1,78-79	446.98	0.03	0.01	0.04	0.81	1
<b>Forage 960 C</b>						
1H-1,123-124	1.24	0.13	0.70	0.20	0.99	71
1H-4,42-43	4.93	0.15	0.56	0.71	1.01	55
2H-6,112-116	14.84	0.16	1.02	1.18	1.20	85
3H-2,110-111	18.31	0.08	0.62	0.70	1.17	53
8H-6,110-111	71.81	0.09	0.12	0.21	5.66	2
15H-5,134-135	137.05	0.12	2.98	3.10	1.78	168

**Tableau 1:** Résultats des analyses de Rock-Éval des forages 960 A et 960 C.

Modifié de Mascle et al., 1996. **Q1, Q2** = Quantités en milligrammes d'hydrocarbures par gramme de roche, **PG** = Potentiel génétique en kg HC/ tonne de roche, **COT** = Carbone organique totale en %, **IH** = Indice d'hydrogène en milligrammes d'hydrocarbures par gramme de carbone organique (mgHC/g.C. org.).

de carbone organique (mg HC par g. C.org.). Des roches-mères existent et sont pour la plupart des roches-mères à gaz à cause de la nature prédominante de la matière organique de type III et des faibles teneurs de l'indice d'hydrogène (IH). Néanmoins, trois échantillons dans le forage 960 A (Tableau 1) présentent un potentiel de roches-mères à huile. Ce sont les échantillons 12R-5,109-110; 13R-1,36-37 et 15R-1,66-67. Toutefois, toute la séquence est en général immature ( $T_{max}$  varie de 386 à 401°C) sauf quelques échantillons qui franchissent 435°C.

d) Au niveau des argiles, des résultats existent et sont essentiellement ceux de Slansky (1958), de Kubler et al. (1975) et de Mascle et al. (1996).

En 1958, Slansky dans une étude du bassin sédimentaire côtier du Dahomey-Togo, a déterminé les phases minéralogiques présentes dans les sédiments argileux. Le forage réalisé en Côte d'Ivoire est situé à Grand-Lahou (Fig. 2). Ce forage fait une longueur de 800 mètres et part de l'Éocène supérieur au Maastrichtien. Les minéraux identifiés sont la kaolinite, la montmorillonite, l'illite, la sépiolite et l'attapulгите. La kaolinite, la montmorillonite et l'illite se rencontrent dans toute la séquence du forage. Parmi ces minéraux, il a constaté que l'attapulгите disparaît rapidement. Cette disparition résulterait de l'intensité et de la durée de l'altération météoritique qui détruirait l'attapulгите dans les sédiments enfouis.

En 1975, Kubler et al., dans une étude de maturation thermique des déblais du puits IVCO-2, ont déterminé les minéraux suivants: la kaolinite est présente à environ 10%, la chlorite entre 5 et 10%, l'illite entre 30 et 35% et les interstratifiés illite-smectite à environ 40%. Avec l'enfouissement, ces auteurs ont constaté une baisse des smectites dans les interstratifiés illite-smectite. La diagenèse subie par ces minéraux est une diagenèse moyenne.

En 1996, Mascle et al., ont aussi déterminé dans les forages 960 A et 960 C, les mêmes minéraux argileux que ceux présents dans IVCO-2 et dans le forage de Slansky.

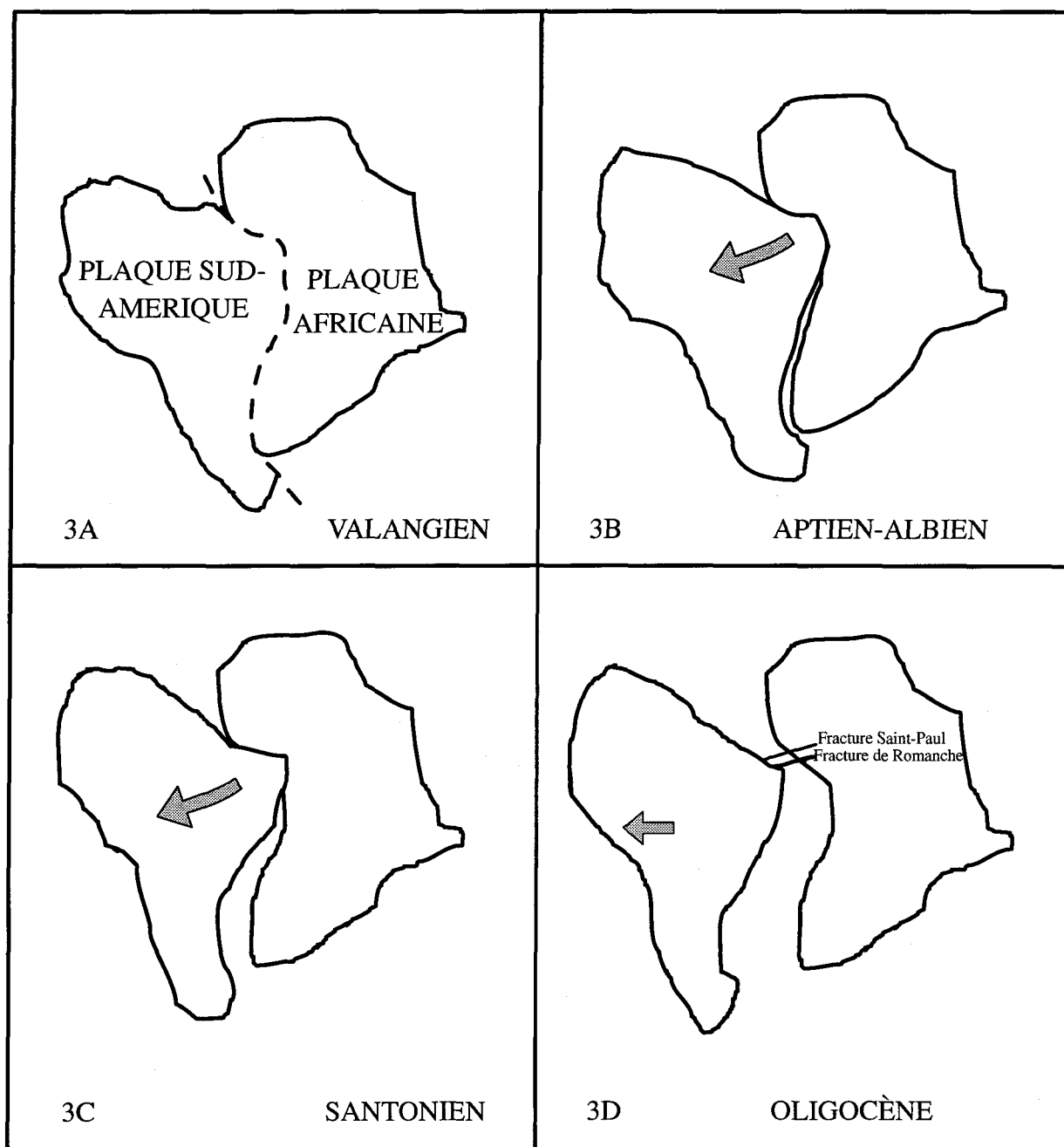
Les résultats des travaux antérieurs réalisés en sédimentologie feront plus tard, l'objet de comparaison avec les nôtres.

## **1.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE**

### **1.2.1 Géologie globale**

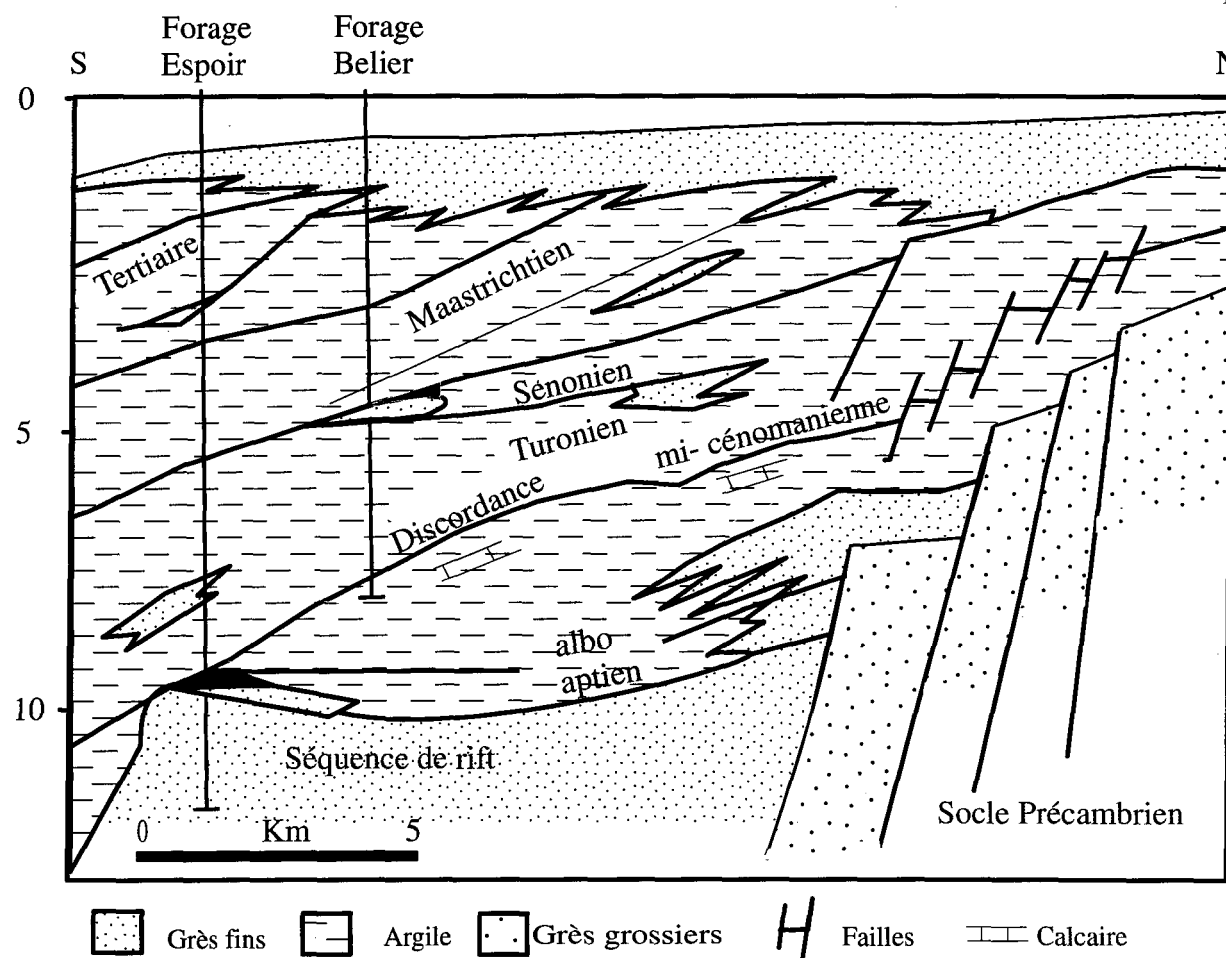
En termes de tectonique des plaques, l'histoire du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire est liée à celle de la fracturation du Gondwana, puis à l'ouverture de l'Atlantique Sud qui a abouti à la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud (Fig. 3; Reyment, 1975). L'évolution de l'Atlantique Sud marque respectivement les périodes rift et post-rift.

La phase de fracturation initiale (phase de rift) ou phase d'ouverture de l'Atlantique Sud (Valangien-fin Albien) peut se décrire par une rotation progressive de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique considérée comme fixe (Fig. 3A et 3B). Pendant cette phase initiale, les futures marges continentales du Golfe de Guinée ont été le siège d'une tectonique essentiellement distensive. A cette époque la sédimentation dans le bassin ivoirien a été très importante et s'est accompagnée d'une très forte subsidence (Fig. 4). La subsidence du bassin, favorisée par la fracturation et les tensions initiatrices du rift, s'accompagne d'un magmatisme fissural. Les dépôts argilo-gréseux très épais d'âge Albien-(Aptien ?) constituent la partie connue de la séquence rift qui se termine par la dislocation de la marge au moment de l'ouverture de l'Atlantique. Les environnements à tendances marines de la période rift ont eu



**Figure 3:** Ouverture du Golfe de Guinée et formation du bassin ivoirien. Modifiée de Reymont, 1975.





**Figure 4:** Nature générale des formations du bassin sédimentaire ivoirien. Modifiée de Clifford (1986), dans Kulke (1995).

une influence prépondérante sur la succession des dépôts rencontrés sur la marge de Côte d'Ivoire. Les sédiments constitués d'argiles noires riches en matière organique confèrent aux roches-mères présentes un potentiel pétrolier et/ou gazier (Petroci, 1990). De plus, l'accroissement du flux thermique, dû à l'amincissement de la croûte continentale, va accélérer le processus diagénétique de maturation. D'une manière générale, dans le monde entier, cette époque est caractérisée par l'abondance d'argiles noires (Clifford, 1986).

La deuxième phase est la phase post-rift (Santonien- Oligocène) pendant laquelle le mouvement passe progressivement à un décrochement continent-océan créant un bassin de type "mega pull-apart". Au Santonien; (Fig. 3C), l'Atlantique Sud s'élargit et s'approfondit continuellement. Les dépôts passent progressivement à des dépôts moins riches en matière organique. Sur sa bordure nord, le bassin ivoirien reste soumis à une sédimentation détritique. Le Cénomanién est caractérisé par des dépôts argileux. Les couches sont caractérisées par un arrangement géométrique complexe de progradations (Fig. 4). Sur la bordure nord du bassin, s'accumulent d'épaisses séries clastiques (Fig. 4) de type fluvio-deltaïque avec des influences continentales probables. A l'Oligocène; Fig. 3D), on assiste à la réunion des deux bras de l'Atlantique. Dans le bassin ivoirien, cette phase est caractérisée par une importante régression. Les dépôts sont de nature argileuse et gréseuse.

### **1.2.2 Stratigraphie du bassin ivoirien (Fig. 5)**

Les dépôts Trias et de la base du Crétacé n'ont pas été identifiés dans le bassin ivoirien. Aucun forage jusqu'à date n'a pénétré complètement la série albienne (Petroci, 1990). Mais, il se pourrait que les roches les plus vieilles appartiennent à l'Aptien.

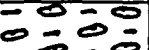

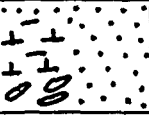

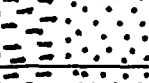
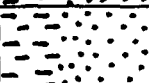

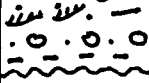



ÂGES ABSOLUS	ÉRATHÈMES	SYSTÈMES		SÉRIES	LITHOLOGIE	DESCRIPTION		
MA								
0	CÉNOZOÏQUE	NÉOGÈNE		Miocène-Pliocène		argile grise glauconieuse		
24		PALÉOGÈNE		Oligocène Paléocène-Eocène		argile, glauconie, pyrite.		
67	M É S O Z O I Q U E	CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	SENONIEN	Maastrichtien		argile grise, calcaire et glauconie		
75				Campanien		argile et grès		
84				(Santonien-Coniacien)		grès au Nord argile au Sud		
89				Turonien		grès (N) et argile (S)		
91				Cénomaniien		grès (N) et argile (S)		
98		(CRÉTACÉ MOYEN)		Albien-Aptien ?		conglomérat., grès, argile (N) dolomie, grès, argile (S)		
119				"Continental Intercalaire"		conglomérat., grès conglomérat., grès		
144		JURASSIQUE						
163		SUPÉRIEUR						

Figure 5: Log synthétique du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire. Modifiée de Petroci, 1990.

N = nord du bassin, S = sud du bassin.

Le Crétacé “moyen” (albien-aptien ?) repose en discordance sur le continental Intercalaire. Le Continental Intercalaire est le terme utilisé pour désigner la série de base datée du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Ce Continental Intercalaire repose sur le socle qui est formé dans la partie nord du bassin côtier par un complexe volcano-sédimentaire constitué de schistes métamorphisés (intrudés par des granites et des granodiorites), des grauwackes et des phyllites. Le Continental Intercalaire est constitué de conglomérats et de grès. Les dépôts du Crétacé “moyen” s'accumulent sur sept-cent (700) mètres d'épaisseur. Ils sont constitués de conglomérats, de grès, d'argile dans la partie nord et de dolomie, de grès et d'argile dans la partie sud.

Le Cénomaniens est transgressif sur la surface d'érosion pré-cénomaniens. Il n'est pas très épais et est caractérisé par des faciès à dominance gréseuse dans la partie nord du bassin et par des faciès argileux dans la partie sud.

Le Turonien (autrefois considéré comme quasiment absent ou confondu avec le Cénomaniens ou le Sénonien inférieur) a été mis en évidence dans certaines parties du bassin. Si cet étage ne présente pas de grandes épaisseurs, il recèle néanmoins des caractéristiques biostratigraphiques suffisantes à son identification. Il est caractérisé au nord comme au sud par les mêmes lithologies que celles du Cénomaniens.

Le Sénonien inférieur (Coniacien, Santonien) repose en concordance sur le Turonien. Il est caractérisé par des séries gréseuses dans la partie nord et par des séries argileuses dans la partie sud. Le Sénonien inférieur est marin et renferme des formes benthiques.

