

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LE BLOC PETROLIER OFFSHORE CASAMANCE.....	2
1. Cadre géographique et géologique.....	3
1.1. Situation géographique.....	3
1.2. Cadre géologique et structural du sous bassin de Casamance	4
2. GENERALITES SUR LES SYSTEMES PETROLIERS.....	4
2.1. Les roches mères	5
2.2. La matière organique	6
2.3. Les roches réservoirs	7
2.4. Les roches couvertures	8
2.5. Les pièges géologiques	8
2.6. Le temps de maturation.....	8
3. HISTORIQUE DE RECHERCHES PETROLIERES EN CASAMANCE	8
CHAPITRE 2 : MATERIELS ET METHODES D’ETUDES.....	10
1. MATERIELS D’ETUDE	10
2. METHODES D’ETUDES.....	10
2.1. Lithostratigraphie	10
2.2. Micropaléontologique et biostratigraphique	11
2.3 Méthodologie en sismique	11
2.3.1 Le calage ou marqueur de puits.....	11
2.3.2 Le pointage.....	11
2.4. Géochimie de la matière organique : Principe et méthode de la pyrolyse Rock-Eval.....	11
2.3.2. Le COT (%).....	12
2.3.3. L’indice d’hydrogène (IH)	13
2.3.4. Le pic S2.....	13
2.3.5. Le pic S3.....	13
2.3.6. La Tmax (en degrés C).....	13
2.5. Etude pétrophysique	13
CHAPITRE 3 : STRATIGRAPHIE DU BLOC DE CASAMANCE	15
1. STRATIGRAPHIE ET MICROPALÉONTOLOGIE.....	15
1.1. Forage CM-1.....	15
1.1.1. Intervalle 635-1236 m	15
1.1.2. Intervalle 1236-1349 m.....	15
1.1.3. Intervalle 1515-1760 m.....	15
1.1.4. Intervalle 1760-1860 m.....	15

1.1.10. Intervalle de 3960 m à 4110 m	19
1.2. Forage CM.2	19
1.2.1. Intervalle 763-917m	19
1.2.2. Intervalle 917-1545 m	19
1.2.3. Intervalle 1545-1823 m	19
1.2.4. Intervalle 1823-2225 m	19
1.2.5. Intervalle 2600-2720 m	19
1.2.6. Intervalle 2720-2840 m	22
1.2.7. Intervalle 2840-3530 m	22
1.2.8. Intervalle 3530-3787 m	22
1.3. Forage CM-4	22
1.3.1. Intervalle 560-746 m	22
1.3.2. Intervalle 1143-1332 m	22
1.3.3. Intervalle 1332-1451 m	22
1.3.4. Intervalle 1451-1625 m	23
1.3.5. Intervalle 1625-1740 m	23
1.3.5. Intervalle 1740-2220 m	23
(i) Le sous intervalle 1740-2010 m	23
(ii) Le sous intervalle 2010-2220 m	23
1.3.7. Intervalle 2220-3330 m	23
1.3.8. Intervalle 3330-3756 m	23
1.3.9. Intervalle 3756-3800 m	24
1.4. Forage GLW-1	24
1.4.1. Intervalle 1203-1321 m	25
1.4.2. Intervalle 1321-1549 m	25
1.4.3. Intervalle 1549-2236 m	25
1.4.3. Intervalle 2236-2836 m	25
1.5. Forage Wlf-1	25
1.5.1. Intervalle 1554-1667 m	26
1.5.3. Intervalle 2169-2415m	26
1.6. Forage DSDP-367	25
1.6.1. Intervalle 473-636 m	25
1.6.2. Intervalle 644-701 m	25
1.6.3. Intervalle 777-834 m	25
1.6.4. Intervalle 834-901 m	25
1.6.5. Intervalle 910-1089 m	25

1.6.7. Intervalle 1089–1144 m.....	26
2. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DES SONDAGES.....	26
2.1. Le Jurassique supérieur	27
2.2. Le Néocomien	27
2.3. L’Aptien et l’Albien	27
2.4. Le Cénomaniens	27
2.5. Le Turonien	27
2.6. Le Sénonien inférieur	27
2.7. Le Campanien	27
2.8. Le Maastrichtien	28
3. MODÈLE STRATIGRAPHIQUE DU BLOC SSOP À PARTIR DE LA SISMIQUE ...	28
3.1. Le Crétacé inférieur.....	28
3.1.1. Le Néocomien.....	28
3.1.2. L’Aptien.....	31
3.1.3. L’Albien.....	31
3.2. Le Crétacé supérieur.....	31
3.2.1. Le Cénomaniens-Turonien.....	31
3.2.2. Le Sénonien inférieur.....	32
CHAPITRE 4 : CARACTÉRISATION DU SYSTÈME PÉTROLIER	33
1. LES DONNÉES GÉOCHIMIQUES.....	33
1.1. Variations du COT	33
1.1.1 Variation du COT à l’Aptien.....	33
1.1.2 Variations du COT à l’Albien	34
1.1.3 Variations du COT au Cénomaniens supérieur.....	35
1.1.4 Variations du COT du Turonien.....	35
1.1.5. Evolution du COT de l’Aptien au Turonien.....	36
1.2 Variation de l’IH	37
1.2.1. Variations de l’IH à l’Albien.....	37
1.2.2 Variations de l’IH au Cénomaniens	37
1.2.3 Variations de l’IH au Turonien.....	38
1.2.4. Evolution de l’IH de l’Albien au Turonien	39
1.3. Variations de la Tmax	39
1.3.1 Variations de la Tmax à l’Aptien	40
1.3.2 Variations de la Tmax à l’Albien	40
1.3.3. Variations de la Tmax au Cénomaniens.....	41
1.3.4. Variations de la Tmax au Turonien	42

1.3.5. Evolution de la Tmax et du COT de l'Aptien au Cénomanién-Turonien.....	43
1.4. Conclusion partielle	43
2. LES DONNEES PETROPHYSIQUES	43
2.1. Porosité et perméabilité des réservoirs	43
2.1.1. Sondage CM-1	43
2.1.2. Sondage CM-2.....	44
2.1.3. Sondage CM-4.....	44
2.1.4. Sondage GLW-1	44
2.1.5. Sondage Wlf-1	44
2.1.6. Sondage Diola-1	45
2.2. Les roches de couverture	45
2.2.1. Sondage CM-1	45
2.2.2. Sondage CM-4.....	45
2.2.3. Sondage GLW-1	45
2.2.4. Sondage Wlf-1	45
2.2.5. Sondage DI-1	46
CHAPITRE 5 : LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DU CRETACE DU BLOC OFFSHORE DE CASAMANCE	46
1. INTRODUCTION	46
2. Au Crétacé inférieur	46
3. Au Crétacé supérieur	47
CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS.....	48
BIBLIOGRAPHIE	49
ANNEXES.....	52

RESUME

Le bassin sénégal-mauritanien est devenu une province pétrolière, suite à la découverte récente de champs pétroliers et gaziers dont les plus importants se trouvent dans le Crétacé entre l'Aptien et le Maastrichtien. L'étude du Crétacé de sept (7) forages de l'offshore de la Casamance (CM-1, CM-2, CM-4, CM-8, Dla, GLW-1 et Wlf-1) et du sondage DSDP-367 du bassin océanique atlantique est menée pour caractériser les systèmes pétroliers à partir de la stratigraphie, de la sismique et de la géochimie.

Les données litho-biostratigraphiques des sondages qui ont été mises à jour et les profils sismiques ont permis de proposer un modèle stratigraphique du sous-bassin offshore de Casamance. Les données géochimiques de la pyrolyse Rock-Eval ont permis d'identifier les niveaux potentiels de roches mères (Albien, Cénomaniens et Turonien). Les données pétrophysiques ont permis d'identifier les niveaux potentiels de roches couverture (Albien, Cénomaniens, Turonien et Campanien) et de roches réservoir (Cénomaniens inférieurs/Albien et Sénoniens inférieurs) de l'offshore de Casamance. On note toutefois l'absence de données suffisantes sur les roches mères du Jurassique, du Néocomien et de l'Aptien.

Mots clés : Offshore Casamance, Crétacé, système pétrolier, roche mère, roche couverture et roche réservoir.

ABSTRACT

The Senegalese-Mauritanian basin has become an oil province, following the recent discovery of oil and gas fields, the most important of which are in the Cretaceous between the Aptian and the Maastrichtian. The Cretaceous study of seven (7) boreholes in the Casamance offshore (CM-1, CM-2, CM-4, CM-8, Dla, GLW-1 and Wlf-1) and of the DSDP-367 borehole in the Atlantic basin is being carried out to characterize petroleum systems from sedimentology, biostratigraphy, seismics and geochemistry.

The litho-biostratigraphic data from the boreholes were updated and the seismic profiles to proposing a stratigraphic model of the Casamance offshore sub-basin. The geochemical data of the pyrolysis at Rock-Eval made it possible to identify the potential levels of source rocks (Albian, Cenomanian and Turonian), of covers (Albian, Cenomanian, Turonian and Campanian) and of reservoirs (Lower Cenomanian / Albian and Senonian lower) of the Casamance offshore. However, we note the lack of sufficient data on Jurassic, Neocomian and Aptian source rocks.

Key words: Casamance offshore, Cretaceous, petroleum system, source rock, cover rock and reservoir rock.

INTRODUCTION

La demande mondiale en énergie primaire demeure en forte croissance et a peu de chance de diminuer à court terme compte tenu des besoins des pays développés. Les énergies renouvelables ne suffisent pas encore à satisfaire la demande en raison de l'ampleur et de la concentration des besoins. Ce constat explique que certains voient dans les hydrocarbures la solution aux problèmes des pays du Tiers-Monde.

La recherche pétrolière au Sénégal connaît de nos jours des succès avec les découvertes importantes dans les blocs offshore du Nord du bassin (Saint-Louis, Cayar) et celles au Sud de la presqu'île du Cap-Vert (Sangomar). Ces découvertes ont donné de l'espoir pour le bassin offshore de Casamance. La géologie du bassin offshore du Sénégal est cependant largement mal connue, surtout en Casamance.

La rédaction de ce mémoire entre dans le cadre du protocole d'entente entre PETROSEN et l'Université Manchester dans le cadre du projet NARG. C'est pourquoi en partenariat avec PETROSEN SA, le Département de Géologie de l'Université de Cheikh Anta Diop nous a confié le sujet suivant : « **Caractérisation biostratigraphique, géochimique et pétrophysique des systèmes pétroliers du Crétacé (Aptien à Maastrichtien) du bloc pétrolier offshore de Casamance (Sénégal)** ».

Pour cela, nous avons utilisé les indicateurs lithologiques, paléontologiques, et pétrophysiques.

Le travail s'organise en 5 chapitres :

- Dans le chapitre 1 nous présentons les cadres géographique et géologique de l'étude ;
- Le chapitre 2 présente les matériels et les méthodes d'études ;
- Le chapitre 3 porte sur la biostratigraphie des sondages du bloc offshore de Casamance ;
- Le chapitre 4 porte sur la caractérisation du système pétrolier du bloc ;
- Le chapitre 5 porte sur les environnements de dépôt du Crétacé ;

Le travail se termine par une conclusion générale et des recommandations.

CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LE BLOC PETROLIER OFFSHORE CASAMANCE

1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le bassin du sénégalo-mauritanien se situe entre les latitudes 10° N et 21° Nord sur près de 1400 km de long entre le Cap Barbas (Mauritanie) et le Cap Roxo (Guinée Bissau), à travers le Sénégal et la Gambie. Sa largeur maximale est de 550 km à la latitude de Dakar et celle-ci décroît jusqu'en Guinée Bissau pour disparaître en mer (figure 1).

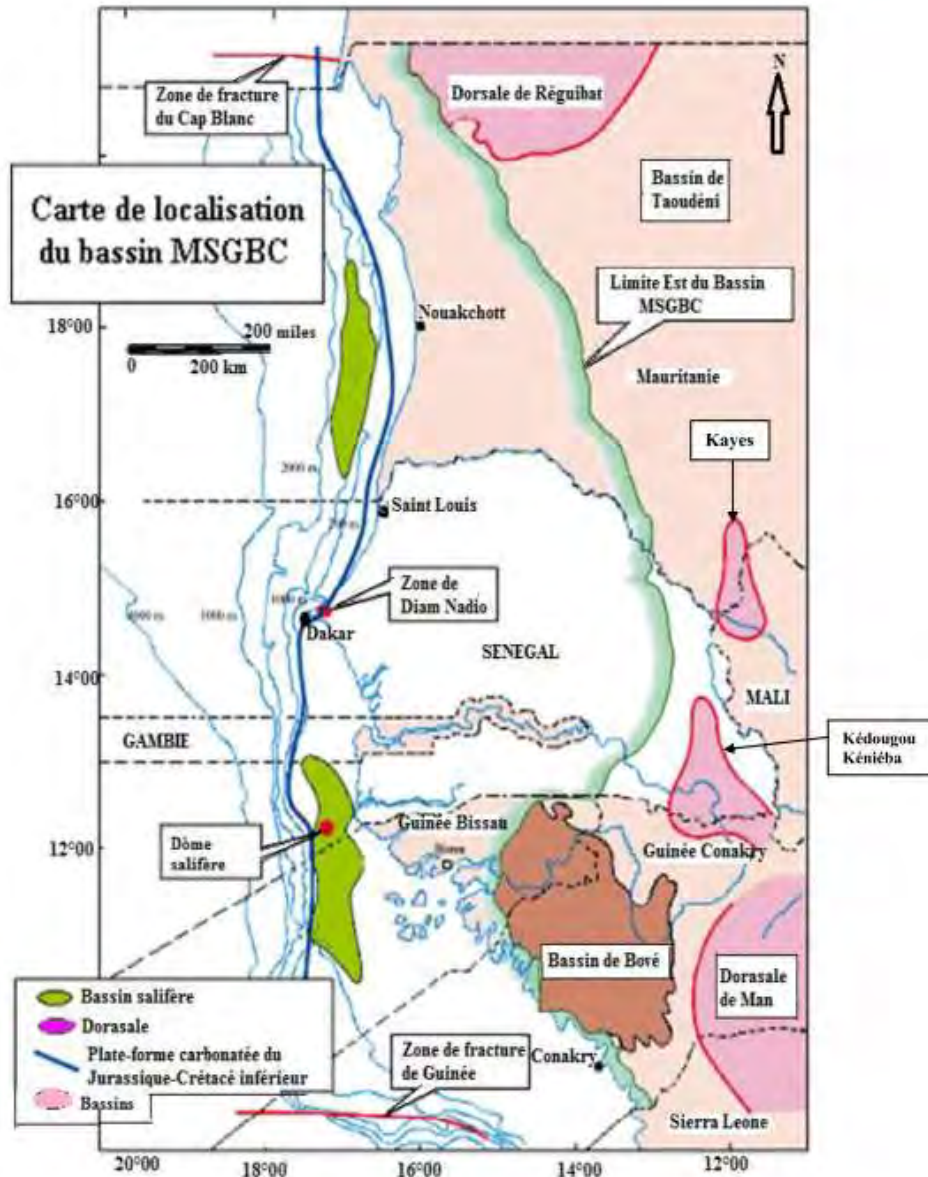


Figure 1 : Carte du bassin sénégalo-mauritano-guinéen (MGBS) avec ses sous-bassins (Atlantique Ressources Ltd, 1986)

C'est un bassin de marge passive appelée par les géologues pétroliers « Mauritanie-Sénégal-Gambie-Guinée Bissau-Guinée Conakry » (MSGBC). Il présente la forme d'un vaste monoclin à pendage ouest et se divise en 4 sous bassins : sous bassin de Nouadhibou au

Cap-Vert (Saint Louis) ; sous bassin de Dakar ; sous bassin du Cap-Vert à Banjul ; sous bassin de Banjul à la zone des fractures de Véma-Guinée.