Le Sénonien supérieur (Campanien, Maastrichtien) repose en discordance sur le Sénonien inférieur. Le Campanien fait partie des étages qui sont les moins marqués. Il est quelques fois absent dans certaines parties du bassin. Lorsque le Campanien est présent, il est à dominance argileuse et inclus quelques passées de grès. Le Maastrichtien repose en concordance sur le Campanien. Il est généralement formé d'argile grise, légèrement calcaire et

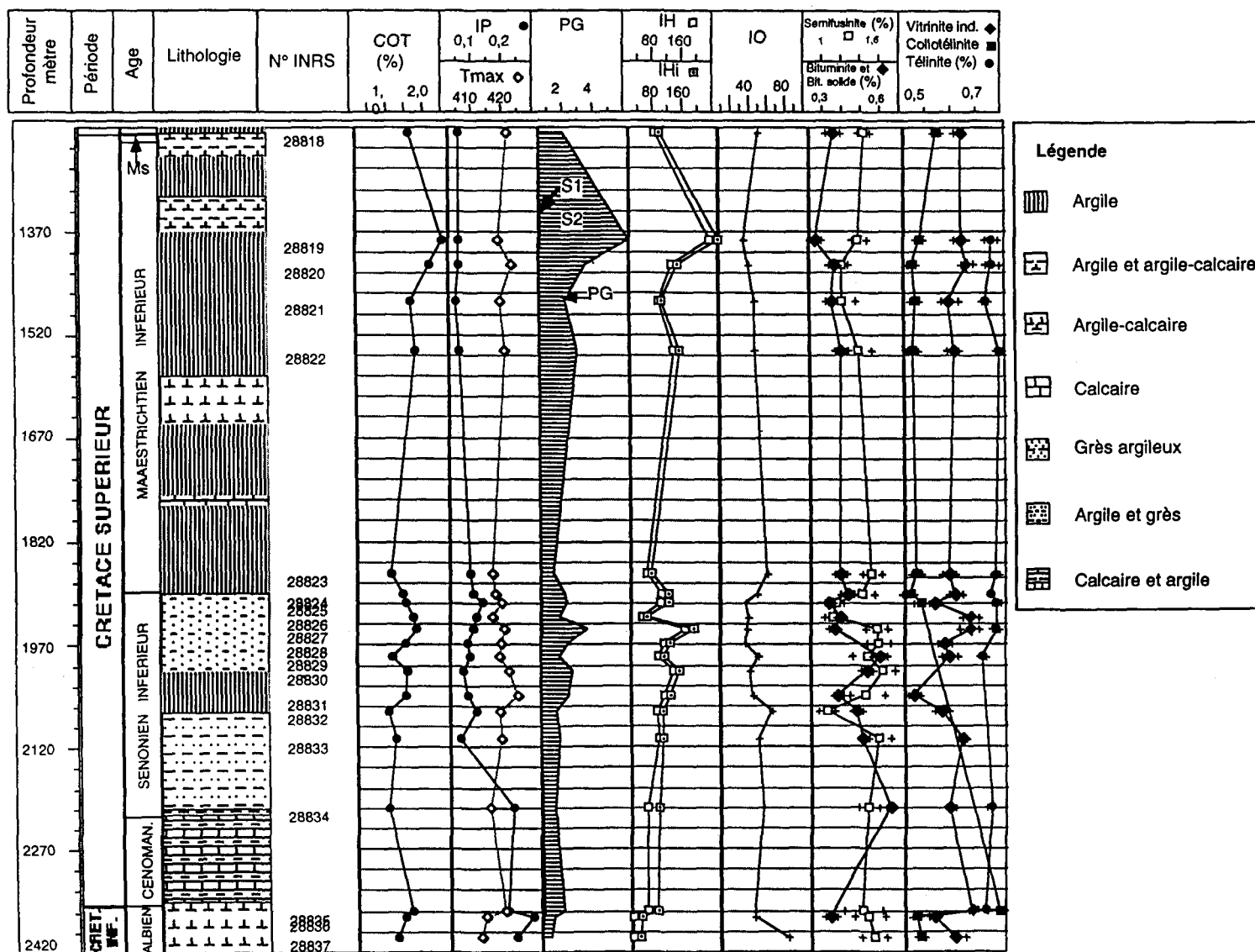
glaucioneuse. Dans la partie nord du bassin, on peut observer quelques passées de grès.

Le Paléocène-Éocène-Oligocène repose en concordance sur le Maastrichtien. Il est formé d'argile tendre, glauconieuse et pyriteuse, parfois calcaire ou silteuse. Il est relativement épais et est bien pourvu en microfaune. Les espèces caractéristiques de ces étages sont aussi bien de nature benthique que pélagique.

Le Miocène et le Pliocène sont essentiellement constitués d'argile grise glauconieuse et fossilifère avec d'abondants débris zoogènes qui reposent en discordance sur l'Oligocène. Les premières couches qui reposent en discordance sur la surface d'érosion Oligocène sont généralement datées du Miocène moyen mais localement, elles sont datées du Miocène inférieur. Le Miocène est caractérisé par des dépôts épais d'argile. Le Pliocène est formé par de grandes progradations d'argile gris-clair, glauconieuse.

### **1.2.3 Géologie du puits étudié (IVCO-10)**

Le forage du puits IVCO-10 est situé en offshore (Fig. 2). Il traverse des séries de l'Albien au Quaternaire récent et fait une profondeur totale de 2479 mètres soit environ 8133 pieds. La section étudiée dans le puits IVCO-10 commence à 1228 mètres (4030 pieds) et se termine à 2417 mètres (7930 pieds). Les échantillons sélectionnés sur toute la section d'étude sont aussi étiquetés par des numéros INRS (Institut National de la Recherche Scientifique) allant respectivement de 28828 à 28837. L'âge de cet intervalle va du Maastrichtien supérieur à l'Albien. La section d'étude a été délimitée à cette partie du puits parce que les réservoirs décelés dans le bassin se situent dans les séries allant du Maastrichtien à l'Albien. La lithostratigraphie de cette section d'étude provient de la diagraphe du puits IVCO-10 fournie par la Petroci. Cette lithostratigraphie est illustrée dans la Figure 6.



**Figure 6:** Lithologie et log. récapitulatif des données de réflectance et de Rock-Eval d'une partie du puits IVCO-10 du bassin ivoirien. Tmax en degré C; PG en kg HC / tonne de roche; IH en mgHC/g de carbone organique; IO en mgCO<sub>2</sub> / g de carbone organique. Ms = Maastrichtien supérieur.

L'Albien est une unité essentiellement argileuse et calcaire. L'argile rencontrée est gris foncé, ferme, en partie feuilletée, parfois à laminée d'argile gris-clair. La série est riche en matière carbonatée, et comprend quelques bancs minces de calcaire micritique. Les échantillons caractéristiques de cet étage sont situés aux profondeurs 2377 mètres (7800 pieds), 2386 mètres (7830 pieds) et 2417 mètres (7 930 pieds).

Le Cénomaniens est tout à fait différent de l'Albien et repose en discordance sur ce dernier. Il est caractérisé par une alternance de calcaire micritique à crayeux et d'argile gris-brun foncé à gris-noir, très calcaire. Aucun de nos échantillons ne se situe dans cet étage. Le Cénomaniens du puits à l'étude diffère de celui observé dans le bassin parce qu'il ne contient pas de grès.

Le Turonien n'est pas présent dans ce puits mais existe dans certaines parties du bassin (Petroci, 1990). Il y a donc un hiatus stratigraphique entre le Cénomaniens et le Sénonien inférieur ce qui fait que ce dernier repose directement sur le Cénomaniens. Le Sénonien inférieur va de 1903 à 2237 mètres soit respectivement de 6243 à 7339 pieds. La majeure partie de nos échantillons (6260 à 7300) se retrouvent dans cette zone. Les 114 premiers mètres de cette unité sont constitués d'argiles et de grès. Le grès, gris-clair à brun-clair, parfois blanc est formé de grains de quartz, clairs ou transparents moyennement classés, anguleux à subarrondis. L'argile est gris foncé, silteuse et en partie calcaire. A partir de 2010 mètres jusqu'à environ 2050 mètres, la série est argileuse. En dessous de cette profondeur, la série est constituée de grès et d'argile.

Le Sénonien supérieur ne comprend ici que le Maastrichtien parce que le Campanien est absent dans ce puits. Le Maastrichtien est subdivisé en deux parties. Sa partie inférieure repose en discordance sur le Sénonien inférieur. Cette partie inférieure part de 1241 à 1903 mètres soit respectivement 4071 à 6243 pieds. La série est surtout argileuse. L'argile rencontrée est gris-foncé, parfois gris-brun foncé. Elle est ferme à tendre, non calcaire à très peu calcaire, peu

silteuse, faiblement feuilletée et très riche en foraminifères. Cette argile renferme quelques bancs minces de calcaire zoogène à micritique, dur et gris moyen. On y rencontre quelques dolomies argileuses, denses, gris foncé, avec quelques rares lits de grès bien classés à grains moyens. Par endroit, on observe quelques siltstones, pyriteux et glauconieux. Le Maastrichtien supérieur repose en concordance sur le Maastrichtien inférieur. Il s'étend de 1229 à 1241 mètres (4032 à 4071 pieds) et est constitué d'argile et de calcaire.

### **1.3 PROBLÉMATIQUE**

Dans les études antérieures, les travaux sur la maturation et sur les roches-mères potentielles de la région ont été peu abordées. Les quelques résultats obtenus ont montré que des roches-mères existent dans toutes les séries du bassin. Certains niveaux stratigraphiques présentent des potentiels pétroligènes (nature, quantité et maturation) meilleurs que d'autres et l'hydrocarbure généré est soit du gaz, de l'huile ou les deux. Les formations du puits IVCO-10 à l'étude sont de nature argilo-gréseuse comme la plupart des formations du bassin ivoirien. Mais dans le puits IVCO-10 les études de géochimie organique qui permettent de déterminer le potentiel pétroligène des roches n'ont jamais été réalisées. Dans un puits comme celui à l'étude, on ne peut espérer rencontrer des accumulations d'hydrocarbures que si des roches-mères de bonne qualité, avec une maturation adéquate, sont associées à une ou des roches réservoirs scellées par des roches couvertures argileuses. Pour le savoir, des études de géochimie et de pétrographie de la matière organique, de pétrographie des grès et de minéralogie des argiles ont été réalisées sur des déblais du puits concerné. Car, la qualité d'une roche-mère peut être définie par son contenu en MO (kérogène), par sa nature et sa maturation thermique, soit plus globalement par son potentiel génétique. Le contenu est exprimé en pourcentage de carbone



organique. La nature est exprimée par le type de kérogène géochimique (I, II, III) ou par le type de matière organique pétrographique (algaire, sapropélique, humique). La maturation thermique est exprimée par la réflectance de la matière organique ou par la température optimale de craquage du kérogène ainsi que par les propriétés des assemblages des minéraux des argiles.

## **1.4 OBJECTIFS ET BUTS**

Les principaux objectifs que nous visons sont les suivants:

1 - Déterminer la nature et la maturité de la MO à partir des méthodes de pétrographie optique. Cette étude consiste à identifier les macéraux présents dans les lames de chaque échantillon et à prendre des mesures de réflectance sur chaque macéral.

2 - Déterminer le potentiel pétroligène et gazigène (nature, quantité et maturation thermique) des formations rencontrées par pyrolyse programmée des mêmes échantillons.

3 - Déterminer les différentes espèces argileuses contenues dans la fraction fine des déblais et leur évolution en fonction de l'enfouissement. Ceci nous donnera des informations notamment sur la diagenèse et sur la maturation atteinte par ces shales.

4 - Déterminer la composition minéralogique des déblais de grès. Cette étude succincte donnera principalement des informations sur la composition à la source et possiblement sur le milieu de dépôts de ces roches.

## **1.5 MÉTHODOLOGIE**

Des lames minces de kérogène ont été faites sur vingt échantillons. Ces mêmes échantillons ont été analysés par pyrolyse programmée (Rock-Éval) et par diffraction aux rayons X. Seulement quatre de ceux-ci provenant de la fraction détritique grossière ont fait l'objet d'étude pétrographique en lame minces.

### **1.5.1 Matière organique**

#### **1) Pétrographie optique**

Le kérogène est défini par Combaz (1975; 1980) comme étant le mélange de constituants organiques insolubles des roches sédimentaires. La technique d'extraction et de concentration du kérogène est dérivée des méthodes classiques de Raynaud et Robert (1976) et de Bertrand et Héroux (1987). Des lames minces de kérogène sont préparées selon la méthode de Bertrand et al. (1985). L'appareil utilisé pour l'observation de ces lames est le photomicroscope III de Zeiss.

La pétrographie de la matière organique en lumière réfléchie permet d'identifier la nature des fragments, la proportion relative des divers types de macéraux et leur réflectance. Les fragments de matière organique sont identifiés d'après les structures qu'ils présentent au microscope. La nomenclature utilisée est celle qu'on trouve dans Stach's et al. (1975). L'observation se fait à l'immersion d'huile. Les mesures de réflectance dans l'huile ( $R_h$ ) sont prises à l'aide d'un photomètre monté sur le microscope. Celui-ci comprend:

- une source de lumière stabilisée destinée à éclairer le sujet par un faisceau monochromatique

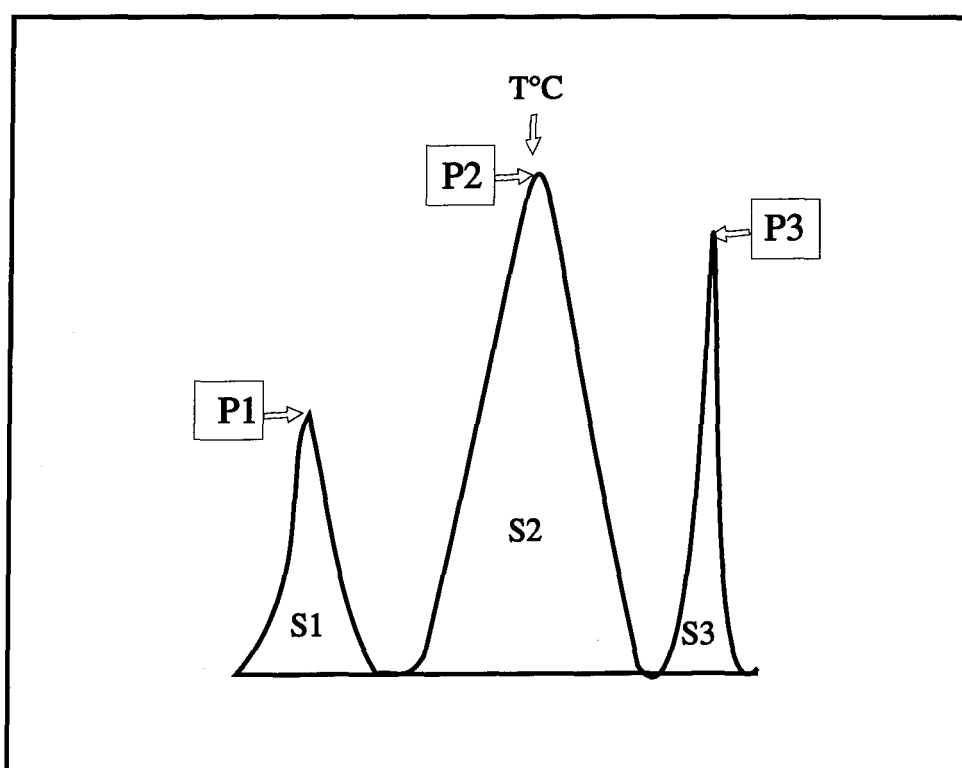
de 546  $\mu\text{m}$  et,

- un photomultiplicateur qui, couplé à un amplificateur électronique, fournit un signal qui est reçu sur un galvanomètre. La procédure d'utilisation est celle décrite dans Robert (1985). En général, environ une cinquantaine de mesures sont prises sur les macéraux de chaque échantillon.

## 2) Rock-Éval

Le Rock-Éval est une méthode qui permet de caractériser rapidement les roches-mères à hydrocarbures grâce à l'analyse des gaz libérés (composés oxygénés et les composés hydrocarbonés) par la pyrolyse de la matière organique (Espitalié et al., 1977). Avant la pyrolyse, 20 grammes de roche, préalablement concassée, ont été pulvérisés dans un broyeur à cylindre pendant une minute dans les laboratoires de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) à Québec. Les vingt échantillons du puits IVCO-10 ont été analysés par un appareil Rock-Éval II Plus TOC dans les laboratoires de l'I.S.P.G. (Institut de Géologie Sédimentaire et Pétrolière de la Commission Géologique du Canada) à Calgary.

Les principales phases de l'analyse, sont automatiques. L'appareillage utilisé est décrit dans Espitalié et al. (1977). Un échantillon de roche étalon est analysé régulièrement. Les résultats de l'analyse sont donnés sous la forme de pyrogramme à trois pics (P1, P2 et P3) (Fig. 7). Ces pics sont associés respectivement à trois surfaces S1, S2 et S3. L'intégrale de chaque surface avec son pic correspondant donne les quantités Q1, Q2 d'hydrocarbures et Q3 de CO<sub>2</sub>.



**Figure 7:** Exemple de pyrogramme. **P1** = hydrocarbures présents dans la roche, **S1** = surface du pic P1, **P2** = hydrocarbures générés par pyrolyse, **S2** = surface du pic P2, **P3** = CO<sub>2</sub> piégé à la fin de la pyrolyse, **S3** = surface du pic P3, **T° C** = température de pyrolyse.

- Q1 est la quantité d'hydrocarbures libres sous forme de gaz ou d'huile contenue dans l'échantillon.

- Q2 représente la quantité d'hydrocarbures produits lors du craquage de la matière organique non extractible (kérogène). Ce paramètre représente la quantité de gaz et d'huile susceptible d'être produite lors de l'évolution de la roche.

- L'indice d'hydrogène (IH) est la quantité de composés hydrocarbonés (calculée à partir de la surface S2 du pic P2) rapporté au carbone organique total de la roche (COT).

- L'indice d'oxygène (IO) correspond à la quantité de CO<sub>2</sub> (calculée à partir de la surface S3 du pic P3) rapporté à ce même carbone organique.

- IP est l'indice de production (quantité d'hydrocarbures produits). Il se définit comme étant le rapport de la quantité d'hydrocarbures correspondant à Q1 sur la quantité totale de composés hydrocarbonés pouvant être produite par le kérogène exprimée par la somme Q1 + Q2 soit:  $Q1 / (Q1 + Q2)$ .

- PG est le potentiel génétique. Il représente la quantité totale de composés hydrocarbonés (huile + gaz) que peut produire une roche dans la nature sous l'action conjuguée du temps et de la température. Il est égal à la somme des hydrocarbures extractibles (Q1) et non extractibles (Q2), soit :  $PG = Q1 + Q2$ . Quantitativement, ce potentiel génétique peut être exprimé en kg de composés hydrocarbonés (huile + gaz) obtenus par pyrolyse d'une tonne de roche.

### **1.5.2 Minéralogie des argiles**

#### **1) Préparation des échantillons et appareillage**

La méthode de préparation utilisée nécessite trois étapes: un trempage, un lavage et un tamisage des échantillons de shale. Les échantillons sont premièrement trempés dans de l'eau distillée pendant quelques jours pour faire ramollir la boue de forage durcie. Puis, l'ensemble est tamisé. On oeuvre avec une grande délicatesse pour éviter de briser les déblais qui serviront aux études subséquentes. Ceci fait, pour l'extraction des minéraux argileux à l'intérieur des déblais de mudstones, on utilisera la méthode de Ogunyomi (1980). Elle consiste à brasser ces déblais argileux placés dans des bouteilles plastiques de 250 millilitres chaque avec des billes d'acier puis d'agiter la bouteille dans un mélangeur mécanique pendant 5 minutes. Les billes d'acier sont retirées et l'ensemble du contenu de la bouteille est de nouveau tamisé. La dernière phase est celle du tamisage et de la séparation des échantillons en différentes fractions (250, 75 et 45  $\mu\text{m}$ ). La fraction < 45  $\mu\text{m}$  est alors mise dans des éprouvettes de 50 cc. On y ajoute de l'eau distillée jusqu'au col. Ces éprouvettes sont par la suite placées dans une centrifugeuse dont le rayon fait 7 cm. Les préparations sont centrifugées pendant 3 minutes à une vitesse de 750 tours par seconde. On récupère la suspension et on la laisse décanter pour ensuite extraire la fraction < 2  $\mu\text{m}$  qui servira à l'étude minéralogique des argiles.

Cette fraction est alors déposée sur une lame porte échantillon et est étalée à l'aide de la tranche d'une autre lame de verre. On repasse plusieurs fois la lame afin d'avoir une couche mince d'argile, ceci qui empêchera un éventuel décollement des pâtes (Thiry, 1974). Ces lames sont laissées étalées quelques heures à l'air libre pour le séchage avant l'application des différents tests. L'orientation produite est très bonne, la ségrégation des particules est presque nulle. Son seul désavantage tient au fait qu'il est difficile de reproduire exactement le même

mouvement, avec la même pression de manière à "tartiner" une même épaisseur à toutes les fois.

L'appareil utilisé est un diffractomètre de marque Philips muni d'un générateur PW 1050, d'une sonde détectrice PW 1965-20 et d'un enregistreur PM 8000 qui transforme le signal électrique en graphique. Il est équipé d'un tube à anode de cuivre utilisant la radiation ( $\text{CuK}\alpha$ ). Les conditions générales d'analyses sont les suivantes: la marge d'enregistrement est de  $2^\circ$  à  $50^\circ 2\theta$ , la vitesse du goniomètre est de  $1^\circ$  par min.; le voltage est de 40 KV et l'ampérage est de 20 milliampères (m.A). Le nombre de comptes par seconde (C.P.S.) est de  $10^3$  et l'humidité relative est de 50 %. Avec cet appareil, on obtient directement sur le diffractogramme la position des raies de diffraction et leur intensité (Reynolds and Moore, 1989). Les diffractogrammes fournissent des enregistrements que l'on gradue en angle  $2\theta$  de rotation du goniomètre X, ou directement en distance d en Å (Brindley, 1981).

## 2) Traitements

Toutes les préparations sont d'abord analysées à l'état naturel (air libre). D'autres diffractogrammes sont réalisés en fonction du type de minéral que l'on veut mettre en évidence. Les traitements les plus couramment utilisés sont: la saturation à l'éthylène-glycol (EG), le chauffage à  $550^\circ\text{C}$  et l'attaque à l'acide chlorhydrique (HCl).

Le traitement à l'éthylène glycol permet de mettre en évidence les argiles contenant des feuillets gonflants de type smectite. La méthode consiste à laisser diffuser une goutte d'EG. sur la préparation durant plusieurs minutes (30 à 60 minutes.). On prend soin d'éliminer l'excès de

produit avec du papier absorbant car ceci pourrait influencer les résultats de diffraction (Srodon 1980; Reynolds et Moore 1989). La préparation est exposée aux rayons X. Sur les diffractogrammes obtenus on peut observer un déplacement de la raie de base (001) des smectites vers le côté des bas angles  $2\theta$  (14 à 17 Å).

Le chauffage à 550°C fait disparaître la kaolinite et peut mettre en évidence certains pics de la chlorite. Les pics pairs de la chlorite diminuent au profit des pics impairs. (Lewis et McConchie, 1993). Le chauffage provoque aussi la fermeture des feuillets hydratés des smectites et de la vermiculite. La méthode consiste à placer la lame de verre au four pendant une heure. Elle est ensuite refroidie et passée au diffractomètre aux rayons X.

Le test à l'HCl permet de détecter la kaolinite en présence de la chlorite. La kaolinite résiste à ce traitement alors que les chlorites sont détruites. La méthode consiste à ajouter du HCl 12 N à la fraction d'argile < 2 µm contenue dans un bûcher en verre. Cette préparation est chauffée à 80°C pendant une heure. Elle est ensuite lavée à l'eau distillée pour éliminer toute trace d'acide. Après séchage, l'argile est tartinée sur une lame de verre et passée aux rayons X.

L'application de ce test permet de détruire en plus de la chlorite, les smectites et certains interstratifiés contenus dans la fraction.

### **1.5.3 Pétrographie de la fraction grossière**

Les fragments les plus grossiers des déblais de forage, c'est-à-dire la fraction retenue au dessus du tamis 250 µm ont été examinés au binoculaire. Quatre échantillons provenant des niveaux gréseux de la séquence du puits IVCO-10 ont servi à confectionner des lames minces pour fins d'études pétrographiques. L'appareil utilisé pour l'étude de ces lames minces



péetrographiques est le microscope à lumière transmise. Cette étude permettra de déterminer la composition minéralogique de base des déblais et fournira en outre des éléments d'information sur l'origine des roches, leur milieu de dépôts et leur diagenèse.

## **CHAPITRE 2**

### **PRÉSENTATION DES RÉSULTATS**

Vingt échantillons sélectionnés sur l'ensemble du puits ont été soumis aux différentes analyses précitées dans le chapitre I. De manière générale, les vingt échantillons sont de nature soit argileuse, argilo-gréseuse ou gréseuse. Dans ce chapitre, notre travail consistera à présenter les résultats obtenus.

#### **2.1 MATIÈRE ORGANIQUE**

Les résultats d'analyse combinent les observations de la pétrographie optique (réflectance) et ceux de Rock-Éval.

##### **2.1.1 Pétrographie et réflectance de la matière organique**

La nomenclature pétrographique moderne est basée sur la nature des macéraux et sur leur rang (réflectance). Les mesures de réflectivité sont prises de façon aléatoire sur les différents types de macéraux. On peut observer sur la Figure 6, l'évolution générale de  $R_h$  de

certain macéraux en fonction de l'enfouissement. Cette étude a permis d'observer les macéraux suivants:

- la pyrofusinite, la fusinite et la sclérotinite;
- la semifusinite, la télinite, la collotélinite, la vitrinite indéterminée, le bitume et la bituminite indéterminée (Tableau 2).

Tous ces macéraux baignent dans une matrice de matière organique amorphe qui représente le constituant prédominant du cortège organique. Parmi ces macéraux, l'emphasis sera mise sur le groupe de la vitrinite car c'est le macéral standard utilisé pour évaluer la maturation thermique.

Les lames polies de matière organique dispersée (MOD) montrent que le kérogène des roches-mères est abondant et est principalement constitué de matière organique amorphe. Cette MO amorphe contient beaucoup de débris de plantes supérieures et quelques foraminifères ( Planche 1.1).

La pyrofusinite est un charbon de bois naturel (Alpern et Lemos de Sausa, 1970; Alpern, 1980). C'est un macéral très spectaculaire de par ses structures cellulaires aux parois très fines. Elle est présente dans toutes lames polies observées. Sa réflectance est la plus forte parmi les divers macéraux. Ses teintes varient de blanche à jaune-blanc. En raison de sa stabilité, le  $R_h$  de la pyrofusinite évolue peu et varie dans une gamme de 5 à 6 % (Annexe 1). Un exemple de pyrofusinite est illustré sur la Planche 1.2.

La fusinite indéterminée est analogue à la pyrofusinite avec des structures cellulaires aussi spectaculaires. La fusinite est aussi un morceau de bois. Elle est abondante dans les lames. Son  $R_h$  est moins élevée que celui de la pyrofusinite et varie de 2 à 4 % (Annexe 1). Un exemple de fusinite est illustré sur la planche 1.3.

La semifusinite se situe à un stade intermédiaire entre la fusinite et la vitrinite. C'est

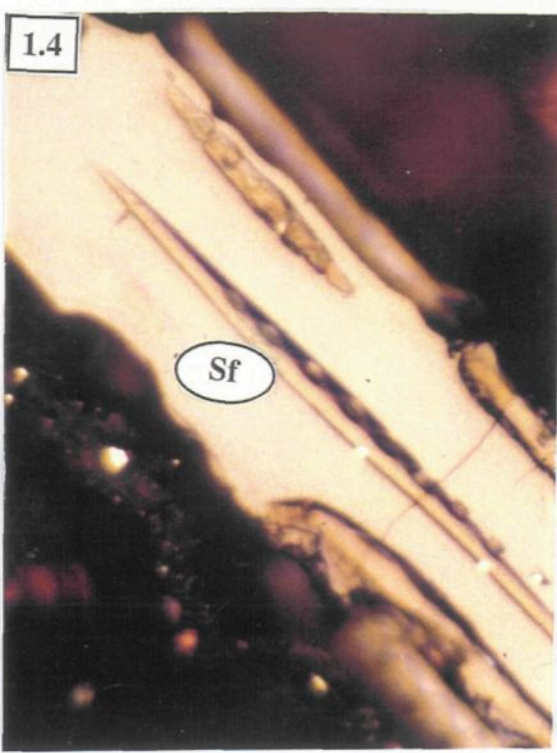
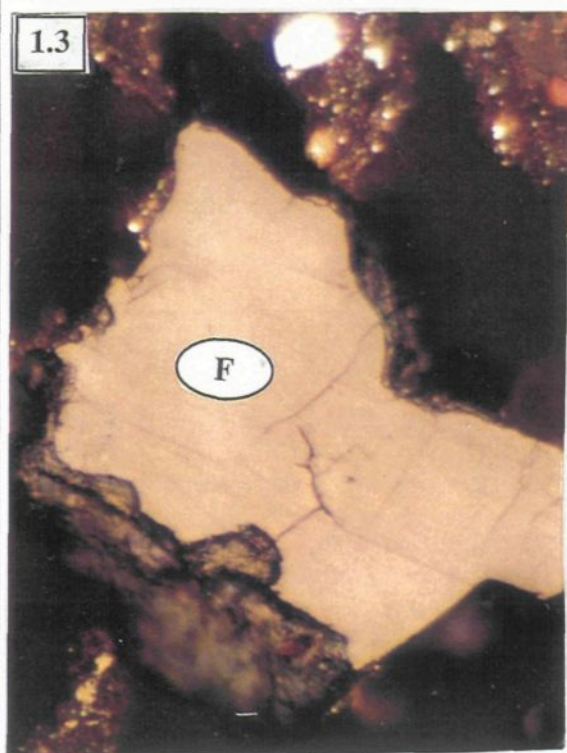
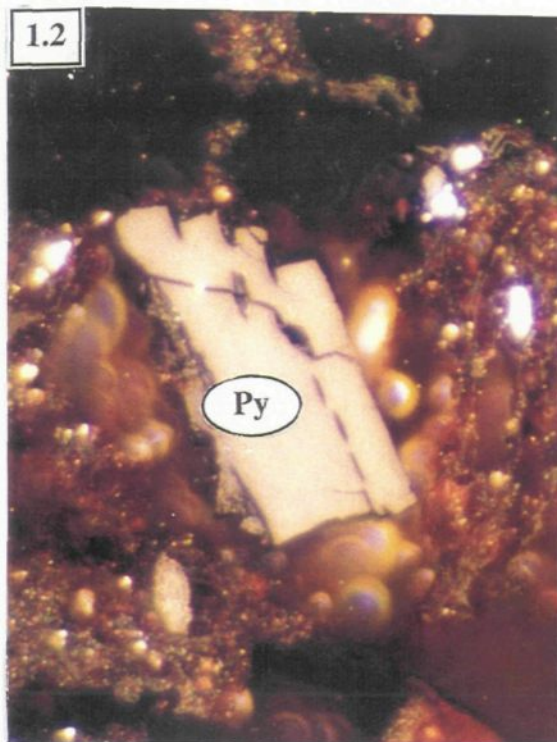
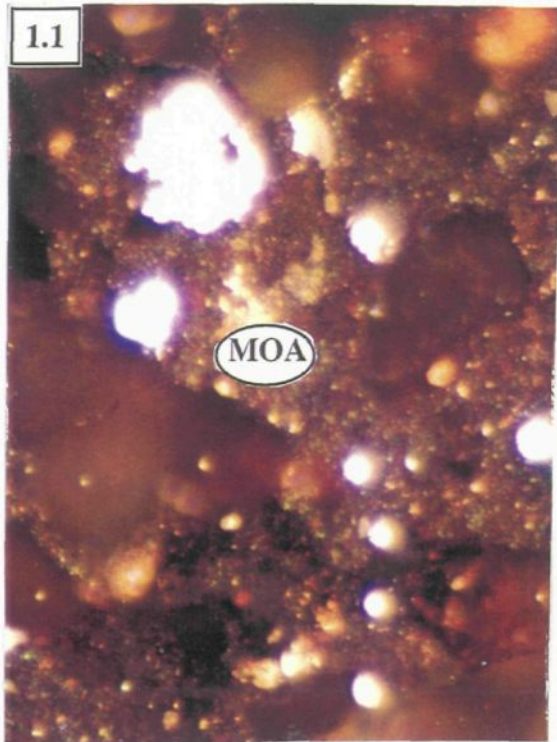
ÉCHANTILLONS			LIMITE INFÉRIEURE					LIMITE MOYENNE					LIMITE SUPÉRIEURE				
INRS	PROF . en m.	PROF . en pieds	SF	BIT	COL	VI	TEL	SF	BIT	COL	VI	TEL	SF	BIT	COL	VI	TEL
28818	1228	4030	1.32	0.29	0.52	0.60		1.39	0.33	0.53	0.63		1.45	0.37	0.55	0.66	
28819	1383	4540	1.26	0.21	0.45	0.60	0.74	1.33	0.24	0.47	0.63	0.75	1.41	0.27	0.48	0.65	0.77
28820	1420	4660	1.10	0.31	0.42	0.63	0.73	1.16	0.34	0.44	0.65	0.75	1.22	0.36	0.45	0.66	0.78
28821	1475	4840	1.02	0.29	0.43	0.55	0.71	1.16	0.32	0.45	0.58	0.72	1.29	0.34	0.46	0.62	0.73
28822	1548	5080	1.21	0.34	0.43	0.57	0.76	1.33	0.37	0.44	0.60	0.78	1.46	0.40	0.45	0.62	0.79
28823	1877	6160	1.35	0.33	0.43	0.55	0.75	1.45	0.36	0.45	0.58	0.76	1.55	0.39	0.47	0.60	0.77
28824	1908	6260	1.24	0.36	0.41	0.58	0.74	1.36	0.40	0.43	0.60	0.74	1.47	0.43	0.44	0.63	0.74
28825	1920	6300	1.00	0.28	0.45	0.51	0.74	1.08	0.30	0.47	0.52	0.76	1.15	0.32	0.48	0.53	0.78
28826	1941	6370	0.95	0.34		0.63		1.04	0.36		0.66		1.13	0.38		0.69	
28827	1959	6430	1.38	0.30		0.62	0.74	1.50	0.33		0.66	0.76	1.62	0.35		0.69	0.77
28828	1981	6500	1.40			0.54		1.53			0.56		1.65			0.57	
28829	1999	6560	1.25	0.53		0.55	0.70	1.41	0.57		0.58	0.71	1.58	0.61		0.61	0.72
28830	2020	6630	1.45	0.47				1.57	0.50				1.69	0.53			
28831	2057	6750	1.21	0.32		0.42		1.39	0.35		0.44		1.58	0.38		0.46	
28832	2081	6830	0.90	0.42		0.52		0.98	0.45		0.55		1.06	0.48		0.58	
28833	2121	6960	1.42	0.46		0.61		1.53	0.48		0.63		1.65	0.51		0.64	
28834	2225	7300	1.31	0.60		0.57	0.72	1.42	0.62		0.58	0.74	1.53	0.64		0.60	0.75
28835	2377	7800	1.16		0.78	0.66	0.71	1.36		0.78	0.67	0.72	1.56		0.78	0.68	0.73
28836	2386	7830	1.26	0.28	0.43	0.50		1.42	0.31	0.45	0.52		1.58	0.34	0.46	0.53	
28837	2417	7930	1.34		0.45	0.55		1.47		0.47	0.60		1.60		0.48	0.64	

**Tableau 2:** Résultats de pétrographie optique; valeurs de  $R_h$  des différents macéraux. **INRS** = numéro d'échantillons, **PROF** = profondeur en mètre et en pieds, **SF** = Semifusinite, **BIT** = Bituminite et Bitume solide, **COL** = Collotélinite, **VI** = Vitinite, **TEL** =Télinite.

## **PLANCHE 1**

Puits IVCO-10. Matière organique amorphe et macéraux du groupe de l'inertinite vus en lumière réfléchie. Le grossissement dans toutes les photos est de 650 X.

- 1.1**   Lame de kérogène montrant de la matière organique amorphe (MOA). No INRS 28820, profondeur = 1420 mètres.
  
- 1.2**   Pyrofusinite dans une matière organique amorphe. La pyrofusinite (Py) est structurée et présente des traces de microfissures.  $R_h = 5,75\%$ . No INRS 28824, profondeur = 1908 mètres.
  
- 1.3**   Fusinite (F) oxydée .  $R_h = 3,90\%$ . No INRS . 28829, profondeur = 1999 mètres.
  
- 1.4.**   Semifusinite (Sf) associée à la matière organique amorphe. La semifusinite présente des contours irréguliers et des fissures.  $R_h = 1,22\%$ . No INRS 28827, profondeur = 1959 mètres.



un tissu ligneux partiellement oxydé. La semifusinite est abondante dans le puits étudié car on la retrouve dans presque toutes les lames de kérogène. La structure végétale de la semifusinite est moins évidente que celle de la fusinite (Planche 1.4.). Elle présente ou pas de structure cellulaire. Son  $R_h$  varie entre 0,90 et 1,7% (Tableau 2). Lorsque tous les vingt échantillons sont pris en compte, le coefficient de corrélation ( $R$ ) n'est pas significatif. Mais lorsque les trois valeurs anormalement basses sont exclues, elle devient significative et  $R$  est égal à 0,56 avec une probabilité ( $P$ ) de 0,01. Ceci indique que la semifusinite évolue avec la profondeur. Les trois valeurs exclues pourraient être de la pseudovitrinite (Stach's et al., 1975).

La sclérotinite est en fait un reste de champignon. Elle se présente sous forme de fragments subsphériques comportant des cavités vides de forme irrégulières (Planche 2.1.). Elle a un  $R_h$  élevé de l'ordre de 2,21% (Tableau 2).

Le bitume solide et la bituminite (protobitume) se présentent sous forme de plages de matière organique non structurée de couleur noire à grise (Planches 2.2 et 2.3). Ils sont très abondants dans les échantillons. Leur  $R_h$  est faible et se situe dans les gammes de 0,2 à 0,6% (Tableau 1). La valeur du coefficient de corrélation du bitume solide et de la bituminite est significative ( $R = 0,45$ ) car  $P = 0,04$  est inférieur à 0,05. Ces macéraux évoluent donc en fonction de la profondeur. Cette évolution est perceptible sur la Figure 6.

La vitrinite est le groupe de macéral le plus commun des charbons. Les macéraux de ce groupe proviennent de petits débris de végétaux (troncs d'arbres, branches, feuilles, racines...). La vitrinite est le macéral le plus important, car il est le plus représentatif du rang des charbons et permet d'évaluer la maturation thermique. La vitrinite n'est pas abondante dans nos lames. On en distingue trois types. Les types identifiés sont la télinite, collotélinite et la vitrinite indéterminée.