1. Cadre géographique et géologique

1.1. Situation géographique

Le bloc pétrolier « Sénégal offshore Sud Profond » (SOSP) se situe dans le compartiment de Banjul à la zone fracturée de Véma-Guinée entre les latitudes 12 et 14° Nord les longitudes 18° et 20 Ouest. Il couvre une superficie de 7637 km². Il est limité au Nord par la Gambie, au Sud par la zone AGC, à l'Ouest par le bloc Sénégal offshore ultra Profond (OUP-Sud-1 et Sud-2) et à l'Est par le bloc « Sénégal offshore Sud shallow » (SOSS) (figure 2). La profondeur du fond marin se situe entre les isobathes 200 m et 4000 m entre le rebord du plateau continental et le bassin océanique. Ce bassin s'étend de Banjul en Gambie à la zone des fractures de Véma-Guinée. Le sous bassin s'étendant de la zone fracturée de Guinée à la zone des fractures de Saint Paul correspond au bassin de Sierra Leone-Libéria.

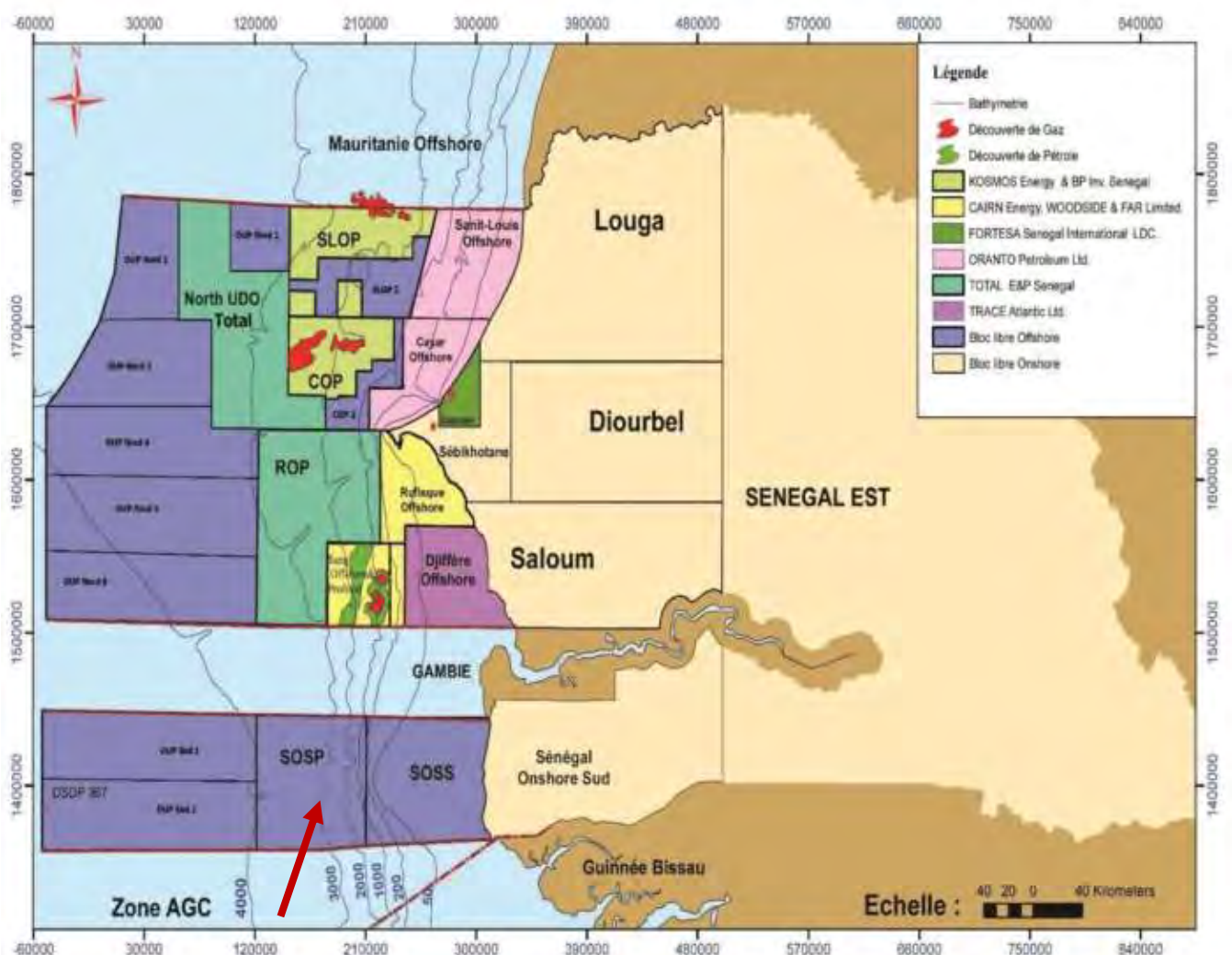


Figure 2 : Carte des blocs pétroliers du Sénégal. (itie.sn visité le 3 Mars)

1.2. Cadre géologique et structural du sous bassin de Casamance

L'histoire du sous bassin de Casamance commence avec le rifting qui a abouti à l'ouverture de l'Océan Atlantique. Le bassin est affecté par une tectonique cassante et polyphasée. Les failles sont commandées par les mouvements du socle ou par la gravité et sont à l'origine du découpage en horsts et grabens. Les déformations sont importantes à l'Ouest du bassin, au front du plateau continental (Bellion & Guiraud, 1984), notamment dans la presqu'île du Cap-Vert où existe un réseau dense de failles subméridiennes à N20°E parallèles à l'axe de la dorsale médio-océanique (Latil-Brun & Flicoteaux, 1986). Il existe aussi plusieurs failles transverses liées aux failles transformantes du rift médio-atlantique. Ces failles sont à l'origine de la formation des compartiments de Dakar au Nord et de la Casamance au Sud (Bellion, 1987). La tectonique en blocs fortement liée à l'ouverture de l'Océan Atlantique a également hérité de structures du Précambrien et du Paléozoïque qui sont encore mal connues. En Casamance Maritime, certaines des structures sont en relation avec la tectonique salifère qui a débuté au Crétacé supérieur. Les données sismiques indiquent la présence de nombreuses failles listriques typiques d'une marge passive et sont plus fréquentes au Crétacé qu'au Cénozoïque (Bellion & Guiraud, 1984). Les structures hautes mises en évidence par la géophysique et les sondages pétroliers sont liées à la tectonique salifère. Les diapirs de sels connus au large de la Casamance et de la Guinée Bissau sont le Dôme Flore, le Dôme Gea et le Dôme Iris. Les intrusions de diapirs se sont produites en cinq phases : Albien-Cénomanién, fin du Maastrichtien, fin du Paléocène, Bartonien-Priabonien et après le Miocène moyen.

2. GENERALITES SUR LES SYSTEMES PETROLIERS

L'exploration pétrolière se fonde sur un ensemble d'études scientifiques et techniques. Au Sénégal les méthodes de prospections et d'exploration ont porté jusqu'ici sur les méthodes géophysiques. Une prospection pétrolière plus complète doit intégrer plusieurs autres méthodes : la cartographie géologique de surface pour déterminer les roches et les structures tectoniques ; la stratigraphie et la paléontologie pour dater les terrains et établir leur ordre de succession chronologique ; la sédimentologie pour déterminer la nature des couches, reconstituer les milieux de dépôt et évaluer le potentiel des roches-mères et roches réservoirs ; la géochimie organique pour étudier la matière organique fossile des roches mères et l'évolution thermique des kérogènes pour évaluer leur potentiel pétrolier ; la pétrographie et la pétrophysique ; les caractéristiques physiques des réservoirs ; la géophysique pour tracer des profils sismiques et reconstituer la structure des couches géologiques profondes.

Le système pétrolier regroupe les éléments et processus géologiques permettant l'accumulation des hydrocarbures (Magoon & Dow, 1994). Biju-Duval (1999) et Perrodon (1985) définissent le système pétrolier « par la roche mère, le réservoir et la roche couverture, tout en tenant compte du facteur temps concernant l'âge de la migration des hydrocarbures et sa relation avec la formation du piège ». Gluyas & Swarbrick (2004) définissent le système pétrolier en termes de « 5 ingrédients magiques » indispensables à l'existence d'une province pétrolière : roche mère, couverture, piège, réservoir et temps de maturation (figure 3).

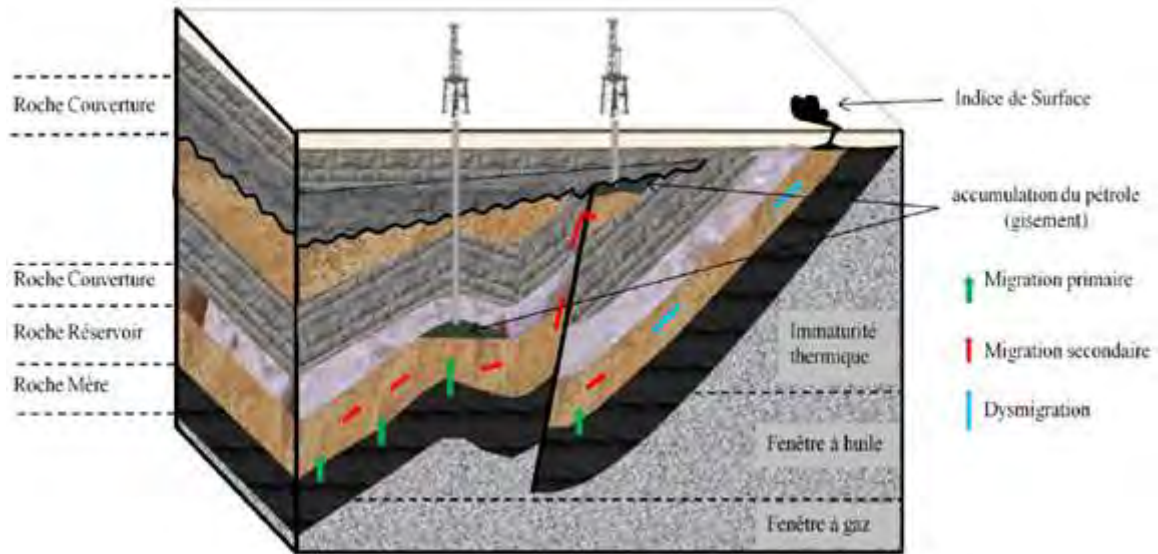


Figure 3 : Schémas simplifié d'un système pétrolier (Chadouli, 2013).

Pour caractériser chaque élément et processus d'un système pétrolier on recourt à des approches pétrographiques, géochimiques et pétrophysiques appuyées par l'interprétation sismique 2D.

2.1. Les roches mères

Ce sont des roches riches en matière organique qui ont partiellement ou totalement généré des hydrocarbures à partir du kérogène. Selon le milieu de dépôt de la matière organique on distingue différents types de kérogène : I (lacustre), II (marin) et III (continental). Le diagramme de Van Krevelen (1993) présente les types de kérogène et le milieu de dépôt (figure 4).

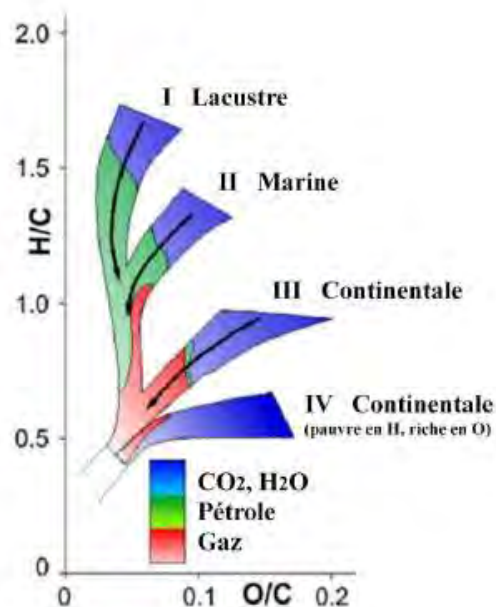


Figure 4 : Diagramme de van Krevelen et types de matière organique (van Krevelen, 1993).

Les roches mères ont une porosité et une perméabilité faibles, surtout des argiles (figure 5) et des marnes. Leur étude nécessite de bien connaître leur origine, leur évolution et leur maturité.



Figure 5 : Argile feuilletée riche en matière organique ou « black-shale ».

Les milieux marins sont à l'origine des kérogènes de type II. Ces kérogènes ont des rapports H/C peu élevés (environ 1,3) et des rapports O/C plus grands (environ 0,15) que ceux du type I. Leur structure diffère peu des kérogènes de type I : leurs chaînes hydrocarbonées linéaires sont plus courtes et ils ont plus de structures cycliques. La matière organique (MO) continentale, notamment la cellulose et la lignine des végétaux supérieurs, est à l'origine des kérogènes de type III. Ces derniers ont un rapport H/C inférieur à 1 et un rapport O/C de 0,3 à 0,4.

2.2. La matière organique

La matière organique (MO) est un constituant ubiquiste des sols, des eaux et des roches sédimentaires. Elle provient de la décomposition des organismes vivants. Seule une petite fraction (1 à 5 % au plus) des débris initiaux se retrouve dans les sédiments (Durand, 1980) avec une répartition spatiale très hétérogène. La MO sédimentaire comprend une fraction soluble dans les solvants organiques appelés bitume et une fraction insoluble appelée kérogène. Le kérogène représente la plus grande partie de la MO sédimentaire (95 % en moyenne). Les kérogènes comme le reste de la MO sont constitués de carbone, hydrogène, oxygène, azote et soufre. Au cours de la sédimentation la MO subit des transformations biologiques et chimiques aboutissant à la formation des macromolécules insolubles du kérogène.

La matière organique est composée de carbone, d'oxygène, d'hydrogène et d'azote (CHON). Dans les 1000 premiers mètres de profondeur de la croûte terrestre, la dégradation biochimique par les bactéries anaérobies soustrait l'oxygène et l'azote pour leur métabolisme. L'augmentation de température et de pression lors de l'enfouissement de la roche mère transforme les kérogènes en huiles et gaz (figure 6).

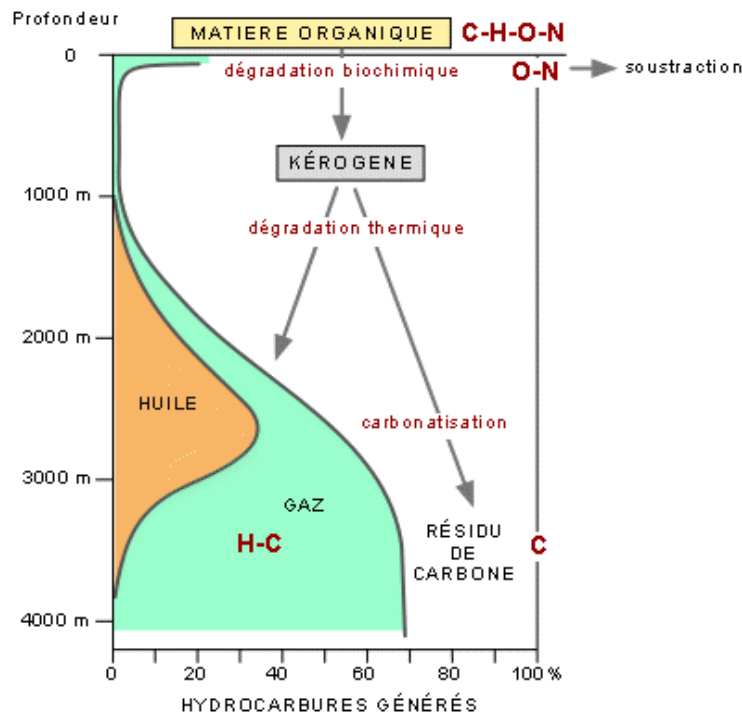


Figure 6 : Dégradation thermique du kérogène et genèse des hydrocarbures ([http://www.ggl.ulaval.ca/personnel /bourque/intro.pt/planete terre.html](http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete%20terre.html) ; visité le 15 novembre 2019).