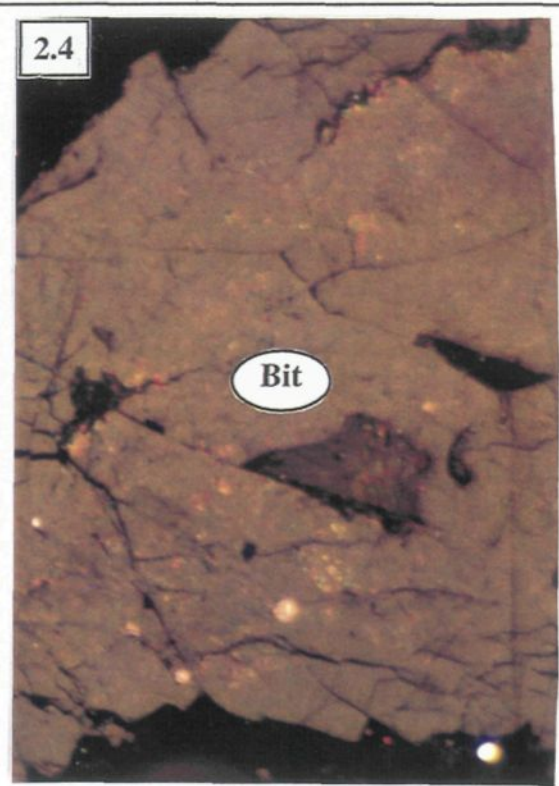
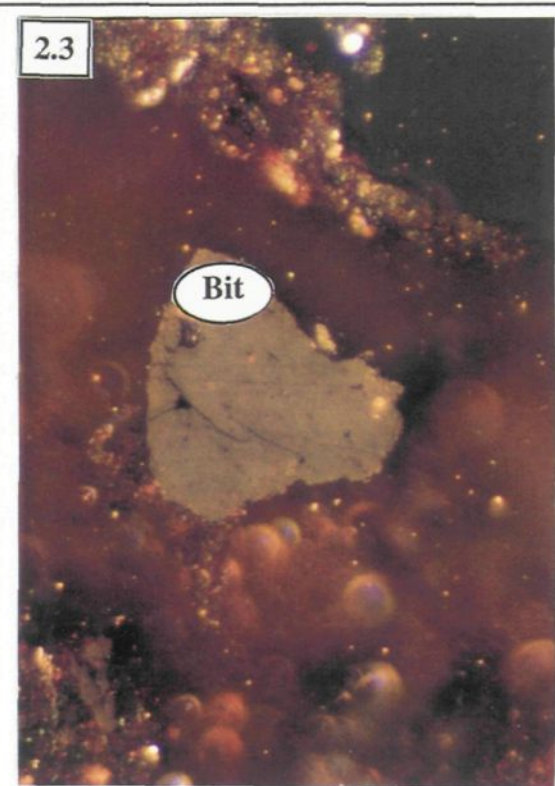
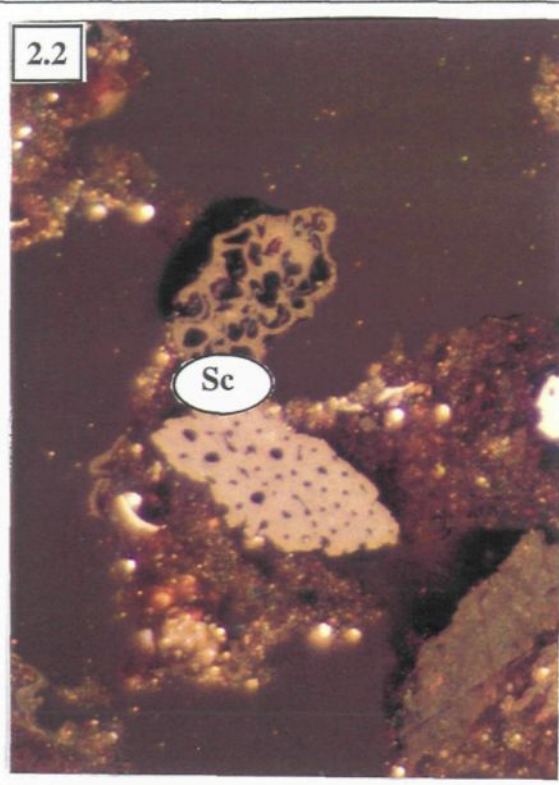
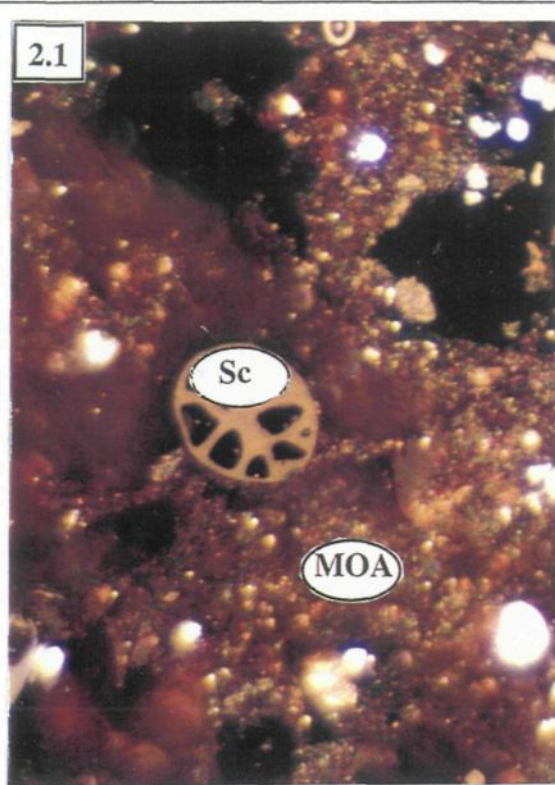
La télinite est un tissu végétal gélifié bien conservé formé essentiellement des parois d'une structure cellulaire (Planche 3.1). Dans le puits IVCO-10, le  $R_h$  de la télinite varie entre

**PLANCHE 2**

Puits IVCO-10. Sclérotinite et bitume solide vus en lumière réfléchi. Le grossissement dans toutes les photos est de 650 X.

- 2.1** Sclérotinite (Sc) sphérique comportant des cavités de formes irrégulières.  $R_h = 2,21\%$ . No INRS 28818, profondeur = 1228 mètres.
- 2.2** Sclérotinites avec des cavités vides.  $R_h = 2,35$ . No INRS 28827, profondeur = 1959 mètres.
- 2.3** Morceau de bitume solide (Bit) dans matière organique amorphe.  $R_h = 0,41\%$ . No INRS 28836, profondeur = 2386 mètres.
- 2.4** Morceau de bitume solide avec des traces de microfissures.  $R_h = 0,44\%$ . No INRS 28836, profondeur = 2386 mètres.



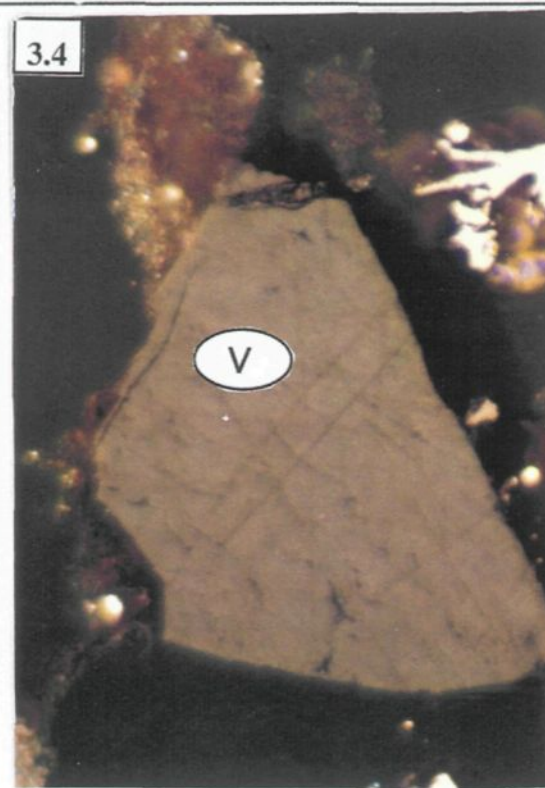
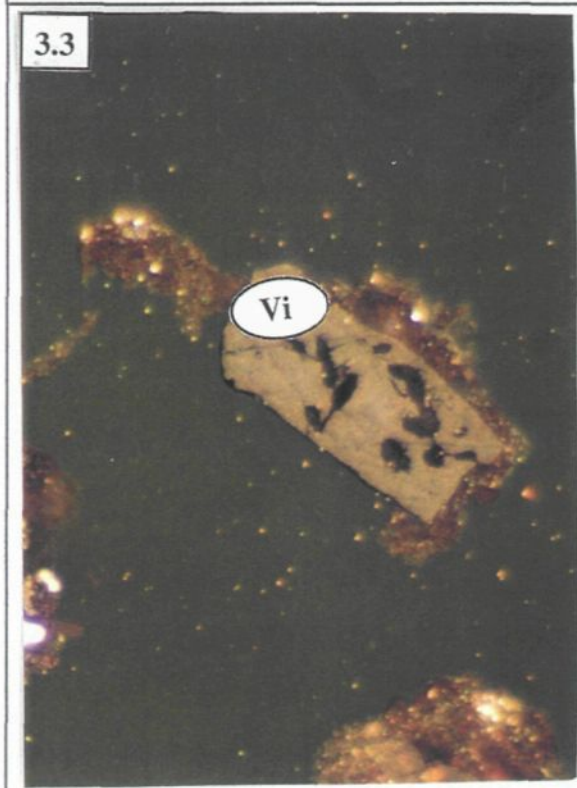
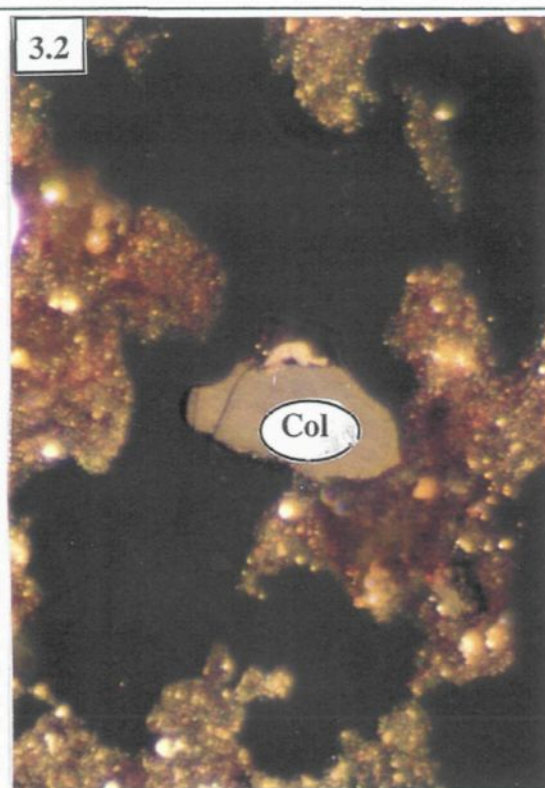
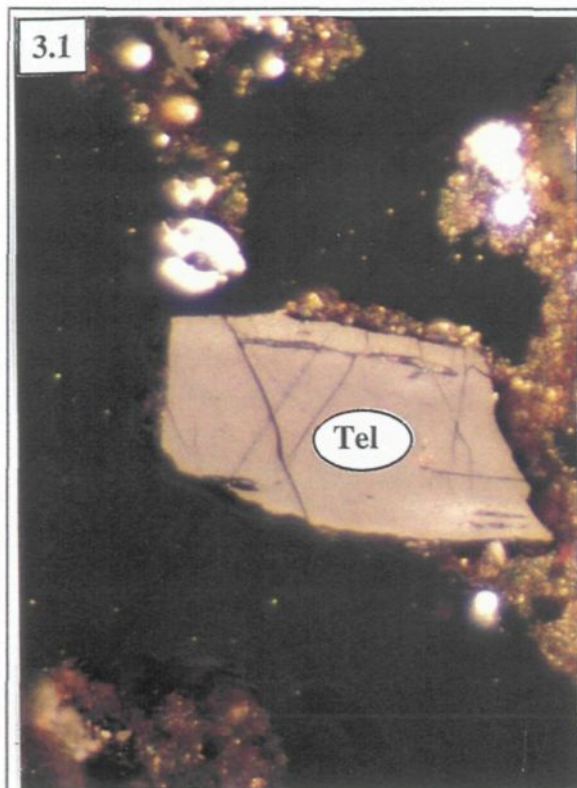


**PLANCHE 3**

Puits IVCO-10. Macéraux du groupe vitrinite-huminite vus en lumière réfléchi. Le grossissement dans toutes les photos est de 650 X.

- 3.1 Télinite (Tel) dans une matière organique amorphe et pyritisée. Elle a une forme peu régulière et présente des microfissures.  $R_h=0,71\%$ . No INRS 28822, profondeur = 1548 mètres.
- 3.2 Collotélinite (Col) en voie de fusination, associée à de la matière organique amorphe.  $R_h= 0,78\%$ . No INRS 28835, profondeur = 2377 mètres.
- 3.3 Fragment de vitrinite indéterminée (Vi) présentant des vacuoles.  $R_h= 0,35\%$ . No INRS 28830, profondeur = 2020 mètres.
- 3.4 Fragment de vitrinite (V) sans structure apparente (collinite). Elle a une forme conchoïdale et présente des microfissures.  $R_h= 0,51\%$ . No INRS 28836, profondeur = 2386 mètres.





0,7 à 0,8% (Tableau 1). Le coefficient de corrélation n'est pas significatif. La télinite n'évolue donc pas avec la profondeur.

La collotélinite est une vitrinite qui montre une structure cellulaire diffuse (Planche 3.2). On observe quelquefois des traces de rubanement avec des niveaux de gélification distinctes. Elle n'est pas très fréquente dans nos échantillons. Son  $R_h$  varie de 0,4 à 0,8 %. Le coefficient de corrélation entre  $R_h$  de la collotélinite et la profondeur n'est pas significatif. Ce macéral n'évolue donc pas en fonction de l'enfouissement des séries.

La vitrinite indéterminée est relativement peu abondante. Dans les échantillons étudiés, elle est mal structurée et est de couleur grise (Planche 3.3 et 3.4). Son  $R_h$  varie de 0,5 à 0,7% (Tableau 2). Le coefficient de corrélation entre le  $R_h$  de la vitrinite indéterminée et la profondeur n'est pas significatif. La vitrinite n'évolue donc pas avec la profondeur.

Parmi les macéraux décrits, la semifusinite, le bitume solide et la bituminite indifférenciée montrent une certaine évolution en fonction de l'enfouissement des séries. Ce qui n'est pas du tout le cas des macéraux du groupe de la vitrinite.

### **2.1.2 Pyrolyse en température programmée: Rock-Éval**

Les résultats du Rock-Éval sont consignés dans le Tableau 3. Ces données permettent d'évaluer le potentiel de roche-mère des shales par la détermination de la nature, de la quantité, et de la maturation thermique de la matière organique incorporée.

Dans la séquence étudiée, l'indice d'hydrogène (IH) varie de 46 à 222 mg HC par g C org. (gramme de carbone organique) et l'indice d'oxygène (IO) est compris entre 29 et 75 mg CO<sub>2</sub> par g C org. (Tableau 3). Dans ce tableau, seul un échantillon sur les vingt analysés,

situé au sommet de la séquence étudiée, a un  $IH > 200$  mg HC par g C org. Treize échantillons situés entre le sommet et la fin de la séquence ont un  $IH$  compris entre 100 et 200 mg HC par g C org. Six échantillons situés au bas de la séquence ont un  $IH < 100$  mg HC par g C org. Ces informations montrent que la nature de la matière organique varie en fonction de la profondeur. Cette matière organique est de type II (sapropélique) au sommet, de type mixte (sapropélique et humique) au milieu et de type III (humique) à la base. Les variations de  $IH$  et de  $IO$  sur un diagramme d'Espitalié (Figure. 8), version modifiée du diagramme de Van Krevelen, montrent effectivement que la MO de la séquence étudiée contient à la fois la matière organique de type II et de type III mais avec une prédominance du dernier type (type III).

La maturation thermique est donnée par la température de craquage optimal ( $T_{max}$ ) et l'indice de production ( $IP$ ). Ce sont les indicateurs de maturation les plus utilisés. Dans le puits IVCO-10, le  $T_{max}$  varie entre 414 et 430 °C (Tableau 3). Ces faibles valeurs indiquent que la série serait en générale immature (Tissot et Welte, 1984). Cette immaturité des séries est aussi illustrée sur le diagramme  $IH$  versus  $T_{max}$  (Figure. 9). On constate sur cette figure, que les échantillons sont tous dans la zone immature. Ceci suggère que la température dégagée n'a pas été suffisante pour provoquer la maturation du kérogène de type III (humique) produit. Les valeurs de l'indice de production ( $IP$ ) sont aussi très faibles. Elles varient de 0,03 à 0,27 % avec une moyenne de 0,08% (Tableau 3). Contrairement au  $T_{max}$ , l'indice de production ( $IP$ ) augmente avec la profondeur dans le puits IVCO-10. Ceci indique que la maturation croît avec la profondeur. Quatre échantillons (2225, 2377, 2386 et 2417 mètres) situés dans le quart inférieur du puits (Sénonien inférieur-Albien) sur les vingt analysés ont un  $IP$  supérieur à 0,1. La maturation de ces échantillons aurait été interprétée comme ayant atteint le seuil de la fenêtre à huile si la valeur du  $T_{max}$  observée était élevée,

INRS	PROF en pieds.	PROF en m.	QTITÉ en g.	TMAX °C	Q1	Q2	Q3	PG	IP	COT	IH	IO
28818	4030	1228	65.0	426	0.06	1.47	0.63	1.53	0.04	1.43	102	44
28819	4540	1383	66.9	422	0.19	5.24	0.70	5.43	0.04	2.36	222	29
28820	4660	1420	62.3	428	0.11	2.76	0.69	2.87	0.04	2.01	137	34
28821	4840	1475	68.9	423	0.05	1.59	0.59	1.63	0.03	1.48	107	39
28822	5080	1548	64.9	425	0.09	2.26	0.63	2.35	0.04	1.61	140	39
28823	6160	1877	79.0	419	0.06	0.74	0.48	0.80	0.07	0.92	80	52
28824	6260	1908	88.1	420	0.12	1.40	0.52	1.52	0.08	1.25	112	41
28825	6300	1920	88.0	423	0.17	1.44	0.39	1.61	0.11	1.32	109	29
28826	6370	1941	68.1	419	0.11	1.08	0.48	1.19	0.09	1.54	70	31
28827	6430	1959	87.5	424	0.22	2.58	0.49	2.80	0.08	1.60	161	30
28828	6500	1981	82.8	423	0.10	1.57	0.38	1.67	0.06	1.31	119	29
28829	6560	1999	93.3	422	0.08	1.05	0.43	1.13	0.07	0.99	106	43
28830	6630	2020	101.8	426	0.09	1.89	0.46	1.98	0.05	1.38	136	33
28831	6750	2057	74.1	430	0.10	1.56	0.49	1.66	0.06	1.31	119	37
28832	6830	2081	94.1	422	0.08	0.86	0.49	0.94	0.09	0.85	101	57
28833	6960	2121	84.3	423	0.05	1.10	0.45	1.15	0.04	1.04	105	43
28834	7300	2222	71.8	418	0.18	0.69	0.41	0.87	0.21	0.86	80	47
28835	7800	2377	94.6	424	0.27	1.17	0.57	1.44	0.19	1.49	78	38
28836	7830	2386	75.6	416	0.22	0.60	0.50	0.82	0.27	1.29	46	38
28837	7930	2417	99.9	414	0.14	0.51	0.82	0.65	0.22	1.09	46	75

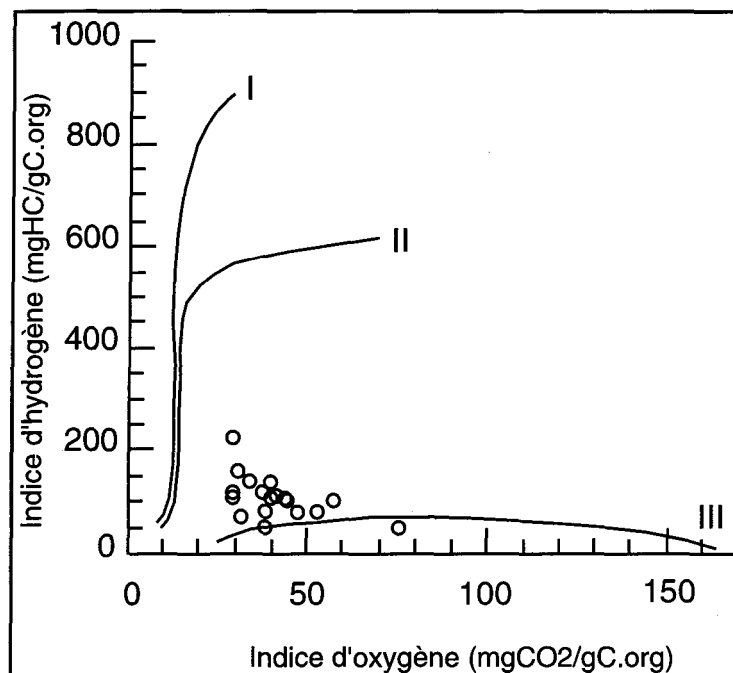
**Tableau 3:** Résultats des analyses de Rock-Éval de la fraction d'étude du puits IVCO-10. **INRS** = numéro d'échantillons,

**QTITÉ.** = quantité en g = gramme, **Tmax** = température de production maximum des hydrocarbures par pyrolyse

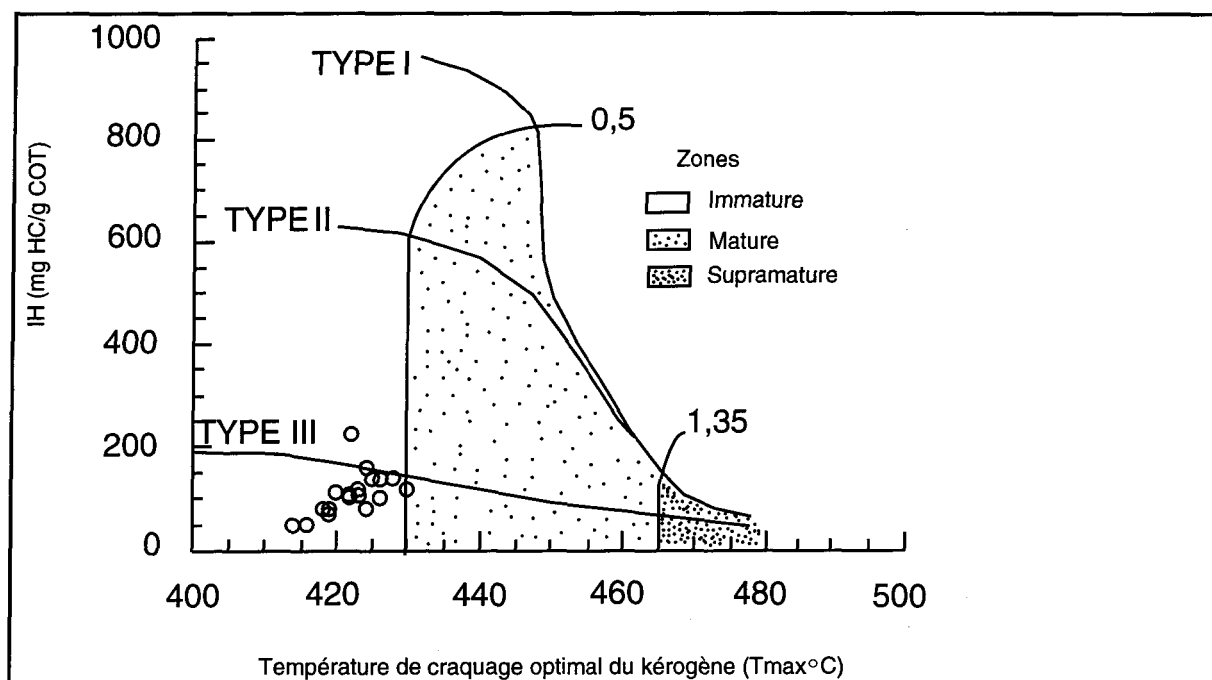
en °C, **Q1, Q2** = quantités mg HC / g de roche, **Q3** = quantité en mg de CO<sub>2</sub> dégagée / g de roche, **PG** =

potentiel génétique en kg HC / tonne de roche, **IP** = indice de production en %, **COT** = carbone organique total en %, **IH** =

indice d'hydrogène en mgHC/g de carbone organique, **IO** = indice d'oxygène en mg CO<sub>2</sub> /g de carbone.organique.

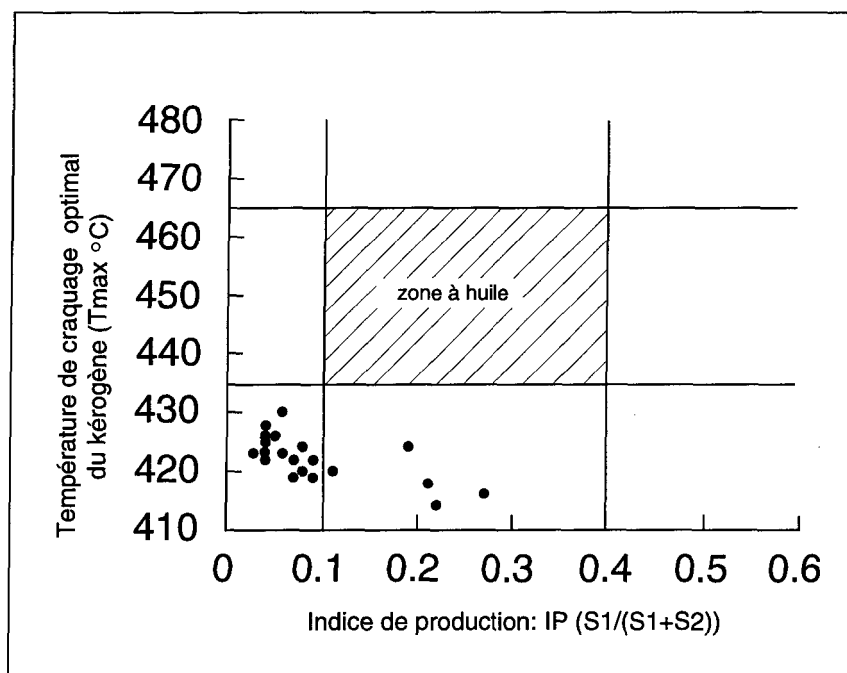


**Figure 8:** Classification des différents types de kérogène à partir des indices d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO) d'une séquence d'échantillons du puits IVCO-10 du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. Modifié d'Espitalié, 1984.



**Figure 9:** Niveaux de maturation thermique estimés à partir de l'indice d'hydrogène (IH) et de la température de craquage optimal du kérogène (Tmax) de la séquence d'étude du puits IVCO-10 du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire. Modifié d'Espitalié, 1984.





**Figure 10:** Détermination de la fenêtre à huile à partir de la température de craquage optimal (Tmax) et de l'indice de production (IP) de la séquence d'étude du puits IVCO-10 du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire.

c'est-à-dire, si la maturation était adéquate (Figure.10). Cette contradiction entre le Tmax et l'indice de production (IP) est illustrée sur la Figure 10.

La quantité de MO est en principe déterminée, d'après Tissot et Welte (1984), par le carbone organique total (COT). Les teneurs en COT des échantillons à l'étude varient de 0,86 à 2,36%. Sur l'ensemble des échantillons, neufs d'entre eux ont un COT supérieur à 1,35 % (Tableau 3). Ces échantillons sont situés aux profondeurs 1228, 1383, 1420, 1475, 1548, 1941, 1959, 2020 et 2377 mètres. Les teneurs enregistrées par ces échantillons indiquent qu'ils sont moyennement riches en MO et peuvent être considérés comme des roches-mères de qualité moyenne à bonne. Ces roches-mères sont localisées dans le Maastrichtien, le Sénonien inférieur et l'Albien (Figure. 6).

Les valeurs du potentiel génétique (PG) sont en général inférieures à 2 kg de HC par tonne de roche (Tableau 3 et Figure. 6). Ceci indique que les échantillons à l'étude ont en général un faible potentiel à huile mais un bon potentiel à gaz. Les quatre échantillons avec un indice de production supérieur à 0,1 posséderaient un potentiel modéré de roches-mères à huile si leur PG était supérieur à 2,0 kg HC par tonne de roche (Espitalié et al., 1981; 1984).

## **2.2. MINÉRALOGIE DES ARGILES**

### **2.2.1 Détermination des différentes phases minéralogiques et leur évolution en fonction de la profondeur**

Les minéraux argileux ont été déterminés à partir des déblais de mudstones (schistes argileux). La méthode de Chamley (1980) a été utilisée pour déterminer l'abondance relative

des minéraux sur la base des hauteurs de pics caractéristiques de chaque phase dans les diagrammes de diffraction des rayons X. Les résultats sont consignés dans le Tableau 4. Ces minéraux sont cités dans le texte ci-dessous par ordre d'abondance.

Les pics indiquant la présence de la kaolinite sont sur les spectres de diffraction. A l'air libre ses réflexions sont présentes à  $12,5^\circ$  et  $25^\circ$   $2\theta$  soit respectivement à 7 et 3,58 Å. Le premier le pic situé à 7 Å est de loin le plus intense et présente une forme basale plus large que celle du second pic. La kaolinite montre des pics dont la hauteur est la plus élevée parmi la série de minéraux déterminés (Figure. 11). Selon Reynolds et Moore (1989), le pic à 7 Å de la kaolinite peut masquer celui de la chlorite lorsque les échantillons contiennent les deux minéraux. Pour s'assurer que le pic à 7 Å déterminé est effectivement de la kaolinite et non de la chlorite, le traitement à l'acide chlorhydrique (HCl) est effectué. Après diffraction, le pic de 7 Å persiste sur les diagrammes (Figure. 12). Ceci suggère que ce pic de 7 Å déterminé n'est pas celui des chlorites car ces dernières sont détruites par ce test, mais n'exclut pas leur présence possible. D'ailleurs, lors du traitement à l' HCl, le pic de la chlorite à 4,72 Å a disparu ce qui indique que ce minéral est présent dans nos échantillons.

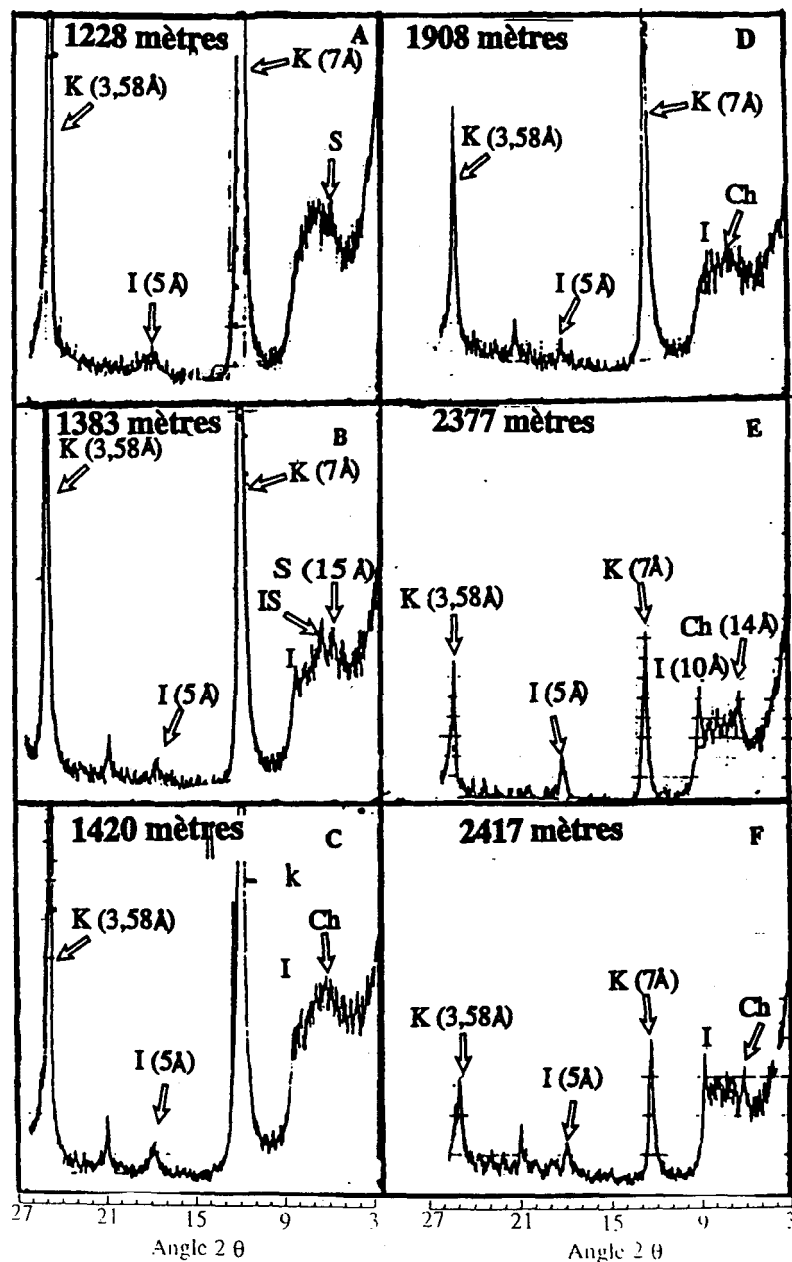
Le second minéral abondant est l'interstratifié illite-smectite. Il est déterminé par un ensemble de pics entre 10 et 14 Å voire 15 Å à l'air libre. Après glycolation, le pic de 14 ou 15 Å passe à 16,9 Å (Figure. 13). Cet interstratifié est associé à l'illite de 10 Å qui est une illite pure (Srodon, 1980, 1981, 1984; Nadeau et al., 1984 et Reynolds et Moore, 1989).

Après l'interstratifié illite-smectite, le minéral abondant est la smectite. A l'air libre, la réflexion qui caractérise la smectite se situe à 15 Å. (Figure. 13). Le test au glycol permet de confirmer leur présence parce que lorsque les préparations sont traitées au glycol, la réflexion de 15 Å passe à 16,9 Å (Figure. 13). Le déplacement de raies vers les bas angles indique la présence de minéraux gonflants en l'occurrence la smectite (Reynolds et Moore, 1989).

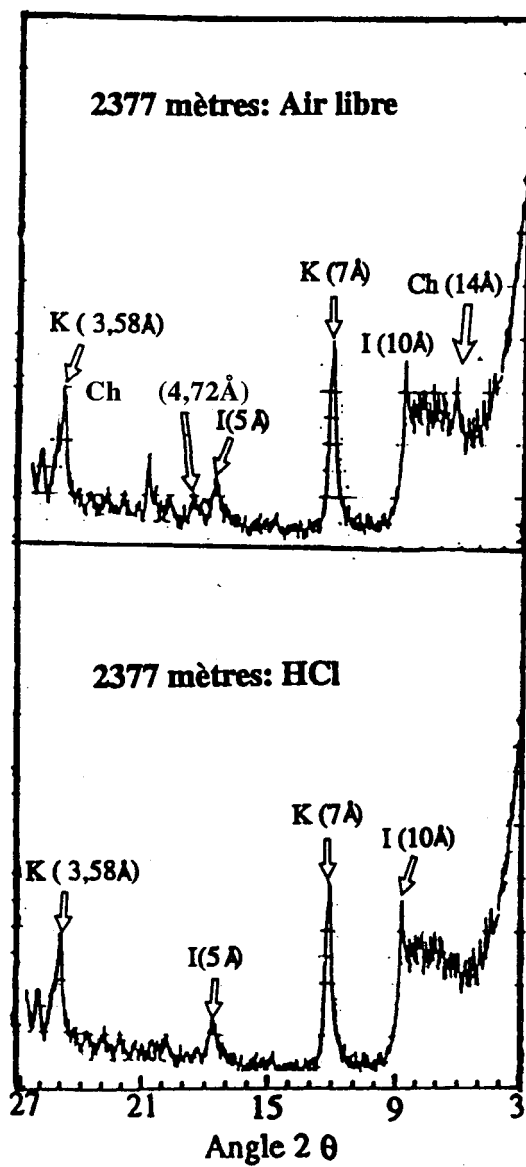
Le pic principal de l'illite apparaît à 10 Å et le pic secondaire à 5 Å (Figure. 11). Les

	Hauteurs relatives des principaux pics de minéraux sur les diffractogrammes				
Profondeur en mètre (numéro INRS)	Kaolinite 7Å	Illite-smectite 10 à 14Å	Illite 10Å	Smectite 15Å	Chlorite 14Å
1228 (288180)	> 100	76	26		
1383 (28819)	> 100	68	24	45	
1420 (28820)	> 100	64			1.7
1475 (28821)	> 100	64	26	42	9.2
1548 (28822)	> 100	60			10
1877 (28823)	> 100	60	28	42	
1908 (28824)	> 100	60	28		18.4
1920 (28825)	> 100	52	29.2	38	
1941 (28826)	> 100	54		33	
1959 (28827)	> 100	56	30		18.8
1981 (28828)	> 100			26	
1999 (28829)	> 100		32		
2020 (28830)	> 100			22	20
2057 (28831)	> 100		36.8		
2081 (28832)	80	48			24
2121 (28833)		48	38		32
2225 (28834)		40			
2377 (28835)	64		40.4		
2386 (28836)	76	36	41.6		
2417 (28837)	68	28	44.8		

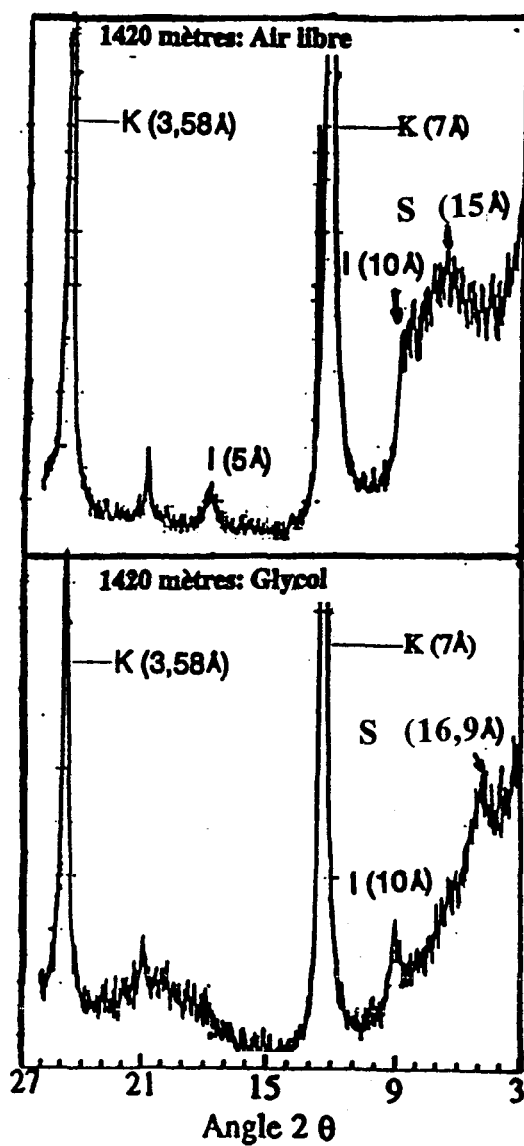
**Tableau 4:** Hauteurs relatives des principaux pics de minéraux argileux présents dans les sédiments de la séquence du puits IVCO-10 à l'étude. > 100 indique que les pics dépassent la largeur de la feuille d'enregistrement. INRS = Institut National de la Recherche Scientifique.