Entre 1200 m et 1800 m les kérogènes perdent leurs composants oxygénés et azotés mais la roche mère reste immature. Entre 1800 m et 3000 m et à des températures de 60° C à 120° C, le craquage thermique conduit à la formation d'huiles et à la maturation de la matière organique. Entre 3000 m et 4000 m de profondeur la métagenèse conduit à la formation de gaz par craquage des hydrocarbures. Au-delà de 4000 m le métamorphisme détruit tous les produits issus du craquage. Les profondeurs des différentes phases de diagenèse, catagenèse et métagenèse sont très imprécises et varient avec la nature des matériaux et la vitesse d'enfouissement. Dans le bassin sénégalais le pic de génération des hydrocarbures commence entre 1500 m et 4500 m de profondeur. Au large de la Casamance on prévoit une production d'hydrocarbures à 3000 m et un pic de condensat des gaz entre 4000 et 6000 m (1st Exchange, 1999).

2.3. Les roches réservoirs

Les roches réservoirs ont une porosité et une perméabilité importante et renferment des hydrocarbures. Leur caractérisation est essentiellement pétrophysique car leurs qualités dépendent de la capacité à accumuler et laisser circuler les hydrocarbures. Bien que 60 % des réserves mondiales d'hydrocarbures se trouvent dans des réservoirs carbonatés, l'essentiel des réservoirs du bloc de Casamance offshore sont des grès. Ces grès renferment une faible proportion d'argiles qui bouchent les pores des réservoirs (Tardy, 1985). Dans ce travail la caractérisation des paramètres pétrophysiques des roches réservoirs a été faite sur l'évaluation de la porosité car les autres paramètres (perméabilité, saturation et pression capillaire) ne sont généralement pas disponibles.

Pour constituer un réservoir exploitable, une roche doit présenter les qualités suivantes : offrir aux fluides l'espace pour accueillir un volume suffisant et permettre aux fluides de circuler avec un faible taux d'irréductibilité (Asquith & Gibson 1982).

2.4. Les roches couvertures

Après leur formation les hydrocarbures migrent à travers les fissures et les pores des roches perméables. Au cours de leur migration ils rencontrent une barrière imperméable qui les empêche de continuer leur course. Cette barrière constitue la « roche-couverture » qui contraint l'accumulation des hydrocarbures dans la roche-réservoir. La couverture est une barrière naturelle qui empêche les hydrocarbures accumulés de se disperser et qui les maintient dans le réservoir. Les roches de couverture les plus répandues en Casamance offshore sont les argiles et les roches salines. Les couvertures efficaces se sont formées au Crétacé supérieur et à la limite Oligocène-Miocène (Brownfield & Charpentier, 2003).

2.5. Les pièges géologiques

Le piège se forme au moment de la première accumulation d'hydrocarbures. Il comprend l'ensemble roche réservoir/roche couverture : chenaux fluviaux, turbidites, dunes éoliennes et discordances. Le piège peut correspondre à un anticlinal, une discordance, une faille, un diapir de sel ou à d'autres combinaisons (figure 7).

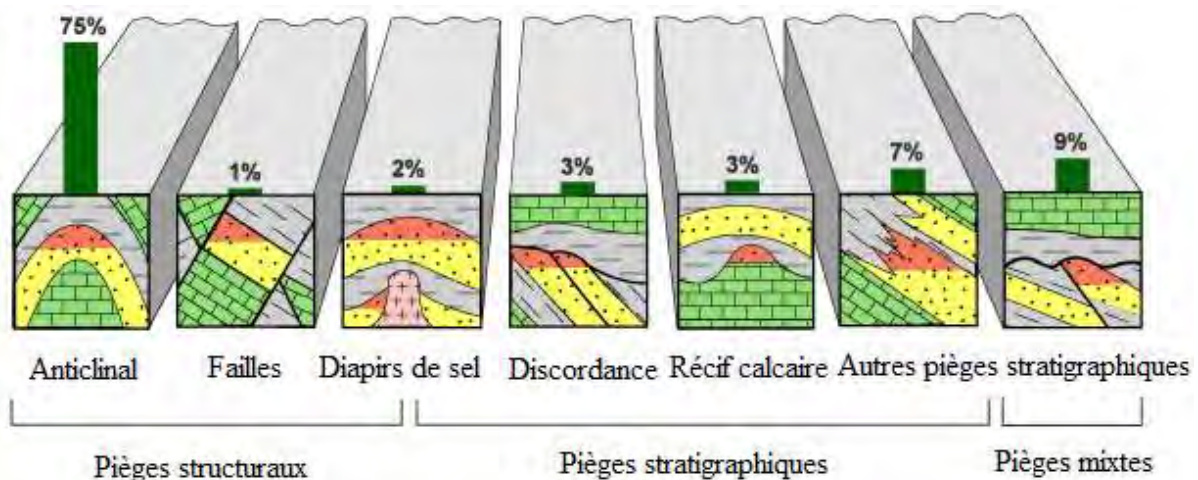


Figure 7 : Différents types de pièges d'hydrocarbures (connaissancedesenergies.org visité le 2 Novembre 2019).

2.6. Le temps de maturation

Il dépend de l'évolution du bassin et du moment de génération des hydrocarbures. La formation de piège peut être modifiée par des mouvements tectoniques, d'inclinaison ou autres qui peuvent rompre un piège antérieur.

3. HISTORIQUE DE RECHERCHES PETROLIERES EN CASAMANCE

Depuis des décennies l'étude des bassins de la marge ouest africaine intéresse les géologues particulièrement les pétroliers. Au Sénégal malgré les indices de bitume signalés dès 1917 dans l'Anse des Madeleines de Dakar, l'exploration pétrolière ne débute qu'en 1952. C'est

ainsi que dans le cadre d'une enquête sur les ressources en hydrocarbures des territoires de l'ex-A.O.F (Afrique Occidentale Française) le Bureau de Recherche Pétrolier (BRP) fit l'inventaire des possibilités éventuelles du Sénégal par la Mission de Pré-Reconnaissance Pétrolière (MPP) jusqu'en 1955. La présence d'hydrocarbures a été mise en évidence très tôt dans les bassins littoraux du Golfe de Guinée. En Casamance la découverte d'un gisement d'huile lourde dans le « Dôme Flore » a été une étape importante de la recherche pétrolière. L'exploration du bassin sénégalais s'est faite de façon inégale et s'est concentrée surtout dans l'onshore du Cap Vert (avec 8 puits en offshore). En 1963 la Société des Pétroles du Sénégal (SPS) s'intéresse à la prospection dans l'offshore du permis de Saloum Marine. Elle est suivie par la COPETAO qui obtient en 1964 le permis de Casamance Maritime d'une superficie de 10670 km² et concentre ses activités sur la prospection géophysique. En 1966 débute un programme de forage de 3 puits : Casamance Maritime-1 (CM-1), Casamance Maritime.2 (CM-2) et Casamance Maritime-3 (CM-3). En 1967 un nouveau permis est accordé à COPETAO en Casamance Maritime Ouest mais l'entreprise poursuit ses prospections sismiques jusqu'en 1968 et fore 5 puits (CM-2, CM-4, CM-5, CM-6, CM-7). Par la suite l'association entre COPETAO et Casamance Petroleum Compagny (CPC) donne naissance à la filiale Total Texas Gulf (T-TG) en 1969. Après une courte campagne en 1970 la compagnie T-TG termine le forage CM-8 commencé en 1969. Les résultats décevants après l'évaluation des indices de qualité des réservoirs du Mésozoïque ont conduit la T-TG à céder 50 % de ses droits à Shell Senrex en 1974. Cette coopération n'a cependant pas duré. Le forage Grand Large West (GLW-1) est foré en 1975 par Shell Senrex. La compagnie Chevron Overseas Petroleum obtient un bloc dans la partie la plus profonde. Elle effectue une campagne sismique sur 150 km en 1979 et 450 km en 1980. Entre 1983 et 1987, 3306 km² de lignes sismiques ont été acquises par Petro Canada. La compagnie Command effectue 556 km² de lignes sismiques. En 1991 la compagnie Unocal effectue 527 km² de lignes sismiques et fore les puits de Wolof-1 (1992) et Diola-1 (1993). La compagnie Western effectue 2671 km² de lignes sismiques après la réinterprétation de 304,2 km² de lignes sismiques 3D acquises par Roc Oil. Enfin Al-Thani signe en 2004 un contrat de recherche et de partage de production et effectue la réinterprétation de 5640 km² de lignes sismiques acquises par les compagnies Western, Command et Roc Oil.

Les découvertes récentes de pétrole et de gaz dans l'offshore profond des blocs de Sangomar, Cayar et Saint-Louis ont relancé l'intérêt pour la prospection de l'offshore de Casamance.

CHAPITRE 2 : MATERIELS ET METHODES D'ETUDES

1. MATERIELS D'ETUDE

Le matériel d'étude comprend les rapports des sondages ainsi que les rapports du bureau d'études Robertson Research International Limited (1984 et 1985a et b) mis à notre disposition par PETROSEN. Les données exploitées ont porté sur la stratigraphie, la micropaléontologie, la géochimie de la matière organique, la pétrophysique et les profils sismiques. Les puits étudiés dans l'offshore Sud sont CM-1, CM-2, CM-4, CM-8, D1a, GLW-1, W1f-1 et le sondage 367 du « Deep Sea Drilling Project (DSDP 367) » foré dans le bassin océanique du Cap Vert (figure8). Le profil sismique utilisé est obtenu en utilisant une ligne arbitraire. Lors de l'interprétation, les réflecteur pointés seront les toits des formations du :

- Le sea bed ou fond marin,
- Crétacé supérieur,
- Cénomano-Turonien,
- Albien,
- Aptien et
- Néocomien.

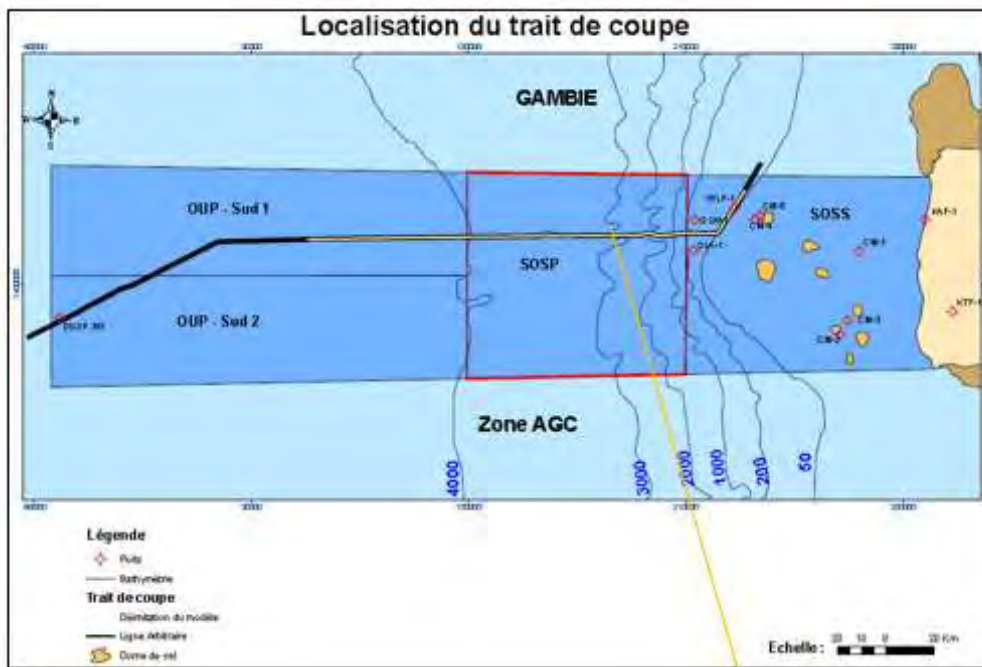


Figure 8 : Localisation des puits et de la ligne arbitraire dans l'offshore Sud Sénégal

2. METHODES D'ETUDES

2.1. Lithostratigraphie

Dans chaque puits nous avons étudié la lithologie des différents intervalles en progressant dans le sens du sondage. Les niveaux étudiés vont du Maastrichtien au Néocomien ou à l'Oxfordien.

2.2. Micropaléontologie et biostratigraphique

Les données micropaléontologiques exploitées viennent des rapports de sondages et des rapports Robertson Research International Limited (1984 et 1985). Nous avons réactualisé chaque fois que possible la nomenclature des espèces citées des différents groupes présents. Les données paléontologiques ont permis d'établir des tableaux de répartition des espèces et la biostratigraphie des sondages. L'échelle de biozonation des foraminifères planctoniques utilisée est celle de Caron (1985) pour le Crétacé.

2.3 Méthodologie en sismique

2.3.1 Le calage ou marqueur de puits

C'est une conversion de temps-profondeur. Le calage de puit détermine avec précision la position d'un horizon d'intérêt majeure. La position de ces horizons en profondeurs ont été déterminé grâce à la courbe de profondeur en fonction du temps appelé ; « Checkshot ».

2.3.2 Le pointage

Le pointage ou picking est une opération qui vise à pointer manuellement et/ou automatiquement un objet d'intérêt à l'aide de la souris. Il est généralement effectué sur une section 2D de l'image sismique. Pointé un horizon correspond simplement au suivi d'un réflecteur, marqueur d'un contraste lithologique. Les réflecteurs, qui sont une succession cohérente de traces traduisent la variation de vitesse de propagation des ondes le long d'une interface. Ainsi, lorsqu'il y a une variation de vitesse de propagation des ondes, c'est qu'il y a une différence acoustique. Celle-ci révèle donc une discontinuité qui se traduit généralement par un contraste lithologique. C'est cette variation du signal qu'on appelle un horizon et que l'on pointe.

2.4. Géochimie de la matière organique : Principe et méthode de la pyrolyse Rock-Eval

Les environnements de dépôt de la MO peuvent être caractérisés par plusieurs méthodes comme la pyrolyse Rock-Eval, l'analyse optique de palynofaciès, les biomarqueurs, l'analyse des macéraux et les concentrations d'éléments majeurs et en traces (Tyson, 1995 ; Baudin *et al.*, 2007). Dans ce travail nous avons utilisé la pyrolyse Rock-Eval mis à notre disposition. Les données et interprétations obtenues sont ensuite développées.

La méthode de la pyrolyse Rock-Eval permet de déterminer le taux de Carbone Organique Total (COT) (ou TOC = Total Organic Carbon) contenu dans une roche et donc le potentiel pétrolier ou la qualité pétrolière d'une roche. L'enregistrement des mesures de gaz libéré durant la pyrolyse sur un échantillon de roche donne la courbe d'augmentation de la température (Espitalié et al., 1985). La pyrolyse Rock-Eval (figure 9) consiste à chauffer avec un courant de gaz inerte (azote) environ 100 mg de roche broyée en poudre. On chauffe par palier, d'abord à 300°C puis à 650°C avec une augmentation de température de 25°C/mn. A 300°C les hydrocarbures libres se volatilisent, ce qui se traduit par un premier pic S1. Entre 300°C et 650°C les composés lourds (supérieurs à C40) se volatilisent et forment un second pic S2. La détection des produits libérés pendant la pyrolyse se fait par ionisation de flamme. Le troisième pic S3 est formé par la mesure du CO et du CO₂ issus du craquage du kérogène et piégé jusqu'à 390°C. L'échantillon est ensuite introduit par un passeur automatique dans un

four d'oxydation où il est chauffé de 300 à 850°C sous un courant d'air. Le CO et le CO₂ sont détectés en continu par un détecteur infrarouge et les courbes sont déconvenues pour déterminer la part de carbone organique résiduelle et celle issue du craquage thermique des carbones (Behar *et al.*, 2001).