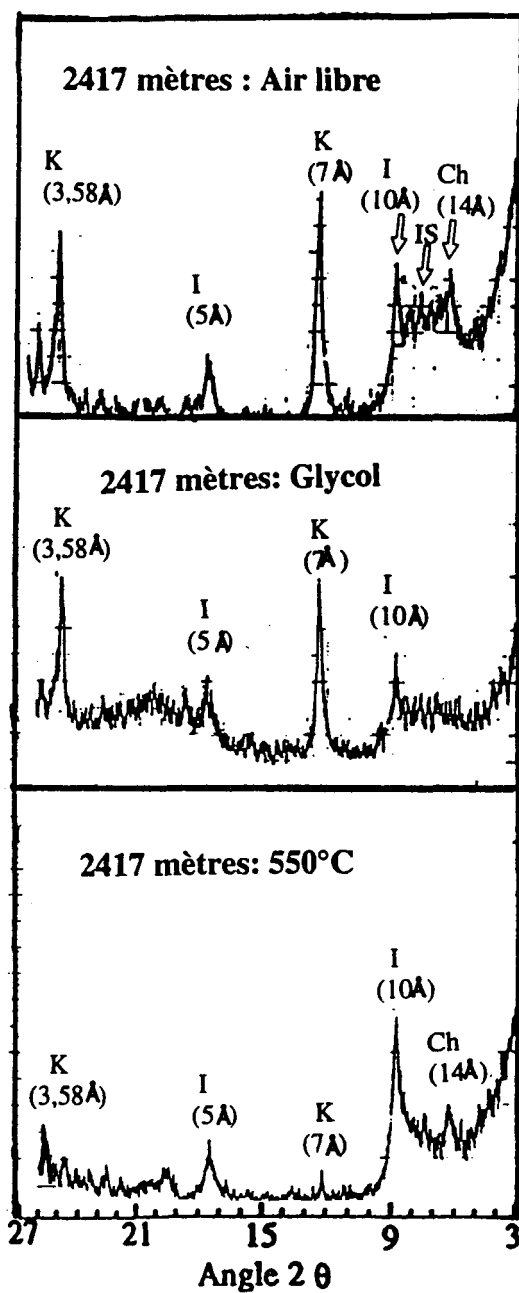
**Figure 11:** Identification aux rayons X des différentes phases argileuses présentes dans les sédiments du puits IVCO-10 et leur variation en fonction de la profondeur. K = kaolinite, Ch = chlorite, I = illite et S = smectite.



**Figure 12:** Identification aux rayons X de la kaolinite ( K), en présence de la chlorite (Ch) à l'acide chlorhydrique (HCl). L'existence du pic de la kaolinite après traitement confirme sa présence.



**Figure 13:** Identification aux rayons X de la smectite (S) et des interstratifiés illite-smectite (IS) après saturation au glycol. Le déplacement de pics vers le côté des faibles angles indique la présence d'une phase expansible (smectite).



**Figure 14:** Variations de l'illite après glycolation et chauffage à 550°C.



traitements au glycol et au chauffage modifient légèrement les réflexions (Figure. 14).

La chlorite est le minéral le moins abondant. Elle a été déterminée à l'air libre. Les réflexions obtenus se situent à 3,55; 4,72 et 14 Å. L'intensité de ces pics est très faible (Figure. 11). Ceci montre que la chlorite n'est pas très abondante dans nos échantillons.

En fonction de la profondeur, la quantité de la kaolinite diminue dans le forage. Ceci se traduit par une diminution progressive de l'intensité de son pic (Figures. 11A, 11E, 11F). Même si la quantité de la kaolinite diminue avec la profondeur, ce minéral demeure présent jusqu'à la fin du forage.

De façon analogue, les interstratifiés illite-smectite sont riches en smectite au début du forage. Au fur et à mesure qu'on descend dans le puits, le taux d'interstratification de la smectite diminue dans les interstratifiés illite-smectite. A la fin du forage, on constate sur le spectre de rayons X que l'intervalle [10 à 14 Å] qui indique la présence possible des interstratifiés illite-smectite est presque plat (Figures. 11A, 11B, 11C, 11D, 11E, 11F).

La présence de l'illite dans les échantillons situés au sommet de la séquence d'étude (1228 mètres) n'est notamment pas certaine, les pics obtenus ne sont pas très nets. Leur intensité est très faible et leur forme basale n'est pas parfaite. Avec l'enfouissement, la quantité d'illite augmente. Ceci se traduit sur les diagrammes par des pics très nets d'intensité relativement élevée (Figures. 11D, 11E, 11F).

La présence de la chlorite dans les échantillons situés au sommet du forage n'est pas certaine car les pics ne sont pas très nets. Lorsque ce pic est présent, il est très petit au début mais avec l'enfouissement, la quantité de ce minéral augmente. Ceci se traduit sur les diagrammes par des pics nets, et des hauteurs de pics qui augmentent lentement (Figure. 11).

## 2.3 PÉTROGRAPHIE DES GRÈS

Les résultats des observations faites au microscope à lumière transmise de quatre lames minces pétrographiques prélevées dans les niveaux 1920, 1959, 1981 et 1999 mètres (Sénonien inférieur) sont consignés dans le Tableau 5. Parmi ces déblais, on note des fragments de roches sédimentaires: mudstone et siltstone (Planche 4.1), quartzarénite (Planche 4.2), carbonate et chert (Planche 4.3) et des fragments de roches métamorphiques: métaquartzite (Planche 5.1) et gneiss quartzitique. Le quartz est très abondant dans les fragments de métaquartzite, gneiss quartzitique, siltstone et quartzarénite. Localement, on peut observer de la glauconie (Planche 4.5) et des foraminifères dont les loges sont parfois remplies de glauconie (Planche 4.6). Les grains de minéraux isolés comme le quartz et le plagioclase sont aussi présents dans ces lames. Les grains identifiés dans les fragments de métaquartzite et de gneiss quartzitique se distinguent de ceux présents dans les fragments de quartzarénite par leur texture. Dans les fragments de métaquartzite (Figure. 5.1), les grains ont des contacts typiques de grains recristallisés. Dans les fragments de gneiss quartzitique, il y a un allongement de ces mêmes grains. Par contre, dans les fragments de quartzarénite, ces grains sont détritiques et baignent souvent dans un ciment calcaire (Figure.4.2).

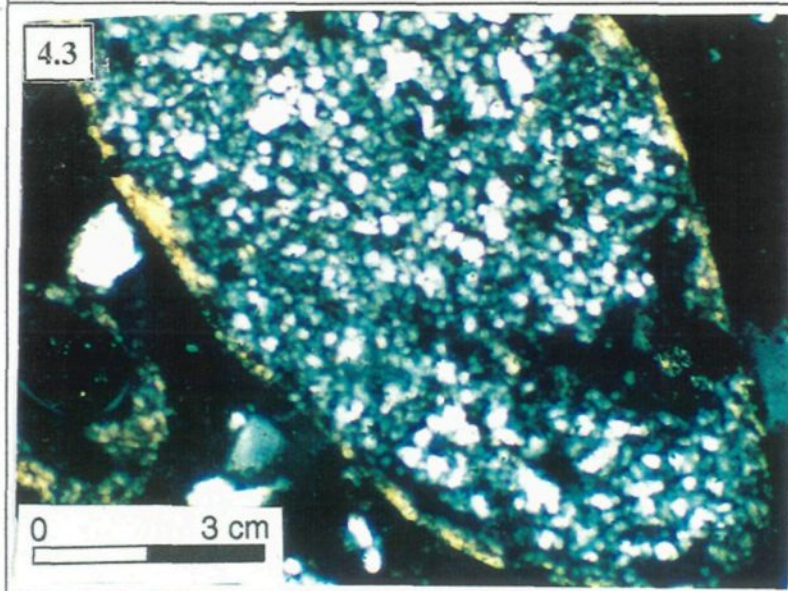
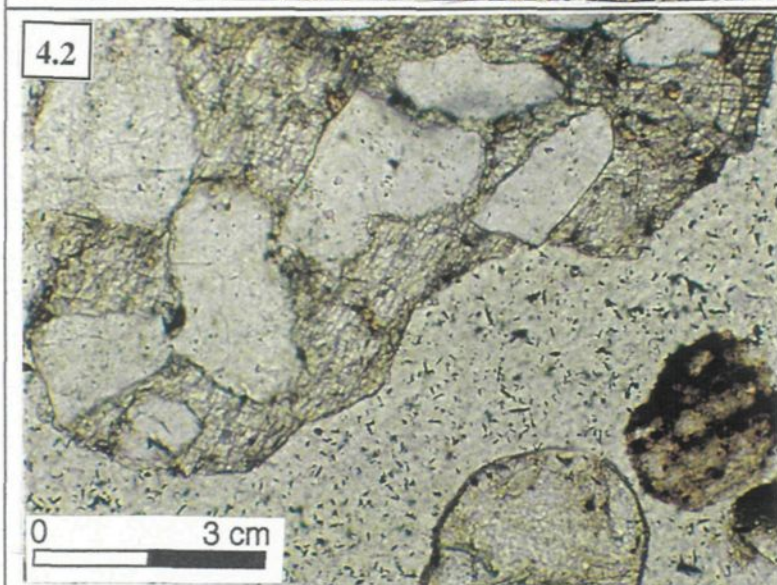
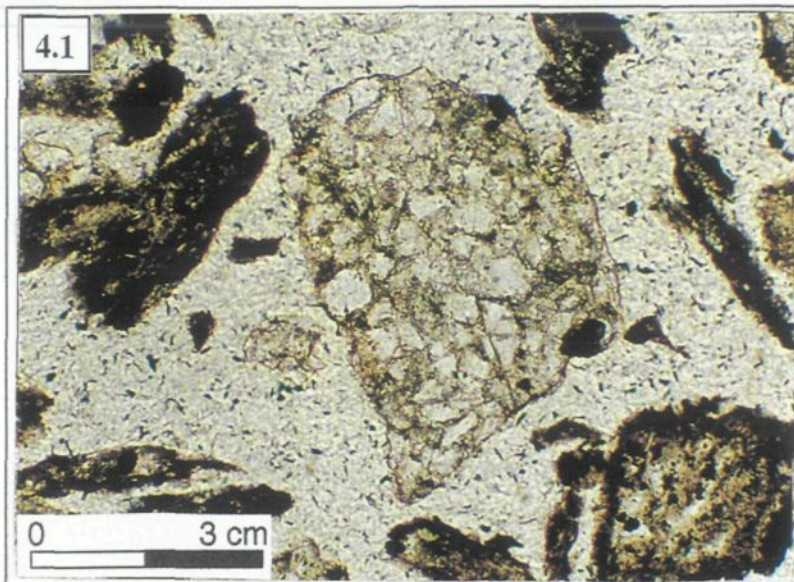
<b>Profondeur en mètre et Numéro INRS</b>	<b>Fragments de roches sédimentaires</b>	<b>Fragments de roches métamorphiques</b>	<b>Grains de minéraux</b>	<b>Fragments de Bioclastes</b>
<b>1920 28825</b>	Mudstone Siltstone quartzarénite Carbonate Chert Glaucanie	Métaquartzite Gneiss-quartzitique	Quartz Plagioclase	Foraminifères
<b>1959 28827</b>	Mudstone Siltstone quartzarénite Carbonate Chert Glaucanie	Métaquartzite Gneiss-quartzitique	Quartz Plagioclase	Foraminifères
<b>1981 28828</b>	Mudstone Siltstone quartzarénite Carbonate Chert Glaucanie	Métaquartzite Gneiss-quartzitique	Quartz Plagioclase	Foraminifères
<b>1999 28829</b>	Mudstone Siltstone quartzarénite Carbonate Chert Glaucanie	Métaquartzite Gneiss-quartzitique	Quartz Plagioclase	Foraminifères

**Tableau 5:** Composition des déblais du puits IVCO-10. INRS = Institut National de la Recherche Scientifique.

**PLANCHE 4**

Puits IVCO-10. Principaux éléments constitutifs de la fraction grossière, des déblais vus au microscope à lumière transmise.

- 4.1** Fragments de mudstone (grains brunâtres) en bordure et fragment de siltstone avec des grains de quartz translucides au centre de la photo vus en lumière naturelle. Les grains de quartz du siltstone sont subarrondis. Le quartz est abondant dans le siltstone et est de couleur blanche à grise.
- 4.2** Fragment de quartzarénite vu en lumière naturelle. Les grains de quartz baignent dans un ciment calcaireux.
- 4.3** Fragment de chert vu en lumière polarisée et nicols croisés.

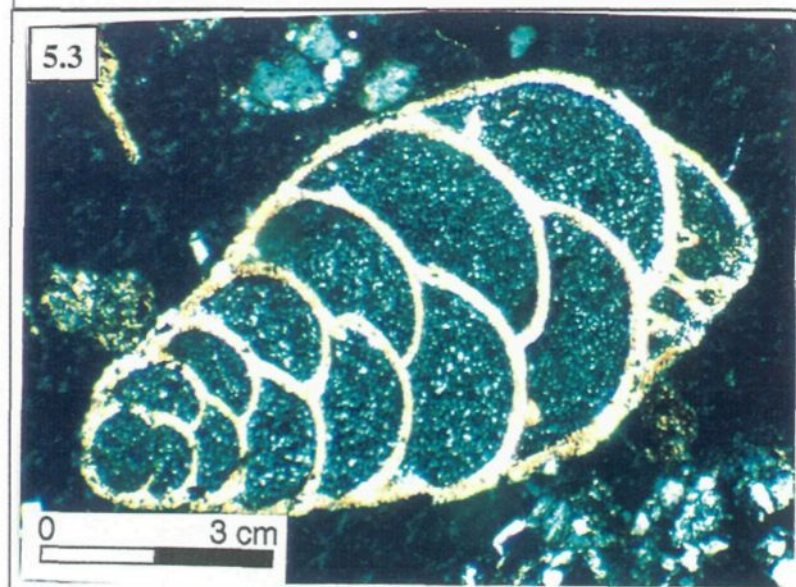
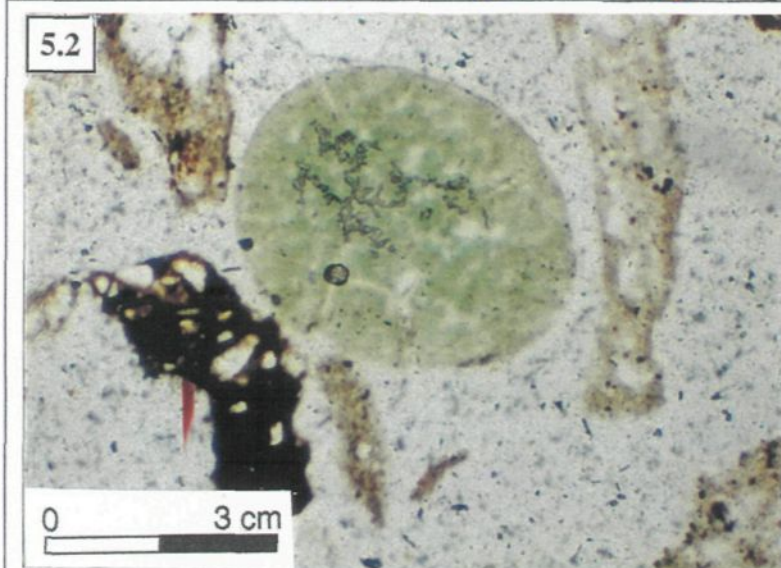
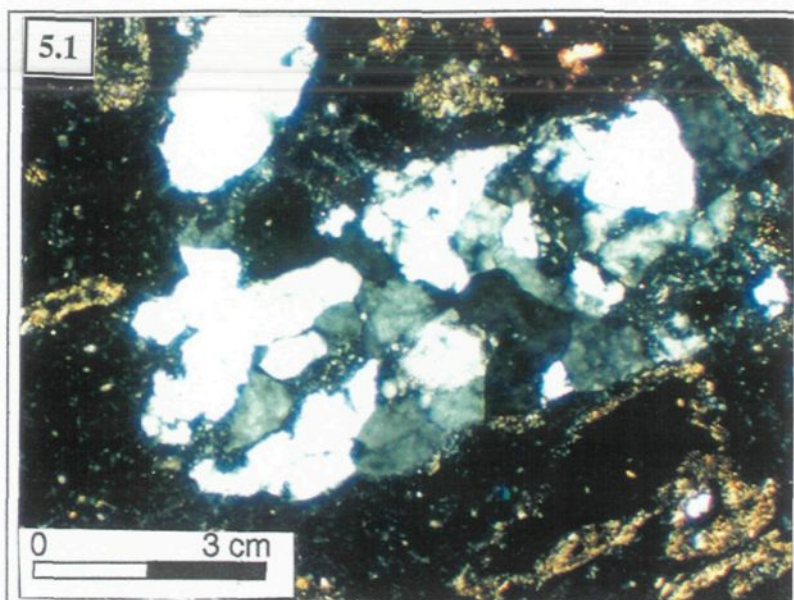


**PLANCHE 5**

Puits IVCO-10. Principaux éléments constitutifs de la fraction grossière, des déblais vus au microscope à lumière transmise.