Figure 9 : Appareil de pyrolyse Rock-Eval. (Google.com visité le 4 novembre 2019)

Le potentiel et la qualité des hydrocarbures des roches mères s'évaluent par la teneur en matière organique exprimé par la valeur du COT de l'analyse Rock Eval. Un COT inférieur à 0,5 % indique l'absence de potentiel d'une roche mère. Les autres paramètres calculés sont l'indice d'hydrogène (IH), les pic S2 et S3, la quantité de CO₂ et la température maximale de pyrolyse (Tmax).

2.3.2. Le COT (%)

La teneur en carbone organique total est la somme de la quantité de carbone pyrolysé et du carbone organique résiduel. Une roche pétrolière contient au moins 1 % COT. Nous avons adopté la définition selon laquelle les sédiments marins profonds riches en MO ont un COT supérieur à 1 % (Summerhayes, 1981 ; Tissot & Welte, 1984 ; Tyson, 1995) (Tableaux 1 et 2).

Tableau 1 : Paramètres géochimiques des kérogènes et milieu de genèse (Magoon & Dow, 1994 ; modifié).

Origine de la matière organique total	Type de kérogène	IH (mg HC/g COT)	H/C principal	Produit généré
Eaux douces et lacs	I	>600	>1.5	Huile
Marine	II	300-600	1.2-1.5	Huile
Continental et marine	II/III	200-300	1.0-1.2	Huile et gaz
Continental	III	50-200	0.7-1.0	Gaz

Tableau 2 : Teneur en carbone organique et potentiel pétrolier (Magoon & Dow, 1994).

Potentiel pétrolier	Teneur en Carbone Organique Total (COT)
Pauvre	0-0,5 %
Faible	0,5-1 %
Bon	1-2 %
Très bon	2-4 %
Excellent	> 4 %

2.3.3. L'indice d'hydrogène (IH)

Il est donné par le pic S1 et s'exprime en mgHC. g-1.COT Les valeurs IH comprises entre 200 et 550 mgHC. g-1.COT correspondent à des roches mères matures (Tableau 1).

2.3.4. Le pic S2

La quantité de produits hydrocarbonés issue du craquage du kérogène est donnée par le pic S2 : Les valeurs S2 comprises entre 6 et 20 mg indiquent un bon potentiel pétrolier de roche mère ; celles supérieures à 20 mg correspondent à un potentiel pétrolier excellent. C'est souvent le cas pour le Cénomaniens et le Turonien. En Casamance offshore la profondeur de début de génération des hydrocarbures se situe à 3000 m (1st Exchange, 1999).

2.3.5. Le pic S3

La quantité de CO₂ issue du craquage de la matière organique est donnée par le pic S3 et s'exprime en mgCO₂.g-1COT.

2.3.6. La Tmax (en degrés C)

C'est la température du pic S2 au maximum de production des hydrocarbures. Plus une matière organique a subi une température forte dans son histoire géologique et plus la Tmax est élevée. C'est un bon indicateur de maturation de matière organique et de roche mère. Au stade huile, la valeur de Tmax se situe entre 430 et 470°C (Hunt, 1995). Le stade condensat de gaz se situe entre 470°C et 535°C, celui du gaz sec est supérieur à 535°C (Tableau 3).

Tableau 3 : Maturité thermique (Petters & Cassa, 1994, modifié).

Maturité thermique		Tmax
Immature		<435
Maturité	Précoce	435-445
	Culminée	445-450
	Retardé	450-470
Post mature		>470

2.5. Etude pétrophysique

Un réservoir est une roche perméable contenant des pores et/ou des fissures où s'accumulent et circulent les fluides. La porosité (\emptyset) est une grandeur pétrophysique pour évaluer la capacité d'un milieu poreux à emmagasiner une quantité de fluide. C'est une valeur numérique définie par le rapport entre le volume de vides (V_v) et le volume total (V_t) du milieu poreux.

$$\emptyset = V_v / V_t \text{ (exprimée en \%)}$$

La porosité totale (Pt) est le rapport du volume des vides sur le volume total du milieu. Sa connaissance ne donne pas d'indication sur la dimension des espaces vides, leur distribution ou leur degré de connectivité. Elle se décompose en :

- La porosité efficace (Pe) ou porosité connectée, dynamique ou de drainage qui est le volume de vides reliés à l'extérieur. Elle correspond à la porosité permettant aux fluides de circuler ;

- La porosité occluse (Po) est celle de la plupart des milieux poreux naturels. Elle est rare et non accessible aux fluides. Elle est totalement déconnectée du réseau poreux et son importance est quasiment nulle.

Le rapport entre la porosité efficace et la porosité totale varie avec les formations géologiques (tableau 4).

Tableau 4 : Porosité totale et efficace de quelques formations sédimentaires (René. C, 1988).

Roches poreuses	Pt (%)	Pe (%)
Sable et gravier	25 à 40	15 à 25
Sable fin	30 à 35	10 à 15
Argile	40 à 50	1 à 2
Craie	10 à 40	1 à 5
Calcaire fissuré	1 à 10	10 à 50

Selon le modèle de porosité (René. C, 1988) un réservoir peut avoir une porosité faible ($\emptyset < 5\%$), médiocre ($5\% < \emptyset < 10\%$), moyenne ($10\% < \emptyset < 20\%$), bonne ($20\% < \emptyset < 30\%$) ou excellente ($\emptyset > 30\%$). La perméabilité est la capacité d'une roche à laisser passer des fluides. Ces deux paramètres ne sont pas toujours liés car une roche poreuse peut ne pas être perméable.

Les premiers travaux sur ce sujet ont été faits par Darcy (1856) qui a établi la loi suivante :

$$Q = K (P1-P2) A \mu L$$

où Q = débit ; K = perméabilité ; P1-P2 = différence de pression dans l'échantillon ; A = superficie de la section transversale ; L = longueur de l'échantillon ; μ = viscosité du fluide.

Cette équation est fondamentale en géologie des réservoirs. La perméabilité se mesure en Darcy, unité sans dimension définie comme la perméabilité permettant au fluide de s'écouler à la vitesse de 1 cm/sec pour une chute de pression de 1 atm/cm. Comme les réservoirs ont souvent une perméabilité d'environ 1/1000 Darcy, l'unité utilisée dans l'industrie pétrolière est la milli Darcy. Les perméabilités des réservoirs sont comprises entre 5 et 500 mD, parfois plus de 1 Darcy.

CHAPITRE 3 : STRATIGRAPHIE DU BLOC DE CASAMANCE

Les six puits étudiés sont CM-1, CM-2, CM-4, GLW-1, Wlf-1 et DSDP-367.

1. STRATIGRAPHIE ET MICROPALEONTOLOGIE

1.1. Forage CM-1

CM-1 a été foré par la compagnie COPETAO en 1966 avec une profondeur totale (TD) de 4110 m. Les échantillons analysés vont de 635 à 4110 m. La figure 10 donne la répartition des microfossiles dans le sondage CM-1. Les intervalles suivants avec des contenus riches et variés ont été identifiés.

1.1.1. Intervalle 635-1236 m

Il comprend trois sous-intervalles de lithologie et de microfaunes différentes.

- Le sous-intervalle 635-755 m est une alternance de sable et de grès calcaire friable. Il renferme les foraminifères planctoniques *Globotruncana* cf. *aegyptiaca*, *Rugoglobigerina rugosa* et des Hétérohélicidés. Cette association date du Maastrichtien moyen et supérieur.

- Le sous-intervalle 1043-1086 m est une alternance d'argile, de silt argileux, de grès calcaire fin et de calcaire sableux. Les foraminifères planctoniques sont *Globigerinelloides* cf. *subcarinata*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Globotruncana* cf. *subrugosa*, *Planoheterohelix globulosa*, *Guembelina* cf. *ultimatumida*. L'association date du Maastrichtien inférieur à moyen.

- Le sous-intervalle 1086-1236 m est constitué de sable ou de grès fin calcaire, parfois argileux et glauconieux avec des traces de lignite. On trouve de rares intercalations d'argile gris vert plastique et des concrétions ferrugineuses noires. L'intervalle renferme un foraminifère planctonique, *Globotruncana* cf. *rosetta* et une espèce benthique *Anomalina redmondi*. Ce niveau date du passage Campanien / Maastrichtien.

1.1.2. Intervalle 1236-1349 m

Il comprend des argiles feuilletées noires à rares passées de grès fins à ciment calcaire. Les espèces du Sénonien se poursuivent auxquelles s'ajoutent *Globigerinella* aff. *ehrenbergi*, *Globotruncana carinata primitiva*, *G. fornicata*, *Striatella striata*, *Guembelina ultimatumida*, *Lamarckina praenaheolensis* dans l'intervalle 1236 m-1515 m. Cette association planctonique date le Campanien.

1.1.3. Intervalle 1515-1760 m

C'est une alternance d'argiles gris foncé, de calcaires coquillers souvent sableux et de grès argilo-carbonaté. On trouve dans l'intervalle 1515-1755 m les foraminifères planctoniques *Globotruncana* cf. *fornicata*, *Globigerinella* aff. *ehrenbergi*, *Planoheterohelix globulosa*, *Guembelina ultimatumida*, *Pseudoguembelina costulata*. Ils permettent de dater cet intervalle du Coniacien et du Santonien (Sénonien inférieur).

1.1.4. Intervalle 1760-1860 m

Il comprend des argiles feuilletées à rares passées de calcaire et de grès fins. Les foraminifères planctoniques *Praeglobotruncana helvetica*, *Clavhedbergella* gr. *simplex*,

Whiteinella gr. *paradubia*, *Praeglobotruncana* cf. *stephani turbinata* permettent de dater l'intervalle du Turonien inférieur et moyen. 1.1.5. Intervalle 1990-2180 m

L'intervalle est constitué d'une alternance de minces couches de schistes, de silt sableux et de calcaire. La microfaune planctonique comprend *Muricohedbergella delrioensis*, *M. planispira*, *Planoheterohelix globulosa*, *P. moremani* et *Whiteinella baltica* qui date le Cénomaniens supérieur et la base du Turonien.

Les méiospores comprennent *Classopollis brasiliensis*, *Perotriletes pannuceus*, *Deltoidospora* spp., *Ephedrites* spp. Le microplancton marin comprend *Paleohystricophora infusorioides*, *Florentinia* spp. et *Cyclonephelium* spp. La présence de *Classopollis brasiliensis* dans l'intervalle 1990 m-2000 m permet de dater le Cénomaniens supérieur.

Les foraminifères planctoniques et les palynoflores datent l'intervalle du Cénomaniens supérieur.

1.1.6. Intervalle 2180-2330 m

Il est constitué de calcaires finement imbriqués, de grès calcaires et de schistes limoneux. La microfaune très rare comprend de petits Hétérohélicidés et des foraminifères benthiques souvent indéterminés : *Haplostiche texanana*, *Cuneolina* sp, *Discorbis* sp., *Haplostiche*.sp., *Thomasinella* sp. La présence du genre *Thomasinella* date le Cénomaniens moyen.

Les ostracodes sont rares avec les genres *Metacytherpton* et *Cytherella*.

L'assemblage palynologique du Cénomaniens supérieur se poursuit à laquelle s'ajoutent *Afropollis jardinus*, *Elaterococolpites castelani* et *Elaterosporites klaszii* à 2270 m. Les Calcisphaerulidés sont représentés par des Pithonelles. Le Cénomaniens inférieur est marqué par la présence d'*Afropollis jardinus* et *Elaterosporites klaszii*.

Les indications fournies par les foraminifères benthiques et les microflores permettent de placer l'intervalle dans le Cénomaniens inférieur et moyen.

1.1.7. Intervalle 2330-3110 m

Il comprend des calcaires et des grès intercalés de schistes argileux. En dessous de 2390 m la présence du foraminifère benthique *Cribratina texana* indique la présence de l'Albien.

L'intervalle 2860-3110 m renferme les ostracodes indéterminés *Metacytheropteron*, *Schuleridea*, *Cytherella* connus de l'Albien à l'Aptien (Apostolescu, 1963).

Les palynoflores du Cénomaniens dominées par *Afropollis jardinus* sont associées à *Elaterosporites verrucatus* (2330 m) et *Elaterosporites protensus* (2390 m) qui date au moins de l'Albien supérieur.

Les foraminifères benthiques et les palynoflores permettent de dater l'intervalle de l'Albien supérieur.

1.1.8. Intervalle 3110-3805 m

Il est constitué de calcaires intercalés de schistes limoneux dépourvus de foraminifères. Les ostracodes sont diversifiés avec *Metacytheropteron*, *Schuleridea*, *Cytherella*, *Eocytheropteron*, *Centrocythere*, *Schuleridea* et *Pontocyprilla*. Ces taxons sont connus dans l'Albien et l'Aptien (Apostolescu, 1963).

Les méiospores comprennent *Afropollis jardinus*, *Perotriletes pannuceus*, *Classopollis* spp., *Elaterosporites* spp. Le microplancton marin comprend *Xiphophoridium alatum*, *Trichodinium castaneum*, *Subtilisphaera perlucida*, *Florentinia* spp., *Oligosphaeridium* sp. L'association microfloristique date au moins l'Albien moyen.

1.1.9. Intervalle 3805-3960 m

Il comprend des calcaires à minces niveaux d'anhydrite, des grès calcaires et des schistes limoneux. Les rares ostracodes (3805 m-3880 m) des genres *Pontocyprilla* et *Centrocythere* datent l'intervalle Albien-Aptien.

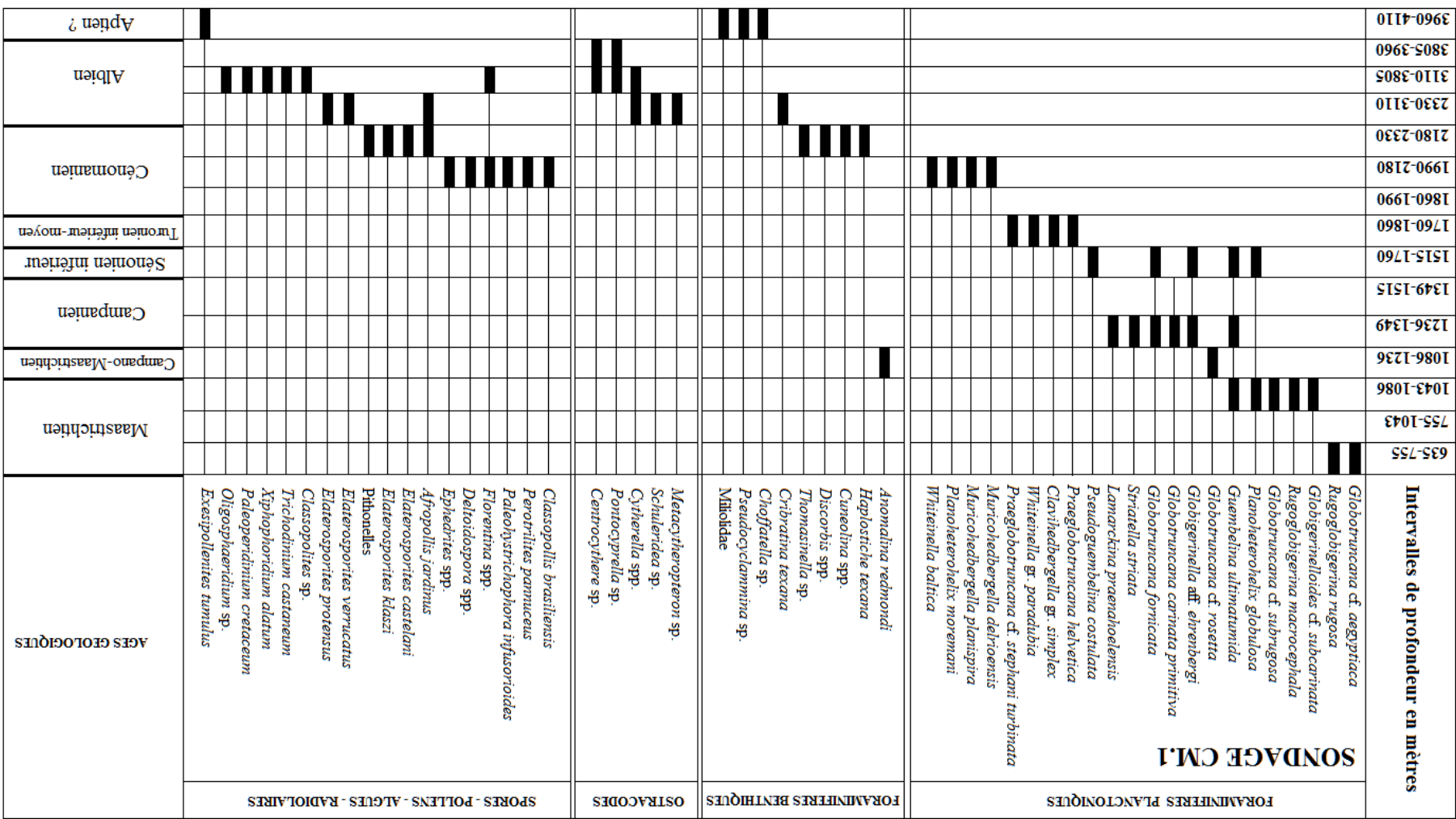


Figure 10 : Répartition verticale des microfossiles par ordre d'apparition dans le sens du sondage et biostratigraphie du sondage CM-1.

1.1.10. Intervalle de 3960 m à 4110 m

L'intervalle comprend des calcaires fins sableux et des grès calcaires alternant avec des schistes limoneux. La microfaune rare comprend des Choffatelles, Pseudocyclamines, Miliolidés et grands foraminifères arénacés (4031-4060 m).

A la base (4082 m-4110 m) des restes d'ammonites dont l'identité n'est pas précisée dans le rapport de sondage sont rapportés à l'Aptien inférieur.

La présence du pollen *Exesipollenites tumulus* à 3960 m date l'Albien inférieur/Cénomaniens. Aucune donnée micropaléontologique ne permet de dater cet intervalle rapporté à l'Aptien.

1.2. Forage CM.2

CM-2 a été foré par la compagnie COPETAO en 1967 et s'est arrêté à 3788 m de profondeur. La figure 11 donne la répartition verticale des microfossiles du sondage CM-2 identifiés dans les intervalles suivants.

1.2.1. Intervalle 763-917m

Il comprend des sables ocre roux limonitisés, calcaires ou argilo-dolomitiques. Il renferme des coquilles de mollusques, des débris d'échinodermes et de bryozoaires. La microfaune et la microflore sont absentes. Cet intervalle est rapporté au Maastrichtien supérieur.

1.2.2. Intervalle 917-1545 m

C'est une alternance à dominante argilo-gréseuse renfermant des foraminifères benthiques arénacés et de rares planctoniques (*Hedbergella*, *Guembelina*, *Praeglobotruncana*) surtout vers la base. Les coquilles de mollusques sont fréquentes.

L'intervalle est rapporté au Maastrichtien inférieur.

1.2.3. Intervalle 1545-1823 m

Il est argileux et comprend trois sous-intervalles :

(i) Le sous intervalle 1545-1655 m comprend des argiles feuilletées silteuses et ligneuses à foraminifères planctoniques et benthiques fréquents entre 1545 et 1823m.

(ii) Le sous intervalle 1545-1655m comprend des argiles riches en foraminifères planctoniques qui n'ont pas été déterminés.

(iii) Le sous-intervalle 1670-1823 m est constitué d'argiles feuilletées à glauconie, débris de lignite (1750 à 1780 m), de minces passées de grès gris clair glauconieux et de gravelles ferrugineux. Les foraminifères planctoniques et benthiques sont indéterminés.

Aucune donnée micropaléontologique ne permet de dater l'intervalle qui est rapporté au Campanien.

1.2.4. Intervalle 1823-2225 m

Entre 1823 m et 2001 m on trouve des argiles grises feuilletées silto-sableuses et ligneuses. Les foraminifères planctoniques sont rares (*Globotruncana*) et les benthiques dominés par des espèces arénacées sont indéterminés.

Les débris de mollusques sont abondants. Le niveau 2136 m a livré des algues mélobésiées.

1.2.5. Intervalle 2600-2720 m

Il est dominé par des mudstones schisteux à limonite, des sables très fins, brun jaunâtre foncés à calcaires. Entre 2622 et 2690 m les shales à minces bancs de grès et de carbonates renferment les espèces planctoniques *Muricohedbergella delrioensis*, *M. planispira*, *Globigerinelloides escheri* datés du Cénomaniens inférieur. La présence de l'espèce benthique

Discorbis aff. *turonicus* (2700-2710 m) indique un âge ne dépassant pas le Cénomanién supérieur. On trouve aussi des pollens de *Classopollis* spp.

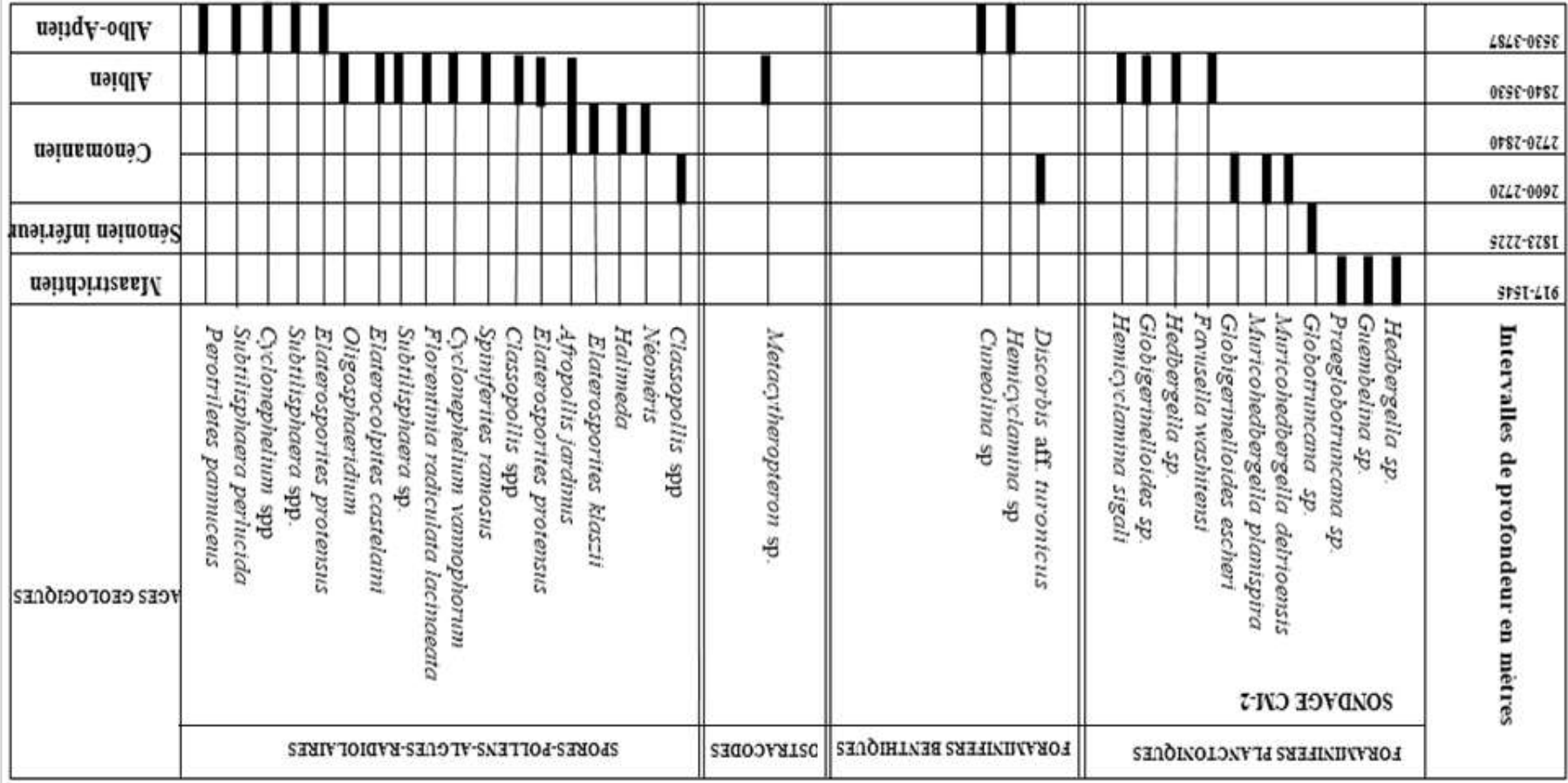


Figure 11 : Répartition verticale des microfossiles par ordre d'apparition dans le sens du sondage et biostratigraphie du sondage CM-2.

1.2.6. Intervalle 2720-2840 m

Il comprend des calcaires intercalés parfois de shales et de grès fins. Les rares foraminifères planctoniques des schistes argileux de la base n'ont pas été déterminés.

Le microplancton marin et les méiospores terrestres (*Neomeris*, *Halimeda*) augmentent à partir de 2720 m. L'apparition d'*Elaterosporites klaszii* à 2720 m et celle d'*Afropollis jardinus* à 2780 m suggère un âge ne dépassant pas le Cénomaniens inférieur.

1.2.7. Intervalle 2840-3530 m

Entre 2840 m et 3070 m on trouve des calcaires argileux ou limoneux à niveaux de schistes argileux gris orange, brun clair, brun jaunâtre foncé. A 3418 m on trouve des grès subarkosiques à grains fins. Le toit de l'Albien est fixé à 2840 m avec l'apparition de *Favusella washitensis* et *Hedbergella* et *Globigerinelloides* de grande taille. La présence de *Cribratina texana* (3260-3270 m) et *Hemicyclamina sigali* (3300-3310 m) permet de dater l'Albien supérieur.

Entre 3300 m et 3330 m, on trouve de rares ostracodes du genre *Metacytheropteron* sp. connu entre l'Albien et l'Aptien.

Les méiospores sont dominés par *Afropollis jardinus*, *Elaterosporites protensus* et *Classopollis* spp. Le microplancton marin comprend *Spiniferites ramosus*, *Cyclonephelium vannophorum*, *Florentinia radiculata lacinaeata* et *Subtilisphaera* sp. *Elaterocolpites castelaini* apparaît à 3260 m et *Oligosphaeridium* prolifère à 3380 m. La présence d'*Elaterosporites protensus* à partir de 2910 m confirme l'âge Albien supérieur de l'intervalle.

1.2.8. Intervalle 3530-3787 m

L'intervalle est constitué de calcaires alternant parfois avec des mudstones, des schistes et des grès. Entre 3743 et 3787 m on trouve une alternance de siltites grises argilo-calcaires, de marnes silteuses grises et de calcaire argileux gris-blanc micritique parfois ferrugineux à la base. Les rares foraminifères benthiques renferment des taxons de longue durée comme *Hemicyclamina* sp. et *Cuneolina* sp.

Le microplancton marin rare au sommet, comprend à partir de 3620 m *Subtilisphaera* spp. et *Cyclonephelium* spp. Les méiospores sont identiques à ceux de l'intervalle précédent. *Subtilisphaera perlucida* et *Perotriletes pannuceus* connus à 3530 m datent l'Albien moyen.

1.3. Forage CM-4

CM-4 a été foré par la compagnie COPETAO en 1968 et s'est arrêté à 4238 m. La figure 12 donne la répartition des microfossiles dans le sondage CM-4 avec plusieurs intervalles identifiés dont la description est la suivante :

1.3.1. Intervalle 560-746 m

Il renferme des calcaires sableux tendres et glauconieux à granules ferrugineux et débris phosphatés. La macrofaune comprend des bryozoaires, lamellibranches et gastéropodes. La microfaune est absente et l'intervalle est rapporté au Maastrichtien.

1.3.2. Intervalle 1143-1332 m

L'intervalle renferme des siltites (58 %) intercalées d'argiles (22 %) et de grès (20 %). Les marqueurs paléontologiques sont absents mais l'intervalle est rapporté au Campanien.

1.3.3. Intervalle 1332-1451 m

C'est une alternance d'argile grise, de calcaire sparitique souvent lumachellique à débris de mollusques. Les argiles renferment des Algues et des foraminifères planctoniques (*Hedbergella*, *Guembelina*) indéterminés au niveau du genre. La présence de

Thomasinella punica du Cénomanién supérieur associée à des espèces du Sénonien suggère un remaniement et une discordance comme celle du puits GLW-1. L'intervalle est rapporté au Campanien inférieur.

1.3.4. Intervalle 1451–1625 m

Il comprend une alternance de grès et de schistes dépourvue de microfaune. Cet intervalle est rapporté au Sénonien inférieur.

1.3.5. Intervalle 1625-1740 m

On trouve des argiles avec des couches de silstones et de calcaires limoneux dépourvus de microfaunes. Cet intervalle est rapporté au Turonien.

1.3.5. Intervalle 1740-2220 m

Il est dominé par des calcaires et dolomites à intercalations de schistes devenant plus sableux au sommet. Ce niveau dépourvu de fossile est rapporté au Cénomanién.

(i) Le sous intervalle 1740-2010 m

Il est constitué de calcaires non fossilifères rapportés au Cénomanién supérieur à moyen.

(ii) Le sous intervalle 2010-2220 m

Il est dominé par des grès intercalés de calcaires et de schistes limoneux souvent dépourvus de microfaunes. L'intervalle 2030-2170 m renferme les foraminifères planctoniques *Muricohedbergella delrioensis*, *M. planispira* et *Heterohelix* spp. de l'Albien à la base du Cénomanién. Les crinoïdes et bivalves sont fréquents dans les horizons carbonatés.

Les méiospores *Galeacorna clacis*, *G. causea*, *Senegalosporites petrobrasi*, *Gnetaceapollentites diversus* et *Classopollis* spp. datent du Cénomanién. On trouve aussi *Araucariacites australis*, *Deltoidospora* spp *Ephedriptes* spp. et *Proteacidites* spp. Les dinokystes abondants comprennent *Dinopterygium cladoides*, *Subtilisphaera cheit*, *Spiniferites remosus*, *Florentinia* spp.

1.3.7. Intervalle 2220-3330 m

Il comprend des calcaires intercalés de grès, de siltites et de schistes. La présence du foraminifère planctonique *Favusella washitensis* dans l'intervalle 2500-2730 m date l'Aptien au Cénomanién. Le toit de l'Albien est fixé dans l'intervalle 2220-2230 m avec l'apparition des espèces agglutinées *Cribratina texana* et *Hemicyclamina sigali*.

Les ostracodes du genre *Metacytheropteron* (3180-3188 m) datent l'Aptien et l'Albien.

Les méiospores *Elaterosporites protensus* (2280-2290 m) et *Elaterosporites verrucatus* (2350-2360 m) datent l'Albien supérieur. Les taxons *Callialasporites dampieri* et *Peroletes* sp. se rencontrent à 3190-3200 m. Les pollens *Afropollis jardinus*, *Gnetaceapollenites diverus*, *Classopollis* spp., *Deltoidospora* spp. et *Ephedriptes* spp. sont fréquents.