- 5.1** Fragment de métaquartzite. Les grains ont une texture recristallisée. L'observation est faite en lumière polarisée et nicols croisés.
- 5.2** Fragment de glauconie (grain rond de couleur verte au centre de la photo) vu en lumière naturelle.
- 5.3** Foraminifère dont les loges sont remplies de glauconie. L'observation est faite en lumière polarisée et nicols croisés.





## **CHAPITRE 3**

### **DISCUSSIONS ET INTERPRÉTATIONS**

#### **3.1 NATURE, MATURATION ET POTENTIEL EN HYDROCARBURES**

L'étude pétrographique de la matière organique a permis de démontrer que le kérogène de la séquence étudiée est caractérisé par l'abondance de matière organique amorphe. Des résultats similaires sont obtenus dans le puits IVCO-2 et dans les forages 960 A et 960 C. La matière organique du puits IVCO-10 contient beaucoup de débris de plantes supérieures d'origine terrestre (semifusinite, vitrinite, etc.). Les analyses de pyrolyse programmée confirment que la nature du kérogène du puits IVCO-10 est du type II (sapropélique) et III (humique) avec une prédominance du type III. L'abondance de plantes supérieures constatée lors de la réflectométrie présupposait déjà cette nature car les plantes supérieures d'origine terrestre produisent généralement ce type de kérogène (Dow, 1977; Habib, 1978, Tissot, 1978; Tissot et al., 1980; Robert, 1985; Mascle et al., 1996). Le kérogène identifié dans les forages 960 A et 960 C est similaire à celui du puits IVCO-10.

D'après le  $T_{max}$ , les roches de toute la série seraient immatures ( $T_{max} < 435^{\circ}\text{C}$ ). Mais les valeurs atteintes par l'indice de production (IP) donnent plus de précision et indiquent que les séries allant du Maastrichtien inférieur au Senonien inférieur seraient



immatures ( $IP < 0,1$ ). Seulement quatre échantillons situés dans le quart inférieur du puits (séries albiennes) auraient probablement atteint la fenêtre à huile potentielle (FHP:  $IP > 0,1$ ). Les résultats de pétrographie optique (réflectance de la vitrinite pas très élevée:  $R_h$  varie de 0,4 à 0,8) sont partiellement en accord avec ceux obtenus par pyrolyse programmée car ils suggèrent que la succession a effectivement atteint la fenêtre à huile potentielle (Héroux et al., 1979:  $R_h > 0,5 \%$ ) dans le quart inférieur du puits. Les quatre échantillons situés dans le quart inférieur de la séquence étudiée (Albien), avec un indice de production supérieur à 0,1; n'appartiennent pas nécessairement à la fenêtre à huile potentielle (Figure. 10) malgré une température de craquage optimal faible ( $T_{max} < 435^\circ C$ ). Cette température de craquage optimal ( $T_{max}$ ) qui normalement devrait augmenter avec la profondeur, diminue de surcroît au niveau de l'Albien. Toutefois, l'abondance relative des produits dérivés du craquage du kérogène (bitumes solides, bituminite) énoncé dans le chapitre précédant (2.1.1) pourrait être probablement le principal facteur qui est à l'origine de la baisse du  $T_{max}$  (Clementz, 1979). La maturité apparente de ces quatre échantillons, correspondant à celle du milieu de la fenêtre à huile (Fig. 10), pourrait être en partie le résultat d'une migration allochtone d'hydrocarbures due à la maturation des séries sous-jacentes ou latérales. La maturation atteinte par les séries du puits IVCO-10 est donc intermédiaire entre celle du puits IVCO-2, qui serait dans la fenêtre à huile potentielle et celle des puits 960A et 960C, qui serait immature.

Selon Tissot et Welte, 1984; la production d'huile pour un kérogène de type II commence lorsque le pouvoir réflecteur de la vitrinite est d'environ 0,5%; la température de craquage optimal ( $T_{max}$ ) est d'au moins  $435^\circ C$  et l'indice de production ( $IP$ ) est supérieur à 0,1. Ceci correspond pour les argiles, à la zone de disparition des smectites (Héroux et al., 1979). Dans le cas du puits IVCO-10, le kérogène identifié est majoritairement de type III. Or, la fenêtre à huile potentielle (FHP) pour un kérogène de type III commence à 0,7%

(Tissot et Welte, 1984). Dans IVCO-10, la fenêtre à huile potentielle n'est donc atteinte que dans l'Albien, au fond du puits, lorsque la  $R_h$  de la collotélinite, qui est utilisée comme représentative du rang dépasse 0,7% (Figure. 6). C'est donc la nature de la matière organique qui explique pourquoi la fenêtre à huile potentielle semble être atteinte beaucoup plus bas dans le puits IVCO-10 lorsque l'on considère la matière organique, majoritairement de type III, que lorsque l'on tient compte de la minéralogie des argiles, qui est d'après la littérature, étalonnée avec de la matière organique de type II.

Des roches-mères de qualité moyenne existent dans toute la séquence du puits IVCO-10 étudié. Leur contenu en matière organique exprimée en terme de carbone organique total (COT) compris entre 0,86 et 2,36% nous l'indique. Des roches-mères de cette qualité sont fréquemment rencontrées dans les séries stratigraphiques du bassin ivoirien (Kubler et al., 1975; Mascle et al., 1996). Avec un potentiel génétique ( $PG < 2 \text{ kg HC} / \text{t roche}$ ), les roches-mères du puits IVCO-10 sont essentiellement des roches-mères à gaz (Tissot et al., 1974; Tissot et Welte, 1984; Tissot et al., 1980). Cela est dû d'une part à la nature du kérogène (type III) initialement pauvre en hydrogène (IH généralement  $< 200 \text{ mg HC} / \text{g C org.}$ ). Des roches-mères similaires sont rencontrées en général dans le bassin ivoirien et dans les forages 960 A et 960 C en particulier. Toutefois, avec une production potentielle maximale de 5,1 tonnes d'hydrocarbures par mètres carré, la séquence du puits IVCO-10 à l'étude, possède un bon potentiel gazigène (Tissot et al., 1980). Ce potentiel gazigène est essentiellement concentré dans les roches-mères du Maastrichtien inférieur et du Sénonien inférieur (Tableau 6).

	Densité de la roche en t / m <sup>3</sup>	Volume de la roche en m <sup>3</sup>	Masse de la roche en tonne	Potentiel génétique en kg HC /t	Potentiel pétrolière en kg HC / m <sup>2</sup>	Potentiel pétrolière en t HC / m <sup>2</sup>
Échantillons du Maastrichtien inférieur	2,5	600	1500	2,61	3924	3,92
Échantillons du Sénonien inférieur	2,5	334	835	1,50	1253	1,25
Échantillons de l'Albien	2,5	40	100	0,97	97	0.09
Séquence du puits IVCO-10	2,5	1189	2972	1,7	5059	5,1

**Tableau 6:** Résultats du calcul du potentiel pétroligène de la séquence du puits IVCO-10.

Voir Annexe 2 pour la méthode de calcul.

### 3.2 DIAGENÈSE ET MATURATION DES ARGILES

Les études de minéralogie des argiles sur les déblais du forage IVCO-10 ont permis d'identifier les minéraux suivant: kaolinite, interstratifiés illite-smectite, smectite, illite et chlorite. Dans IVCO-2, deux échantillons dont la composition minéralogique a été analysée se situent au Cénomanién (2200 et 2400 mètres). Dans IVCO-10, aucun des vingt échantillons analysés, ne se situe dans cet étage.

La comparaison semi- quantitative se fera entre les deux échantillons du puits IVCO-2 du Cénomanién et ceux du puits IVCO-10 situés au dessus du Cénomanién (2222 mètres) et en-dessous du Cénomanién (2377, 2386 et 2417 mètres). Dans ces deux forages, les mêmes minéraux sont présents mais leur quantité varie d'un puits à l'autre. Dans IVCO-10, la kaolinite est la plus abondante tandis que dans IVCO-2 ce sont l'illite et les interstratifiés illite-smectite. Les minéraux peu abondants après ceux qu'on vient de citer sont les interstratifiés illite-smectite dans IVCO-10 et kaolinite et chlorite dans IVCO-2. La chlorite dans IVCO-10 est très peu abondante (Tableau 4). Dans les forages 960 A et 960 C et de Slansky (1958), les analyses sur les argiles ont été faites dans les sédiments plus récents que ceux de cette étude. Les comparaisons directes ne pourront pas se faire avec ceux de IVCO-10 parce que les niveaux stratigraphiques diffèrent. Ces études minéralogiques menées montrent que les minéraux argileux présents dans IVCO-10 ont aussi été identifiés par Slansky sauf qu'en plus de ceux-ci, les niveaux plus jeunes que le Maastrichtien renferment de l'attapulгите, de la sépiolite et de la palygorskyte (Slansky, 1958 et Mascle et al., 1996) ce qui explique d'ailleurs leur absence apparente dans la séquence étudiée du puits IVCO-10. L'absence de ces minéraux dans les séquences vieilles est due au fait que dans les pays à climat chaud et humide, l'altération météoritique des dépôts sédimentaires est tellement

intense que ces minéraux sont rapidement détruits dans les sédiments.

Les études sur les argiles ont aussi permis de montrer qu'en fonction de l'enfouissement, les quantités de kaolinite, des interstratifiés illite-smectite et des smectites diminuent tandis que celle de l'illite augmente.

La kaolinite déterminée dans nos échantillons pourrait être soit un minéral d'origine détritique (Iijima, 1972; Tanai et al., 1978; Mizota et Longstaffe, 1996) ou soit un produit de la diagenèse (Shigeo et al., 1996). Dans le cas d'une provenance détritique, la kaolinite pourrait provenir de l'hydrolyse intense des feldspaths alcalins contenus dans les roches ignées felsiques, lesquelles sont souvent abondants dans les cratons anciens. En Côte d'Ivoire, les roches ignées felsiques sont aussi abondantes sur le socle (Petroci, 1990). Ces roches continentales sous un climat chaud et humide subissent une intense météorisation pour donner la kaolinite (Pedro, 1968). Lorsque la kaolinite est un produit de diagenèse, elle est formée lors de la dissolution des feldspaths potassiques contenus dans les roches. Or, dans le cas de IVCO-10, le feldspath potassique est très peu présent dans les lames pétrographiques observées. Le seul échantillon décelé est incorporé dans un fragment de quartzarénite. Ceci montre que la formation de la kaolinite par phénomène diagénétique est très peu probable. De plus, l'abondance de grains de quartz et de fragments de roches riches en quartz supportent aussi une météorisation intense à la source. Car, ce minéral est résistant à l'altération météoritique et tend donc à se concentrer dans les sédiments charriés par les rivières sous climat tropical (Johnsson et al., 1996). Parmi ces deux hypothèses, la provenance détritique de la kaolinite semble donc être la plus probable. La kaolinite présente dans les déblais de forage du puits IVCO-10 proviendrait donc de l'altération des roches cristallines plutoniques felsiques et métamorphiques telles que les métaquartzite et gneiss quartzitique sous climat tropical humide. La présence de la kaolinite jusqu'au fond du forage IVCO-10 indique que la fenêtre à huile n'a pas été dépassée (Héroux et al., 1979).

La chlorite pourrait être soit d'origine diagénétique (Hower et al., 1976; Hillier, 1993) ou d'origine détritique (Milot, 1963). Dans le cas d'une provenance diagénétique, la chlorite pourrait provenir des smectites lors de la diagenèse dans les stades plus profonds moyennant la présence de fer et de magnésium (Hower et al., 1976; Helmold et Van de Kamp, 1984; Chang et al., 1986). On observe alors très souvent la présence d'interstratifiés chlorite-smectite qui dans le cas du puits IVCO-10 n'ont pas été identifiés. Dans le cas d'une provenance détritique, la chlorite proviendrait des roches métamorphiques continentales situées sur le socle ivoirien. La présence des roches métamorphiques à la source est confirmée par l'étude pétrographique des déblais lors de laquelle des fragments de métaquartzite et de gneiss quartzitique ont été observés. L'hypothèse sur la provenance diagénétique de la chlorite nous semble très peu probable à cause du faible degré de maturation atteint par les séries. Par contre, la présence de fragments de roches instables ainsi que la présence de smectite et d'interstratifiés à haute teneur en smectite favorisent plus une provenance terrigène. D'ailleurs, selon la lithologie du puits IVCO-10 (Figure. 6) la quantité des sédiments gréseux augmentent avec la profondeur. C'est ce détritisme qui expliquerait l'augmentation de la quantité de la chlorite avec l'enfouissement (Tableau 4).

De façon générale, la présence de smectite, d'illite et d'illite-smectite dès le début du forage tout comme la kaolinite suggère que ces minéraux sont d'origine détritique. Leur abondance relative s'expliquerait alors par des processus de météorisation et d'altération à la source moins poussés que ceux requis pour produire la kaolinite (Pedro, 1968) et / ou par des apports de sources ponctuelles de composition différente (moins felsique, par exemple). Le taux d'interstratification de la smectite qui diminue dans les interstratifiés illite-smectite lors de l'enfouissement des séries pourrait être lié à un phénomène de diagenèse (Dunoyer et al., 1970 et 1981). Cette diminution du taux d'interstratification de la smectite dans les interstratifiés illite-smectite concurremment à une augmentation du taux d'illite est appelée

illitisation (Bethke et al., 1986; Watanabe, 1988; Tsutomu et al., 1996). Plusieurs mécanismes ont été proposés par différents auteurs pour expliquer cette illitisation. Ce sont: les mécanismes de transformation (Hower et al., 1976; Hoffmann et Hower, 1979; Withney et Velde, 1993); de dissolution-précipitation (Boles et Franks, 1979) et de diagenèse d'enfouissement (Awwiller, 1993). Parmi ces hypothèses, celle de Awwiller sur la diagenèse d'enfouissement semble être la plus probable. La diminution du taux d'interstratification de la smectite dans les interstratifiés illite- smectite avec l'enfouissement ainsi que l'augmentation de la quantité de l'illite est en partie un phénomène diagénétique (Nadeau et Bain., 1986). Cette diminution du taux d'interstratification de la smectite indique que la maturation atteinte par les shales est celle du milieu de la fenêtre à huile comme le suggère le  $R_h$  de la vitrinite ( $R_h > 0,5\%$ ).

Les minéraux argileux étudiés sont principalement de nature détritique et une partie des changements dans leurs proportions respectives pourrait s'expliquer par des variations dans l'apport terrigène, donc aux conditions de paléoenvironnements (climat, topographie, tectonisme etc.). Les résultats de l'analyse des minéraux argileux confirment ceux de la réflectance de la matière organique quoique, la maturité atteinte par les shales d'après les argiles soit légèrement plus élevée que ne le suggère les résultats du Rock-Éval. Cette légère différence de maturité entre les argiles des shales et la matière organique d'après le Rock-Éval peut s'expliquer par la présence très majoritaire d'un kérogène de type III, qui ne produit de l'huile qu'à un niveau de maturation plus élevé que celui d'un kérogène de type II (Tissot et Welte, 1984), type de kérogène sur lequel est étalonné l'évolution des minéraux argileux comme indicateur des zones à hydrocarbures.

### 3.3 SOURCE ET MILIEU DE SÉDIMENTATION

L'étude sur les grès nous a permis de démontrer que la composition des déblais du puits IVCO-10 suggère l'existence d'une source extrabassinale et intrabassinale.

La source extrabassinale était possiblement le lieu où les roches métamorphiques et ignées ont subi une altération météoritique pour produire des sédiments qui ont sans doute donné des boues dans le milieu de sédimentation puis des mudstones après enfouissement et diagenèse. L'abondance de mudstones indique d'une part que l'apport détritique a été important et d'autre part que le milieu de sédimentation est un milieu calme (Millot, 1963). Les siltstones et les quartzarénites dériveraient de sable riche en quartz. Cette abondance des grains plus grossiers tels que le quartz, les feldspaths et les fragments de roches indique qu'il y a probablement eu un apport occasionnel de sable dans ce milieu calme. Le mécanisme qui est l'origine de la présence de ces niveaux de sable ne peut pas être expliqué à partir des données de cette étude. On peut évoquer un processus allogène au milieu de sédimentation comme une tempête, un glissement de terrain, une fluctuation marine; ou un processus lié au milieu de sédimentation tel qu'un changement de direction de chenaux distributeur dans un delta. Quant à la présence de fragments de roches métamorphiques notamment de fragments de métaquartzite et de gneiss quartzitique, elle indique l'existence d'une source métamorphique. Ces fragments de roches ont dû être transportés avec le sable sous forme de cailloux. La chlorite déterminée lors de la minéralogie des argiles pourrait provenir de cette même source métamorphique. L'origine du chert déterminé est aussi incertaine. Il pourrait provenir soit de l'érosion de roches sédimentaires cherteuses à la source, soit d'une sédimentation biogénique tels que les radiolaires au sein même du bassin ou soit être le produit d'un remplacement ou d'une cimentation diagénétique.

La source intrabassinale était probablement le lieu de sédimentation des



foraminifères, de la glauconie et du calcaire. La présence de foraminifères indique que le milieu de dépôts est marin (Masclé et al., 1996; Shigeo et al., 1996) et celle de la glauconie indique que la sédimentation s'est faite dans un milieu marin peu profond (Thompson et Hower, 1975). Quant à la présence de carbonate, elle proviendrait soit de l'existence d'une plate-forme carbonatée à proximité du site de dépôt (James et Kendall, 1992) soit d'un remplacement ou d'une cimentation diagénétique ou soit d'une sédimentation carbonatée biogénique.