1.3.8. Intervalle 3330-3756 m

Il comprend des calcaires argilo-sableux, parfois argileux, noir brunâtre, gris brunâtre, à pyrite et dolomie. On trouve de minces niveaux de grès, de silts argileux et de schistes. La macrofaune est rare sauf à 3779 m où on trouve une lumachelle à mollusques et échinodermes. Les Textularines et des Miliolines sont présents entre 3494 m et 3580 m. Les Orbitolines connues dans l'intervalle 3591-754m datent de l'Albien moyen.

L'apparition de *Subtilisphaera perlucida* entre 3350 m et 3360 m date au moins l'Albien moyen. Les méiospores *Afropollis jardinus*, *Araucariacites australis*, *Callialasporites dampieri*, *Classopollis* spp. et *Ephedriptes* spp. sont connus jusqu'à l'Albien supérieur. Les dinokystes sont dominés par *Subtilisphaera perlucida* et *Subtilisphaera* spp. et associés à *Trichodinium castaneum*, *Spiniferites ramosus*, *Cribrorperidium edwardsi*, *Olidosphaeridium*, *Canningia* spp. On trouve des algues entre 3767 m et 4238 m.

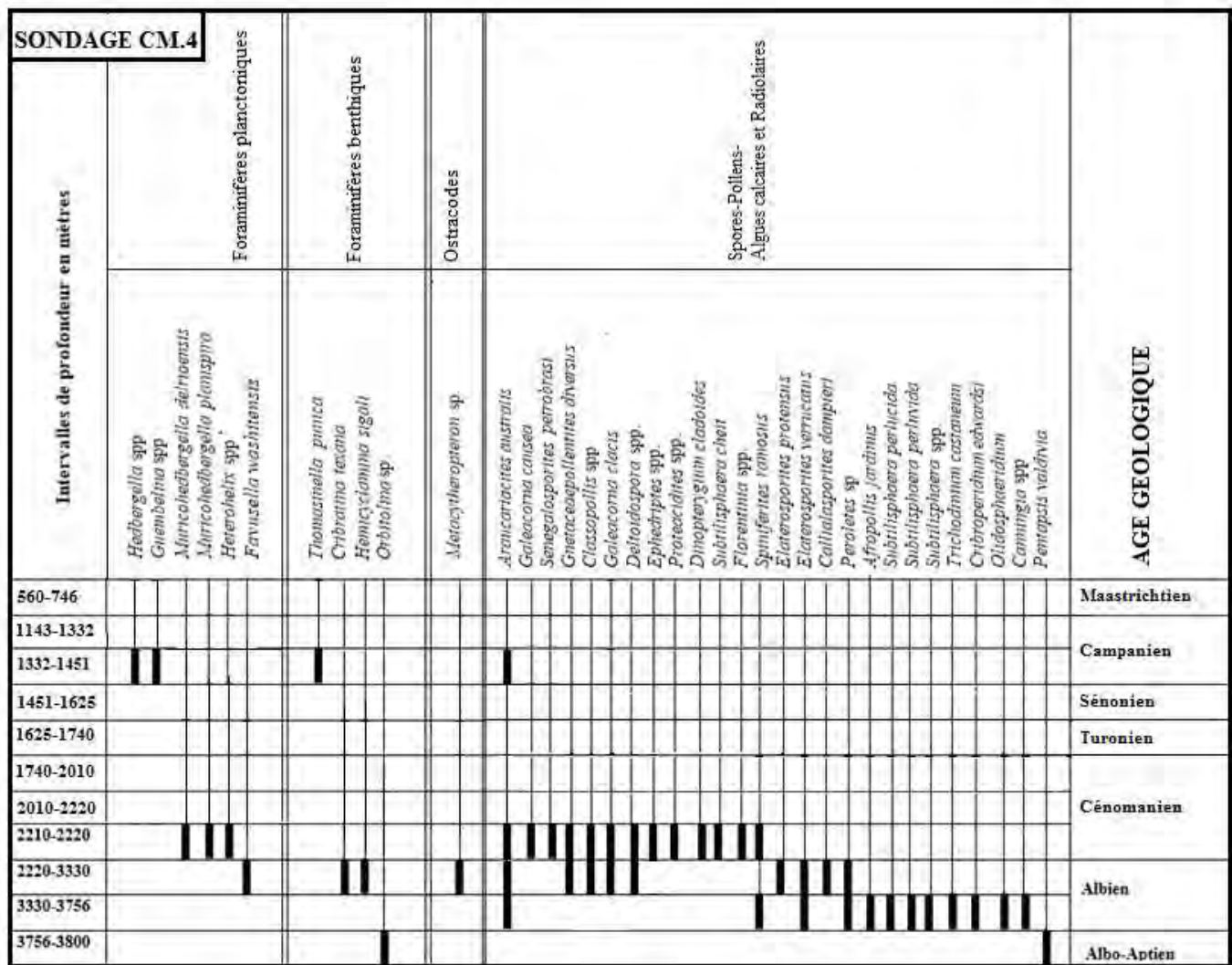


Figure 12: Répartition verticale des microfossiles par ordre d'apparition dans le sens du sondage et biostratigraphie du sondage CM-4

1.3.9. Intervalle 3756-3800 m

C'est une alternance de calcaire, schistes limoneux et d'anhydrite. Les calcaires sont des mudstones et wackstones gris clair, gris brunâtre à noir, sableux ou gréseux, parfois argileux et ou à anhydrite. La présence d'anhydrite sous 3756 m suggère un âge Aptien. On trouve les Miliolines (*Orbitolina* sp.) et les Textularines de l'intervalle précédent.

Les microflores *Pentapsis valdivia* (3750-3760 m) datent l'Albien à l'Aptien terminal. Les dinokystes sont dominés par le genre *Subtilisphaera*. Les méiospores sont identiques à ceux de l'Albien. L'intervalle est dans l'ensemble daté de l'Albien à l'Aptien.

1.4. Forage GLW-1

GLW-1 a été foré par la compagnie SHELL SENREX en 1975 et sa profondeur finale est de 2832 m. La figure 13 donne la répartition des microfossiles dans les différents intervalles suivants à partir de 1203 m de profondeur .

1.4.1. Intervalle 1203-1321 m

Ce sont des argiles riches en foraminifères planctoniques indéterminés jusqu'à 1321 m. Au-dessous de 1321 m on trouve les espèces benthiques *Gavelinella pachysuturalis*, *Praebulimina exigua robusta* et *Siphonogenerinodes bramletti* datées du Campanien.

1.4.2. Intervalle 1321-1549 m

Ce sont des argiles à rares foraminifères benthiques avec *Afrobolivina afra* jusqu'à 1549 m. L'intervalle date le Campanien.

1.4.3. Intervalle 1549-2236 m

Il comprend des argiles et des calcaires intercalés de grès et de siltites dépourvus de microfaune. L'intervalle est rapporté au Cénomaniens, ce qui met en évidence une discordance du Campanien. Il y a donc une lacune du Turonien au Sénonien inférieur.

1.4.3. Intervalle 2236-2836 m

Il est dominé par des calcaires parfois à anhydrite riches en fossiles : éponges, lamellibranches, gastropodes, échinodermes, foraminifères, radiolaires, algues calcaires. L'espèce de foraminifère planctonique *Favusella washitensis* domine en dessous de 2800 m date l'Aptien au Cénomaniens. L'espèce de foraminifère benthique arénacée *Haplostiche texana* date l'Albien.

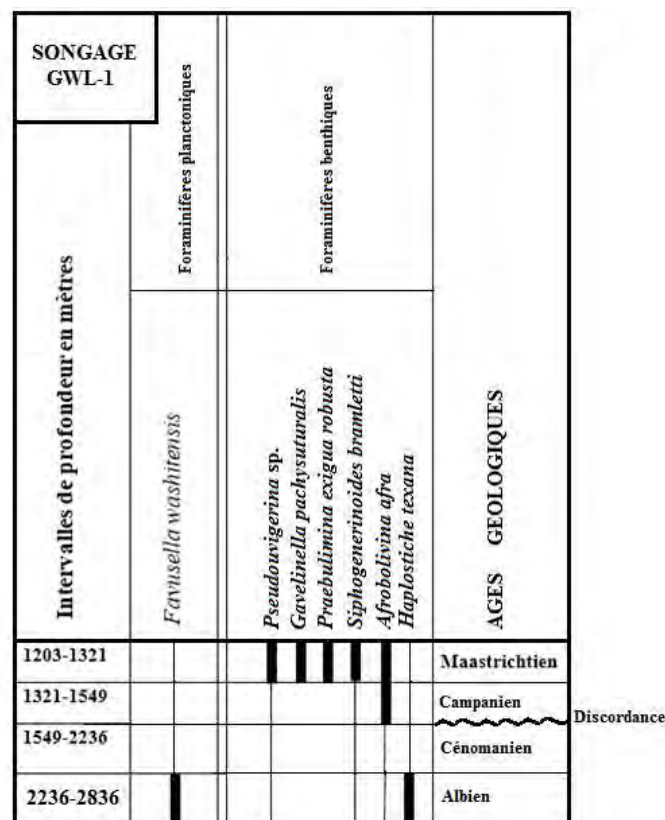


Figure 13 : Répartition verticale des foraminifères par ordre d'apparition et biostratigraphie du sondage GLW-1.

1.5. Forage Wlf-1

Wlf-1 a été foré par la compagnie UNOCAL en 1992 et sa profondeur finale est de 4763m. La figure 14 donne la répartition des foraminifères du sondage Wlf-1 au niveau des différents intervalles identifiés du haut vers le bas

1.5.1. Intervalle 1554-1667 m

Il comprend des argiles grises sombres et brunes, bitumineuses, parfois à lignite. Les foraminifères planctoniques *Favusella washitensis* et *Praeglobotruncana helvetica* associés à l'espèce benthique *Thomassinella punica* permettent de dater le Turonien.

1.5.2. Intervalle 1667-2169 m

Aucune donnée lithologique et paléontologique n'a été fournie sur cet intervalle.

1.5.3. Intervalle 2169-2415m

Des calcaires épais dominant dans l'intervalle 2200-2400 m rapporté au Cénomaniens. Au-dessus on trouve une alternance de grès et de calcaires faiblement schisteux.

Les foraminifères planctoniques *Favusella washitensis* sont associés à l'espèce benthique. *Thomassinella punica*. L'intervalle date de l'Albien au Cénomaniens inférieur.

SONDAGE Wf-1		Foraminifères planctoniques	AGES GEOLOGIQUES
Intervalles de profondeur en mètres			
	1554-1667	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> </div>	<i>Favusella washitensis</i> <i>Praeglobotruncana helvetica</i> <i>Thomassinella punica.</i>
1667-2169	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> </div>	???	Données absentes
2169-2415	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> <div style="border: 1px solid black; width: 10px; height: 10px;"></div> </div>		Cénomaniens

Figure 14 : Répartition verticale des foraminifères par ordre d'apparition et biostratigraphie du sondage Wf-1.

1.6. Forage DSDP-367

DSDP-367 a été foré par la compagnie GLOBAL MARIN CORPORATION en 1975 et sa profondeur finale est de 1153 m. La figure 15 donne la répartition des microfossiles dans le sondage DSDP-367 du haut vers le bas. Aucune donnée n'a été disponible pour les intervalles 636-644 m, 701-777 m et 901-910 m.

1.6.1. Intervalle 473-636 m

Il est constitué d'argile limoneuse brune rougeâtre à bleu-grisâtre légèrement bioturbée. Les foraminifères planctoniques *Muricohedbergella planispira*, *Hedbergella infracretacea*, *Clavihedbergella* cf. *amabilis* suggèrent un âge allant de l'Aptien à la base du Coniacien.

Le nannofossile calcaire *Tetralithus obscurus* de l'intervalle 540 m-549 m date du Santonien. L'intervalle est rapporté au Sénonien inférieur.

1.6.2. Intervalle 644-701 m

Il renferme des schistes noirs à lits et nodules calcaires. Les foraminifères planctoniques *Mucohedbergella delrioensis*, *Hedbergella trochoidea*, *H. infracretacea*, *Clavihedbergella amabilis*, *Hedbergella globigerinelloides*, *Globigerinelloides caseyi*, *Guembelitra harrisi*, *Planoheterohelix moremani*, *Schackoina cenomana* et *Whiteinella brittonensis* rencontrés dans l'intervalle 644 m-720 m datent de l'Albien au Turonien.

Les nanofossiles calcaires *Broinsonia matalosa*, *Tetralithus obscurus*, *Eiffelithus turriseiffeli*, *Eprolithus floralis*, *Corollithion signum* et *Chiastozygus amphipons* caractérisent l'Albien supérieur et la base du Turonien.

1.6.3. Intervalle 777-834 m

Il comprend des schistes noirs à foraminifères planctoniques. Les espèces *Ticinella primula*, *Clavihedbergella amabilis*, *C. simplex*, *Hedbergella simplicissima*, *Hedbergella infracretacea*, *Muricohedbergella delrioensis* et *M. planispira* datent l'intervalle Albien au Turonien.

1.6.4. Intervalle 834-901 m

Il comprend des argiles marron rougeâtre foncé intercalées de calcaires gris. Les foraminifères planctoniques *Gorbachikella* aff. *kugleri*, *Gubkinella graysonensis*, *Hedbergella infracretacea*, *H. globigerinelloides* indiquent la présence de l'Aptien.

Les coccolites *Parhabdolithus angustus* et *Lithastrinus floralis* caractérisent l'Aptien supérieur et l'Albien. Le radiolaire *Thanaria elegantissima* date aussi de l'Aptien à l'Albien.

1.6.5. Intervalle 910-1089 m

C'est une alternance de calcaire gris clair et de marne noir olive. La microfaune mal conservée renferme l'espèce de foraminifère benthique *Praedorothia praehauteriviana* date de l'Hauterivien.

Le toit du Barrémien est fixé à l'abondance de *Nannoconus colomii*. La base du Barrémien est datée par l'apparition de *Diadorhombus rectus* et la dernière présence de *Crucellipsis cuvillieri*, espèce connue jusqu'au Berriasien inférieur (Thierstein, 1971). La base du Berriasien est fixée à l'apparition de *Lithraphidites carniolensis*, *Nannoconus colomii* et *Crucellipsis cuvillieri*. L'intervalle 910 m-1089 m est daté du Néocomien (Berriasien au Barrémien).

1.6.7. Intervalle 1089–1144 m

Il comprend des calcaires argileux rougeâtres à nannofossiles calcaires. La base du sondage (1144 m à 1153 m) est constituée de basaltes de la croûte océanique. Le radiolaire *Sphaerostylus lanceola* est connu au Berriasien. Les espèces *Sethocapsa cetia* et *Strachyostraca* de la zone à *Sethocapsa trachyostraca* vont jusqu'au Jurassique supérieur. L'intervalle 1144-1075 m date du Kimméridgien et celui de 1018-1075 m du Tithonien (Jurassique supérieur).

SONDAGE DSDP-367							
Intervalle de profondeur en mètres	SONDAGE DSDP-367		Foraminifères planctoniques		Foraminifères benthiques		ETAGES GEOLOGIQUES
	<i>Muricohedbergella planispira</i> <i>Hedbergella infractata</i> <i>Hedbergella cf. amabilis</i> <i>Muricohedbergella delrioensis</i> <i>Hedbergella trochoides</i> <i>Clavohedbergella amabilis</i> <i>Hedbergella globigerinelloides</i> <i>Globigerinelloides caseyi</i> <i>Gumbelittina harrisi</i> <i>Planoheterohelix moremani</i> <i>Schackothiacenonata</i> <i>Whittonella brittanensis</i> <i>Trochella primula</i> <i>Clavohedbergella amabilis</i> <i>Clavohedbergella simplex</i> <i>Clavohedbergella simplicissima</i> <i>Gorbachikella aff. kugleri</i> <i>Gubbinsella gracilensis</i>						
	SONDAGE DSDP-367		<i>Textularina</i> sp.		<i>Praedonothia praehaeteriviana</i>		
					<i>Tetralithus obacutus</i> <i>Braconia matulosa</i> <i>Eufelithus turrisseiffeli</i> <i>Sporolithus floralis</i> <i>Carollithion signum</i> <i>Chirostygia amphipora</i> <i>Parahedolithus angulatus</i> <i>Lithocarpus floralis</i> <i>Thonaria elegantissima</i> <i>Nonacornis colvoti</i> <i>Diadorhombis rectus</i> <i>Criocleptis civillieri</i> <i>Lithophidites carniolensis</i>		
473-636	██	██					SENONIEN INFÉRIEUR
636-644							???
644-701	██	██	██	██	██	██	CENOMANIEN
701-777							???
777-834	██	██	██	██			ALBIEN
834-901 ?	██	██			██	██	APTIEN
901-910							???
910-1089				██			NEOCOMIEN
1039-1153							???