L'abondance de quartz et de fragments de roches métamorphiques riches en quartz indiquerait une source cratonique, telle que présente en Côte d'Ivoire. Ce craton aurait subi une météorisation tropicale et ce climat a probablement perduré depuis la formation du bassin ivoirien. Par ailleurs, la présence de glauconie, de foraminifères et de carbonate indique le milieu de dépôts est marin calme et peu profond. En conséquence, le milieu de sédimentation le plus probable serait un milieu deltaïque tel que l'a proposé Kulke (1995). Ces éléments ont été aussi retrouvés dans les débris de même nature dans le delta du Niger (Kulke, 1995). Les données sur les grès confirment celles obtenues à partir de la matière organique. Le milieu de dépôts proche du continent pourrait expliquer l'abondance de la matière organique de type III (humique) d'origine terrestre.

## **CHAPITRE 4**

### **CONCLUSIONS GÉNÉRALES**

Les études sur la matière organique, les argiles et les grès de la séquence étudiée du puits IVCO-10 ont permis de tirer les conclusions suivantes:

La matière organique de ces séries est principalement de nature amorphe et contient beaucoup de débris de plantes supérieures et quelques foraminifères. Le kérogène de ces formations est de type III (humique) et très probablement d'origine continentale.

Les séries de la séquence du puits IVCO-10 étudiée sont immatures dans les trois quart du forage. Seuls quatre échantillons situés dans le quart inférieur du forage (séries albiennes) montrent une maturité apparente correspondant à celle du milieu de la fenêtre à huile. La concentration anormale en hydrocarbures (HC) légers dans les quatre échantillons de la base du puits pourraient aussi être le résultat d'une migration allochtone d'hydrocarbures due à la maturation des séries sous-jacentes ou latérales.

Bien que les séries de la séquence étudiée du puits IVCO-10 soient moyennement riches en matière organique, seulement quelques échantillons du Maastrichtien et du Sénonien inférieur ont valeur de roches-mères modérément favorables à la génération d'hydrocarbures. Les teneurs en hydrogène sont si faibles que ces roches-mères ne pourront produire que du

gaz. Avec une production potentielle maximale de 5,1 tonnes par mètre carré, la séquence du puits IVCO-10 à l'étude, possède un bon potentiel gazigène. Ce potentiel est essentiellement concentré dans les séries maastrichtiennes (3,92 tonnes par mètre carré) et du Sénonien inférieur (1,25 tonnes par mètre carré).

Les shales du puits IVCO-10 contiennent la kaolinite, la smectite, l'illite-smectite, l'illite, et la chlorite. Ces minéraux sont au départ tous d'origine détritique. L'illite-smectite et l'illite sont en partie diagénétique dérivant de la smectite. La maturation atteinte par ces shales à la base du puits (séries albiennes) correspond à celle du début de la fenêtre à huile.

Les déblais du puits IVCO-10 sont constitués de matériel provenant d'une source extrabassinale (mudstone, siltstone, quartzarénite, chert, métaquartzite et gneiss quartzite) et d'une source intrabassinale (foraminifères, glauconie et de carbonate). L'abondance des grains de quartz et de fragments de roches riches en quartz indique que les roches à la source ont subi une intense météorisation sous climat tropical humide. Le milieu de sédimentation est un milieu marin calme et peu profond probablement un milieu deltaïque.

Les méthodes de pétrographie optique et de Rock-Éval utilisées pour l'étude du kérogène conviennent bien pour l'évaluation du potentiel pétroligène des roches. Les objectifs visés ont été atteints parce que les méthodologies appliquées ont permis à partir de quantités minimales (20 grammes) de déblais de roche de déterminer la nature et la maturation thermique des roches-mères et d'évaluer leur potentiel en hydrocarbures. Cette étude géochimique est une contribution nouvelle apportée à l'étude du puits IVCO-10 car elle n'a auparavant pas été réalisée.

L'étude minéralogique des argiles par diffraction aux rayons X est aussi un apport

nouveau dans l'étude des déblais du puits IVCO-10. Cette méthode a permis d'atteindre les objectifs escomptés. Les différentes phases minéralogiques ont pu être déterminées et leur évolution en fonction de la profondeur a pu se faire. Les observations déduites ont permis de faire des hypothèses sur la diagenèse des minéraux présents. Quelques difficultés ont cependant été rencontrées et sont pour la majeure partie liées à la faible quantité (20 grammes) d'échantillons mise à notre disposition et aussi à la faible performance du diffractomètre utilisé. Les diagrammes obtenus ne sont pas de première qualité et les analyses n'ont pas pu être reprises à cause du manque de matériel. A notre avis, cette partie reste un objet d'étude intéressant pour des travaux futurs afin de confirmer et d'améliorer les résultats obtenus.

La pétrographie des grès en lumière transmise a permis de déterminer seulement la composition des déblais, la source des sédiments et les milieux de dépôts. Les études sur la porosité, la perméabilité et sur la diagenèse des grès pourraient faire l'objet d'études subséquentes afin de déterminer le potentiel réservoir de ces roches.

## RÉFÉRENCES

- ALPERN, B. et LEMOS DE SOUSA, M. J., 1970. Pouvoir réflecteur de la vitrinite et de la fusinite des houilles. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, tome 271, série D, **12**: 956-959.
- ALPERN, B., 1980. Pétrographie du kérogène. *Dans* Kerogene, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks. *Éditeurs*: B. Durand, Editions Technip, Paris, France, pp. 339-384.
- AWWILLER, D. N., 1993. Illite-smectite formation and potassium transfer during burial diagenesis of mudrocks: A study from the Texas Gulf Coast Paleocene-Eocene. *Journal of Petroleum Sedimentology*, **63**: 501-512.
- BERTRAND, R., BÉRUBE, J.-C., HÉROUX, Y. et ACHAB, A., 1985. Pétrographie du kérogène dans le paléozoïque inférieur: méthode de préparation et exemple d'application. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **40**: 155-167.
- BERTRAND, R. et HÉROUX, Y., 1987. Chitinozoan, Graptolite, and Scolecodont reflectance as an alternative to vitrinite and pyrobitumen reflectance in Ordovician and Silurian Strata, Anticosti Island, Quebec, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **71**: 951-957.
- BETHKE, C. M., VERGO, N. et ALTANER, S. P., 1986. Pathways of smectite illitization. *Clays and Clay Minerals*, **40**: 125-135.
- BOLES, J. R. et FRANKS, S. G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Petroleum Sedimentology*, **49**: 55-70.

- BRINDLEY, G. W., 1981. X-ray identification (with ancillary techniques) of clay minerals. *Dans* Short Course in Clays for the Ressource Geologist. *Éditeurs*, G. F. Longstaffe. Mineralogical Association of Canada, pp. 22-38.
- CHAMLEY, H., 1980. Clay sedimentation and paleoenvironment in shikoku basin since the middle Miocene. *Dans* Deep Sea Drilling Profect Leg 58, North Philippine Sea. *Éditeurs*: G. de Van KLEIN et V. KOBAYASHI Initial Reports DSDP, **58**: Washington (U.S. Government. Printing Office), pp. 669-678.
- CHANG, H. K., MACKENZIE, F. T. et SCHOONMAKER, J., 1986. Comparison between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore bassins. *Clays and Clay Mineral*, **34**: 407-423.
- CLEMENTZ, D. M., 1979. Effect of Oil and Bitumen Saturation on Source-Rock Pyrolysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**: 2227-2232.
- CLIFFORD, A. C., 1986. African oil: post, present and future. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **40**: 333-372.
- COMBAZ, A., 1975. Essai de classification des roches carbonées et des constituants organiques des roches sédimentaires. *Dans* Pétrographie organique et potentiel pétrolier. *Éditeurs*: B. Alpern, Centre National de la Recherche Scientifique, collection interne. Paris, pp. 93-101
- COMBAZ, A., 1980. Les kérogènes vus au microscope. *Dans* Kerogene, insoluble organic matter from sedimentary rocks. *Éditeur*: B. Durand, Paris, France, pp. 55-113.
- DOW, W. G., 1977. Petroleum source beds on continental slopes and rise. *Dans* Geology of continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Contribution* 5, pp.D1-D37.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, **15**: 281-346.

- DUNOYER DE SEGONZAC, G., ESQUEVIN, J., et SEVERAC, J. P., 1981. Un nouvel indicateur de diagenèse, le taux d'interstratifiés gonflants dans les minéraux argileux interstratifiés de type illite-smectite. Rapport interne SNEP.
- ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J. L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., POULET, J. et BOUTEFEU, A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches-mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **32**: 23-42.
- ESPITALIÉ, J., MADEC, M. et TISSOT, B., 1981. Role of Mineral Matrix in Kerogene Pyrolysis: Influence on Petroleum Generation and Migration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**: 59-66.
- ESPITALIÉ, J., 1984. Introduction to Rock Eval: system, data, interpretation; Rock Eval TOC system; Rock Eval III, Matrix Research, oil show Analyser-Geochemical logging. Rock- Eval Geochemistry seminar, Delsi Incorporation; Houston.
- ESSO EXPLORATION INC., 1977. Rapport géologique de fin de sondage de IVORY COAST OFFSHORE N° 10, IVCO-10. Service documentation, Petroci, Côte d'Ivoire, 37p.
- HABIB, D., 1978. Origin and distribution of palinofacies in Cretaceous carbonaceous sediments of the North Atlantic: Implications of deep drilling results in the Atlantic Ocean. *Éditeur*: M. Ewing. Symposium Abstract, pp. 39-40.
- HELMOLD, K. P. et VAN DE KAMP, P. C., 1984. Diagenetic mineralogy and controls on albitisation and laumontite formation in Paleogene arkoses, Santa Ynez mountains, California. *Dans* Clastic genesis. *Éditeurs*: D. A. McDonald et R. C. Surdam. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **27**: 239-276.
- HILLIER, S., 1993. Origin, diagenesis, and mineralogy of chlorite minerals in Devonian lacustrine mudrocks, Orcadian basin, Scotland. *Clays and Clay Minerals*, **41**: 240-259.

- HÉROUX, Y. CHAGNON, A., et BERTRAND, R., 1979. Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **63**: 2128-2144.
- HOFFMANN, U. et HOWER, J., 1979. Aspects of diagenesis. *Éditeurs*: P. R. Scholle et Schluger. Special publication, **26**: 55-79.
- HOWER, J. ESLINGER, E. V., HOWER, M. E., et PERRY, E. A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidenc. Geological Society of America Bulletin, **87**: 725-737.
- IIJIMA, A., 1972. Latest Cretaceous-Early Tertiary latertic profile in northeastern Kitakami Massif, northeast Honshu, Japan. Journal of the Faculty of Sciences, University of Tokyo, **18**: 325-370.
- JAMES, N. P. et KENDALL, A. C., 1992. Introduction to Carbonate and Evaporite Facies Models. *Dans* Facies Models: Response to sea level change. *Éditeurs*: R. G. Walker, N. P. James. Geological Association of Canada, pp. 265-275.
- JOHNSSON, M. J., STALLARD, R. F. et MEADE, H. H., 1988. First cycle quartzarenite dans the Orinoco River basin, Venezuela and Columbia. Journal of Geology, **96**: 263-277.
- KUBLER, B., CHAGNON, A. BERTAND, R., ACHAB, A et PILTION, J. L., 1975. IVCO-2: Potentiel pétoligène et évolution diagénétique. Institut National de la Recherche Scientifique, rapport interne, 28p.
- KULKE, H., 1995. Côte d'Ivoire, Ghana and Togo basin. Regional Petroleum of the World, **2**: 134-135.
- LEWIS, D. W et MCCONCHIE, D., 1993. Analytical Sedimentology: Mineralogy. Second edition, Chapman and Hall, New-York, 345p.



- MASCLE, J., LOHMANN, G. P. , CLIFT, P. D., AKAMALUK, T., ALLERTON, S., ASK, M. V. S., BARREN, E. C., BARTON, E., BASILE, C., BELLIER, J-P., BENKHELIL, J., BRANTUOH, E. K., EDWARDS, R. A., EWERT, E.W., GONÇALVES, C., HISADA, E. I., HOLMES, M. A., JANIK, A. G., LOHMANN, K.C., MORITA, S., MORTERA-OUTIERREZ, C. A., NORRIS, R. D., OBOH, F. E., PICKETT, E. A., SHIN, I. C., SHAND, K. O., WAGNER, T., WALKINS, D. K., 1996. Initial reports Côte d'Ivoire-Ghana Transform margin eastern equatorial Atlantic. Proceeding of the Ocean Drilling Program, **159**: 151-215.
- MILLOT, G., 1963. Géologie des argiles. Masson, Paris, 499p.
- MIZOTA, C. LONGSTAFFE, F. J., 1996. Origin of cretaceous and Oligocene kaolinites from the Iwaizumi clay deposit, Iwate, Northeastern Japan. Clays and Clay Minerals, **44**: 408-416.
- NADEAU, P. H., WILSON, M. J., MCHARDY, W. J. et TAIT, J. M. 1984. Interstratified clays as fundamental particles. Science, **225**: 923-925.
- NADEAU, P. H. et BAIN, D. C., 1986. Composition of some smectites and diagenetics illitic clays and implications for their origin. Clays and Clay Minerals, **34**: 455-464.
- OGUNYOMI, O., 1980. Diagenesis and deep-water depositional environments of lower paleozoic continental margin sediments in the Quebec city area. Thèse de Ph. D. McGill University, Montreal, Canada.
- PEDRO, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Revue de géographie physique et de géologie dynamique, **10**: 457-470.
- PETROCI, 1990. Synthèse du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire. Rapport interne, Petroci, Côte d'Ivoire, 185 p.
- RAYNAUD, J. F. et ROBERT, P., 1976. Les méthodes d'étude optique de la matière organique, Bulletin du centre de recherches de Pau. Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA), **10**: 109-127.

- REYMENT, R. A., 1975. Paléontologie évolutive et nouvelles techniques: (XVII congrès de Zoologie, Monaco 1972). *Dans Mémoires du Musée National d'Histoire*. pp.8-18.
- REYNOLDS, R. C. et MOORE, D. W., 1989. X-Ray diffraction and the identification and analysis of Clays Mineral. Oxford University Press, New York, 326p.
- ROBERT, P., 1985. Histoire géothermique et diagenèse organique. Bulletin des centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine de Pau, France, Mémoire 8, 345p.
- SHIGEO, S., RITSURO, M., YASUSHI, O., SHINJI, T. et YASUO, S., 1996. Effects of acidity on hydrothermal syntesis of kaolinite from silica-gel and gibbsite. *Clays and Clay Minerals*, **44**: 417-423.
- SLANSKY, M., 1958. Vue d'ensemble sur le bassin sédimentaire côtier du Dahomey-Togo. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 555-558.
- SRODON, J., 1980. Precise identification of illite-smectite interstratification by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Minerals*, **28**: 401-411.
- SRODON, J., 1981. X-Ray identification of randomly interstratified illite-smectite in mixtures with discrete illite. *Clays and Clay Minerals*, **16**: 297-304.
- SRODON, J., 1984. X-Ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, **32**: 337-349.
- STACH'S, E., MACKOWSKY, M.-Th., TEICMULLER, M., TAYLOR, G. H., CHANDRA, D. et TEICHMULLER, R., 1975. Stach's Texbook of coal petrology. Second edition, Gebruder Borntraeger, Berlin et Stuttgart, 428p.
- TANAI, T. IJIMA, A et AGATSUMA, T., 1978. Late Cretaceous-Paleogene stratigraphy in the environs of the Iwate clay mine, northern Kitakami Massif, northeast Honshu. *Journal of Geological Society of Japan*, **84**: 459-473.

- THIRY, M., 1974. Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse aux rayons X. Centre de sédimentologie et géochimie de la surface, section méthodes minéralogiques, Strasbourg, France, rapport N. CLAUER, 25p.
- TISSOT, B. DEMAISON, P. MASSON, J. R. DETEIL, ET COMBAZ, A., 1974. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **58**: 499-506.
- TISSOT, B. P., 1978. Organic matter in Cretaceous sediment of North Atlantic; contribution to sedimentology and paleogeography. *Dans* Implications of deep drilling results in the Atlantic Ocean. Éditeur: M. Ewing, p. 39-40
- TISSOT, B. DEMAISON, P. MASSON, J. R. DETEIL et COMBAZ, A., 1980. Paleoenvironment and Petroleum Potential of Middle Cretaceous Black Shales in Atlantic Basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **64**: 2051-2063.
- TISSOT, B. P. et WELTE, D. H., 1984. Petroleum formation and occurrence. Second edition (1984). Springer, Berlin, 699p.
- THOMPSON, G. R. et HOWER, J., 1975. The mineralogy of glauconite. Clays and Clay Mineral, **23**: 289-300.
- TSUTOMU, S., TAKASHI, M. et TAKASHI, W., 1996. Change in layer charge of smectites and smectite layers in illite-smectite during diagenetic alteration. Clays and Clay Minerals, **44**: 460-469.
- WATANABE, T., 1988. The structural model of illite-smectite interstratified mineral and its diagram for identification. Clay Sciences, **7**: 97-114.
- WHITNEY, G. et VELDE, B., 1993. Change in particle morphology during illitisation. An experimental study. Clays and Clay Minerals, **41**: 209-218.

**Annexe 1:** Résultats de pétrographie optique; valeur de  $R_h$  de la pyrofusinite et de la fusinite. INRS = numéro d'échantillons.

ÉCHANTILLONS			RÉFLECTANCE EN %	
INRS	Profondeur en pieds	Profondeur en mètre	Pyrofusinite	Fusinite
28818	4030	1228		2.32
28819	4540	1383		2.55
28820	4660	1420		3.31
28821	4840	1475	5.02	2.22
28822	5080	1548		2.54
28823	6160	1877		2.84
28824	6260	1908		2.50
28825	6300	1920	5.15	
28826	6370	1941		2.73
28827	6430	1959		3.64
28828	6500	1981		
28829	6560	1999		2.37
28830	6630	2020	5.3	2.13
28831	6750	2057		2.68
28832	6830	2081		
28833	6960	2121		3.47
28834	7300	2225		3.40
28835	7800	2377	5.21	3.08
28836	7830	2386		3.42
28837	7930	2417		3.09

## **Annexe 2: Méthode de calcul du potentiel gazigène.**

### **DONNÉES**

Potentiel Génétique (PG) est donné en kg HC/ tonne de roche

Hauteur (H) est donnée en mètre (m)

Densité (d) de la roche = 2,5 ou 2,7 tonne par mètre cube (t /m<sup>3</sup>)

Volume (V) de la roche par mètre carré de surface = (H \* m<sup>2</sup>) est donné en mètre cube (m<sup>3</sup>)

Masse (M) de la roche par mètre carré de surface = ( V\* d) est donnée en tonne (t )

### **MÉTHODE DE CALCUL**

$$\begin{aligned}
 \text{Potentiel Gazigène} = \text{HC} &= \text{PG} * \text{M} \\
 &= \text{PG} * (\text{V} * \text{d}) \\
 &= \text{PG} * (\text{H en m}^3 * \text{d})
 \end{aligned}$$