Figure 15 : Répartition verticale des microfossiles par ordre d'apparition dans le sens du sondage et biostratigraphie du sondage DSDP-367.

2. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DES SONDAGES

La sédimentation au Crétacé est variée avec deux tendances majeures : une sédimentation calcaire au Crétacé inférieur et une sédimentation détritique au Crétacé supérieur. Ces

variations sont en rapport avec les fluctuations eustatiques de la période. Plusieurs horizons potentiels de roches mères, de réservoirs et de couverture se sont formés dans la période.

2.1. Le Jurassique supérieur

Il a été recoupé uniquement par le sondage DSDP 367 où il comprend des calcaires argileux rougeâtres riches en nannofossiles calcaires. Ils reposent sur les basaltes de la croûte océanique. Les calcaires sont datés du Kimméridgien au Portlandien par les radiolaires et les nannofossiles.

2.2. Le Néocomien

Il a été recoupé par les puits DSDP 367 et Wlf-1 sous une alternance de calcaires et de marnes grisâtres à cherts.

2.3. L'Aptien et l'Albien

Ils ont été recoupés par les puits de CM-1, CM-2, CM-4 et DSDP 367. Les puits GLW-17 et Wlf-1 ont recoupé une partie de l'Albien. L'Aptien et l'Albien sont dominés par des calcaires parfois dolomitiques plus ou moins argileux ou sableux avec de rares passées de silts et de marnes. Les intercalations de bancs de grès dépassent parfois 50 m. Dans le sondage 367 les dépôts passent à des argiles et à des schistes.

2.4. Le Cénomaniien

Il a été recoupé par les sondages CM-1, CM-2, CM-4, GLW-1 et Wlf-1. Le toit du Cénomaniien est absent à GLW-1. Il est dominé par des calcaires à bancs de grès à fines intercalations de siltites et d'argiles. On trouve de rares glauconie, pyrite, rares débris phosphatés et des coquilles recristallisées à CM-2.

2.5. Le Turonien

Il a été recoupé par les puits Wlf-1, CM-1, CM-2, CM-4 où il est dominé par des argiles bitumineuses à lignite et intercalations fines de bancs de grès. Les argiles sont gris sombre ou brunes et sont silteuses à Dla-1 et Wlf-1 où elles renferment de rares bancs de grès fins.

2.6. Le Sénonien inférieur

Il est reconnu à Wlf-1, CM-1, CM-2, CM-4 mais il est absent à GLW-1. Il est constitué d'argiles à rares et minces bancs de grès, de silt et de calcaire. On trouve des passées de glauconie et des inclusions ferrugineuses abondantes.

2.7. Le Campanien

Il est connu dans les sondages Dla-1, Wlf, CM-1, CM-2, GLW-1. La lithologie est dominée par des argiles calcaires sparitiques sableuses, d'abondants granules ferrugineux et de la glauconie.

2.8. Le Maastrichtien

Il est connu dans les sondages CM-1, CM-2, CM-4, GLW-1, Wlf-1. Il est dominé par une alternance de calcaire sableux à mince lits d'argile et de silt, des grès à passées de calcaire argileux gris et dolomitique. On trouve des granules ferrugineux et de la glauconie abondants à CM-2. Les sondages CM-1 et CM-4 renferment exceptionnellement des granules de phosphate.

3. MODELE STRATIGRAPHIQUE DU BLOC SSOP A PARTIR DE LA SISMIQUE

Les figures 16 à 18 montrent un profil sismique du bassin offshore de Casamance à partir des lignes sismiques 8001-48, 5599 et 9251. Ce profil traverse les puits DSDP-367 et Wlf.1. Le modèle a été choisi pour obtenir une meilleure résolution de l'image et limiter l'extrapolation.

3.1. Le Crétacé inférieur

3.1.1. Le Néocomien

Il comprend des calcaires alternant avec des marnes à cherts et des dépôts détritiques d'épaisseur assez constante (910 m à DSDP-367, le puits Wlf.1 n'ayant pas entièrement traversé le Néocomien) (Figure 17). Dans le bassin océanique on note un enrichissement en matière organique à la base du puits DSDP-367 qui indique donc des roches mères potentielles. Le profil sismique montre dans sa partie supérieure un réflecteur continu à stratifications distinctes et de amplitudes fortes correspondant à un calcaire. Les amplitudes de réflexion décroissent à la base, probablement en raison de la présence d'argile.

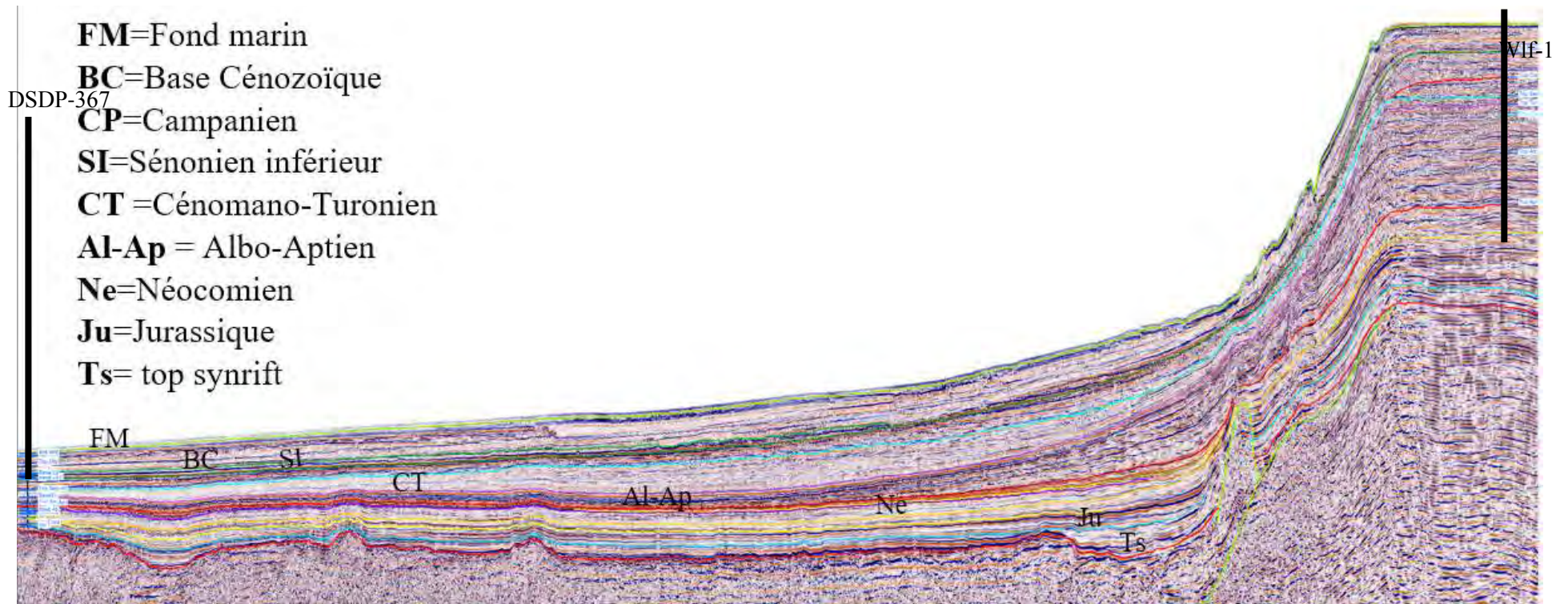


Figure 16 : Profil sismique Ouest-Est de la ligne arbitraire de l'offshore de Casamance.

Ouest

Est

wlf-1

TWT (s)

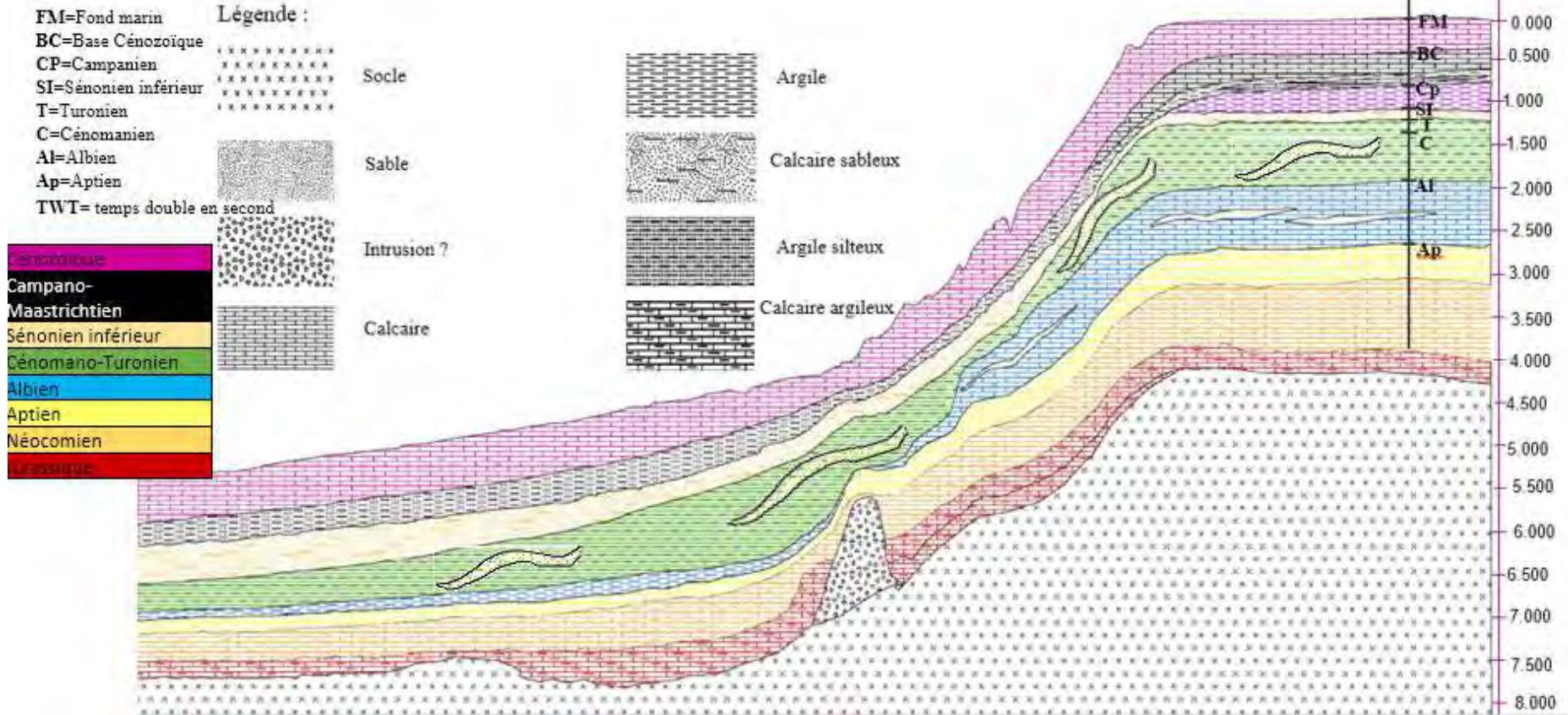


Figure 17 : Modèle litho-stratigraphique du bloc SSOP

3.1.2. L'Aptien

La sédimentation est semblable à celle du Néocomien. L'épaisseur des sédiments diminue d'Est en Ouest (Figure 17). Le faciès sismique est transparent avec des réflecteurs d'amplitude et de continuité faibles. Ces réflecteurs se terminent souvent en *onlaps* (Figure 18) sur une surface érosive en formant d'excellents pièges à hydrocarbure au rebord de la pente continentale.

3.1.3. L'Albien

Il comprend des faciès calcaires à l'Est et des calcaires à intercalations de bancs de sable et d'argiles à l'Ouest (Figure 17). La puissance des dépôts diminue d'Est en Ouest et une érosion semble se produire sur la rupture du talus. Cette variation de faciès fait de l'Albien un niveau à la fois intéressant comme roche réservoir à l'Est et comme roche mère à l'Ouest. Le faciès sismique est constitué de réflecteurs continus de forte amplitude bien litée. Par endroit et surtout sur la pente et vers le plateau les faciès sont chaotiques et les amplitudes sont variables et souvent fortes. Nous interpréterons cette configuration d'extension limitée, comme un indicateur d'une sédimentation hétérogène et grossière fréquemment liée au remplissage de chenaux (Figure 18). Ces chenaux surtout visibles sur les lignes 3103 ; 9251 et 3094 sont des réservoirs potentiels d'hydrocarbures.

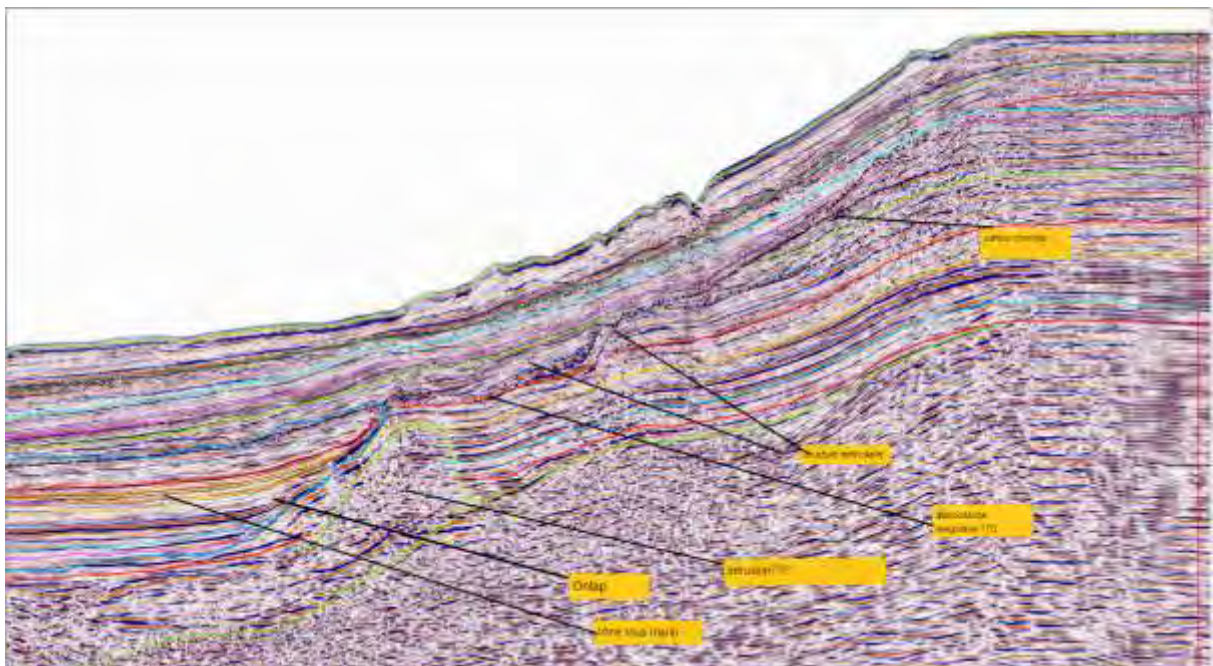


Figure 18 : Profil sismique montrant les structures géologiques

3.2. Le Crétacé supérieur

3.2.1. Le Cénomanien-Turonien

Il est constitué d'argile silteux très riche en matière organique (Figure 17) avec des faciès sableux qui en font d'excellentes roches mères potentielles. Dans ce profil sismique cette séquence est caractérisée par une grande continuité latérale avec une érosion au niveau du talus qui peut expliquer son amincissement. Les réflecteurs sont généralement

continus avec de fortes amplitudes (Figure 18). La partie supérieure de la séquence au niveau du talus continental est marquée par des réflecteur discontinus voir chaotiques et est considéré comme un niveau du Turonien. Cette configuration semble liée au caractère schisto-argileux du Turonien condensé au maximum de la transgression.

3.2.2. Le Sénonien inférieur

Il est constitué par des calcaires sableux (Figure 17) dont l'épaisseur augmente d'Ouest en Est. Les profils sismiques montrent qu'il est constitué de réflecteurs discontinus où alternent des amplitudes faibles et fortes, avec par endroits des réflecteurs continus. A l'exception du front de talus continental on trouve des structures plus ou moins lenticulaires et de faibles extensions avec des réflecteurs chaotiques (Figure 18). Ces lentilles sont interprétées comme d'anciens chenaux pouvant constituer des réservoirs potentiels.

3.2.3. Le Sénonien supérieur

Le Campanien et le Maastrichtien sont connus seulement sur la plateforme (puits Wlf-1). Le Campanien y est constitué de calcaire argileux et le Maastrichtien de calcaire sableux au sommet et de siltites et d'argiles à la base (Figure 17). Dans le bassin océanique (puits DSDP-367), ces étages sont indifférenciés et constitués de matériel détritique fin. Ces sédiments n'ont pas pu être datés dans le sondage DSDP 367 faute de marqueurs biostratigraphiques. Les épaisseurs du Sénonien inférieur sont plus importantes vers l'Ouest. L'état des connaissances sur le potentiel pétrolier du Campano-Maastrichtien reste encore limité.

CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DU SYSTEME PETROLIER

1. LES DONNEES GEOCHIMIQUES

Les données géochimiques du bloc de offshore profond proviennent des rapports d'Atlantic Ressources Ltd (1986) et First Exchange (1999) (tableaux 3 à 9). Elles sont présentées sous forme de cartes réalisées avec le logiciel Geosoft (Tableaux I à VI, annexe D). Nous avons complété avec les données des sondages CM.3 et CM.8 présents dans le secteur étudié.

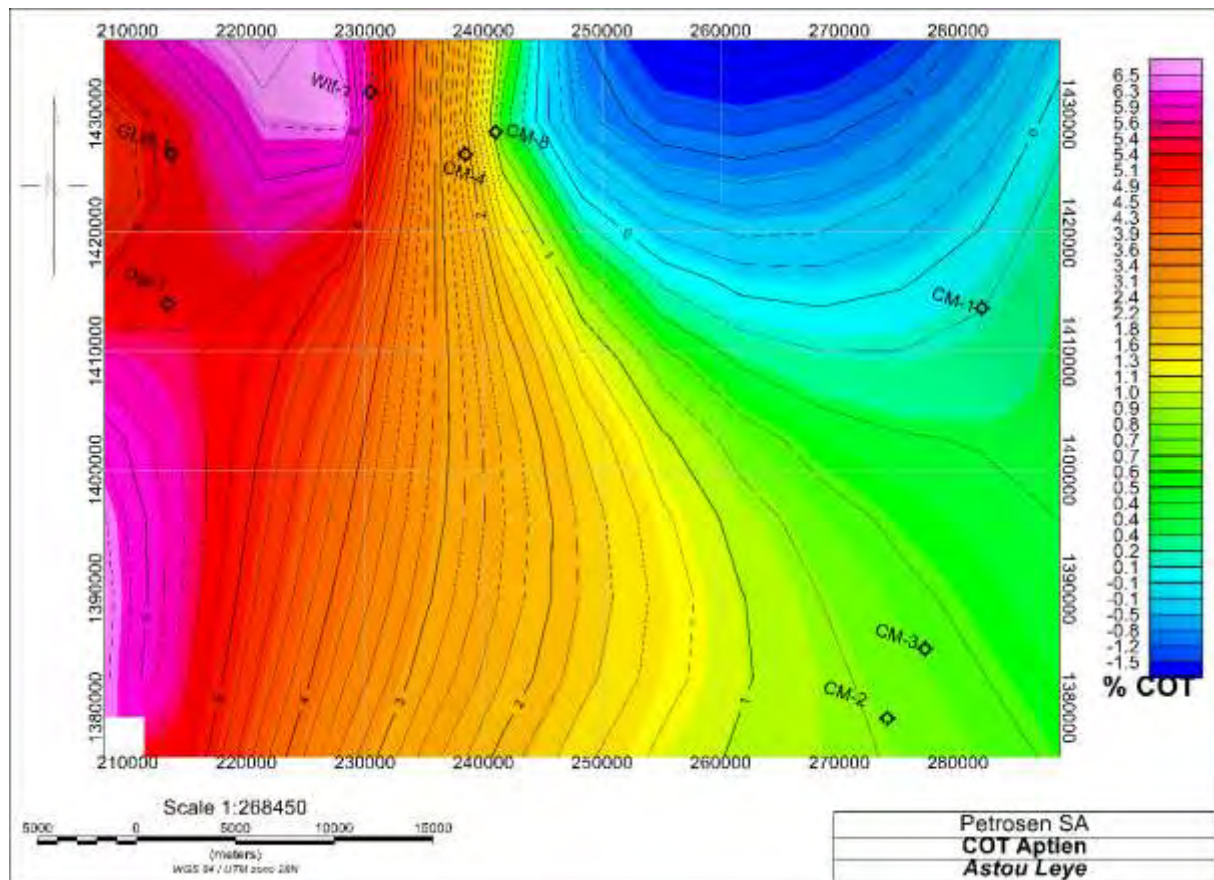
1.1. Variations du COT

Les cartes de variation du COT sont établies à partir des rapports d'Atlantic Ressources Ltd (1986) et First Exchange (1999). Le rapport Roc Oil (2001) nous a seulement permis de comparer et vérifier la fiabilité des cartes. Les données insuffisantes sur le COT du Sénonien et du Néocomien expliquent leur absence dans cette étude.

1.1.1 Variation du COT à l'Aptien

La figure 19 donne les variations du COT dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8, Wif-1.

1.1.1.



Les valeurs de COT à l'Aptien oscillent entre 0 et 6,5 %, cette dernière valeur correspondant aux plus fortes teneurs enregistrées. Cela indique que l'Aptien renferme des roches mères à

potentiel pétrolier pauvre à très bon. La distribution de COT à l'Aptien est comparable à celle de l'Albien avec un enrichissement en COT 4 à 5 fois supérieur au Nord-Ouest et au Sud-Ouest

1.1.2 Variations du COT à l'Albien

La figure 20 donne les variations du COT à CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8, Wif-1.

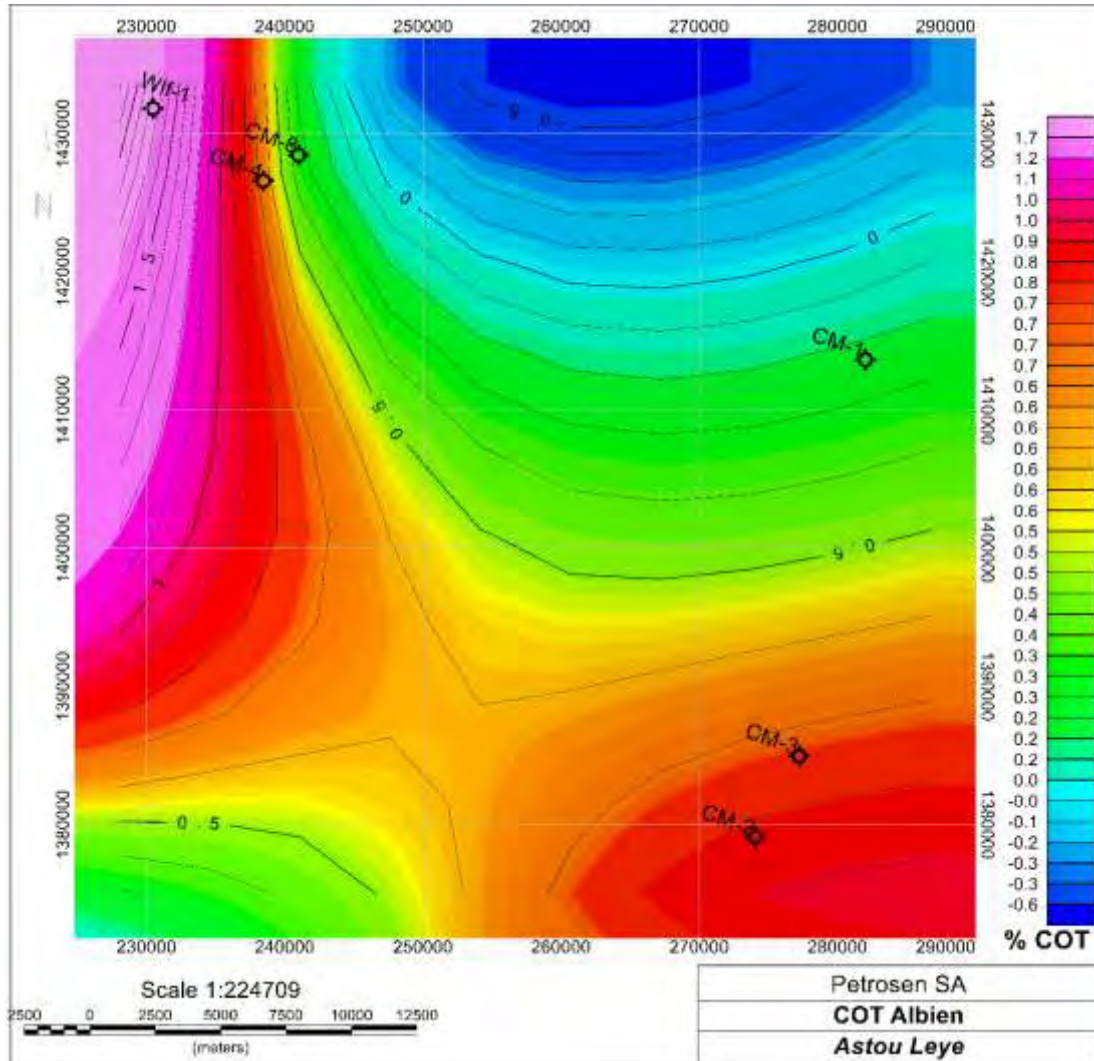


Figure 20 : Distribution du COT des roches mères de l'Albien

Les teneurs en COT varient entre 0 et 1,7% et caractérisent des roches d'un faible à bon potentiel pétrolier. Les plus fortes teneurs se trouvent au Nord-Ouest dans la plateforme à intermédiaire (200 et 500m de profondeur). La répartition du COT montre qu'on peut trouver de bonnes roches mères au Nord-Ouest en direction du bassin profond.

1.1.3 Variations du COT au Cénomaniens supérieur

La figure 21 donne les variations du COT à CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8, Wif-1.

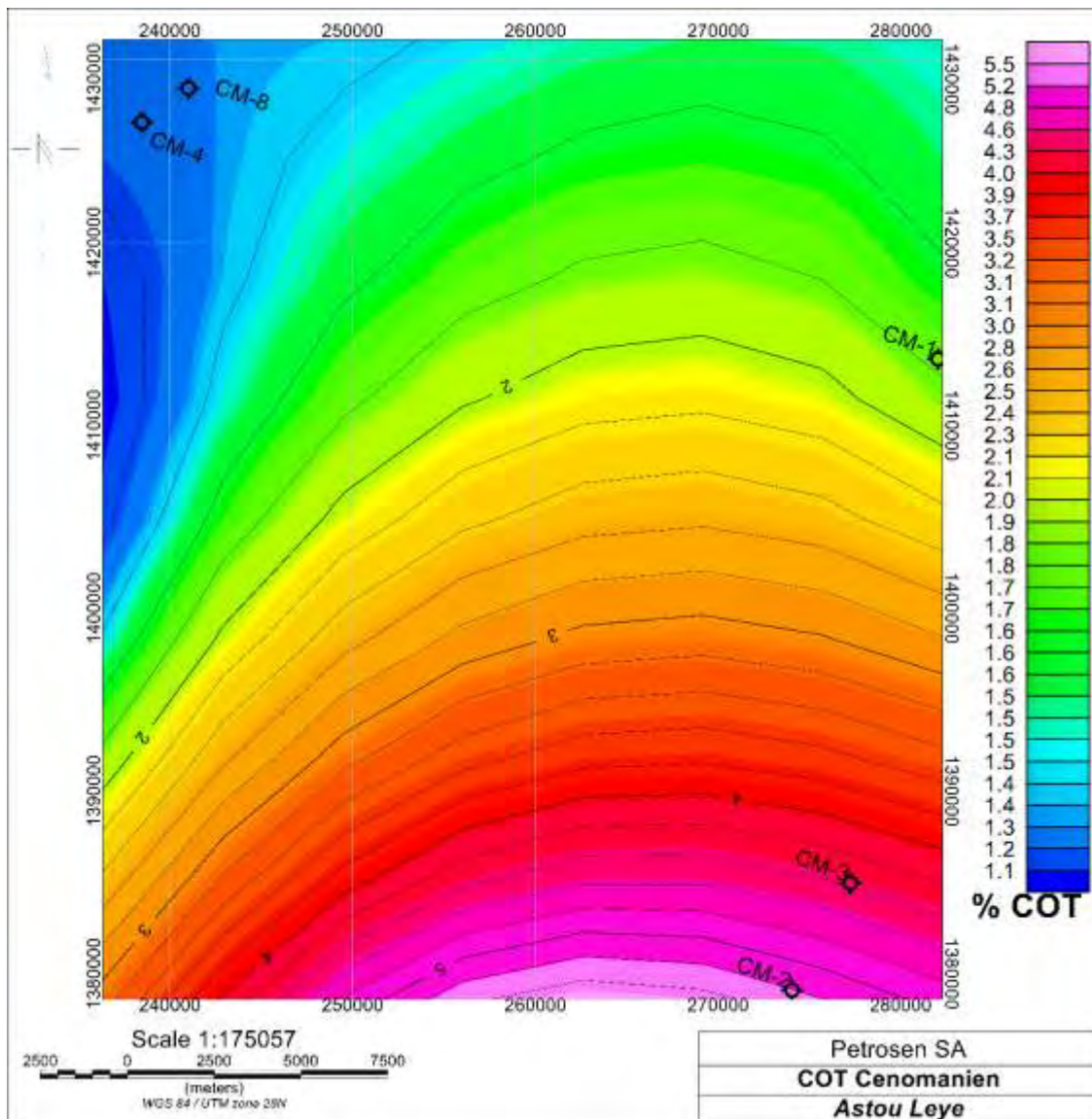


Figure 21 : Distribution du COT des roches mères du Cénomaniens supérieur.

Les argilites gris sombres à blanchâtres du Cénomaniens ont un COT compris entre 1.1 et 5,5 % en poids. Ces valeurs caractérisent des roches mères potentielles dont la teneur en matière organique est très bonne à excellente. La répartition du COT dans la zone est comparable à celle du Turonien. Au Cénomaniens la distribution du COT met en évidence la présence roches mères de très bonne qualité.

1.1.4 Variations du COT du Turonien

La figure 22 donne la carte des variations du COT dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8 et Wif-1.

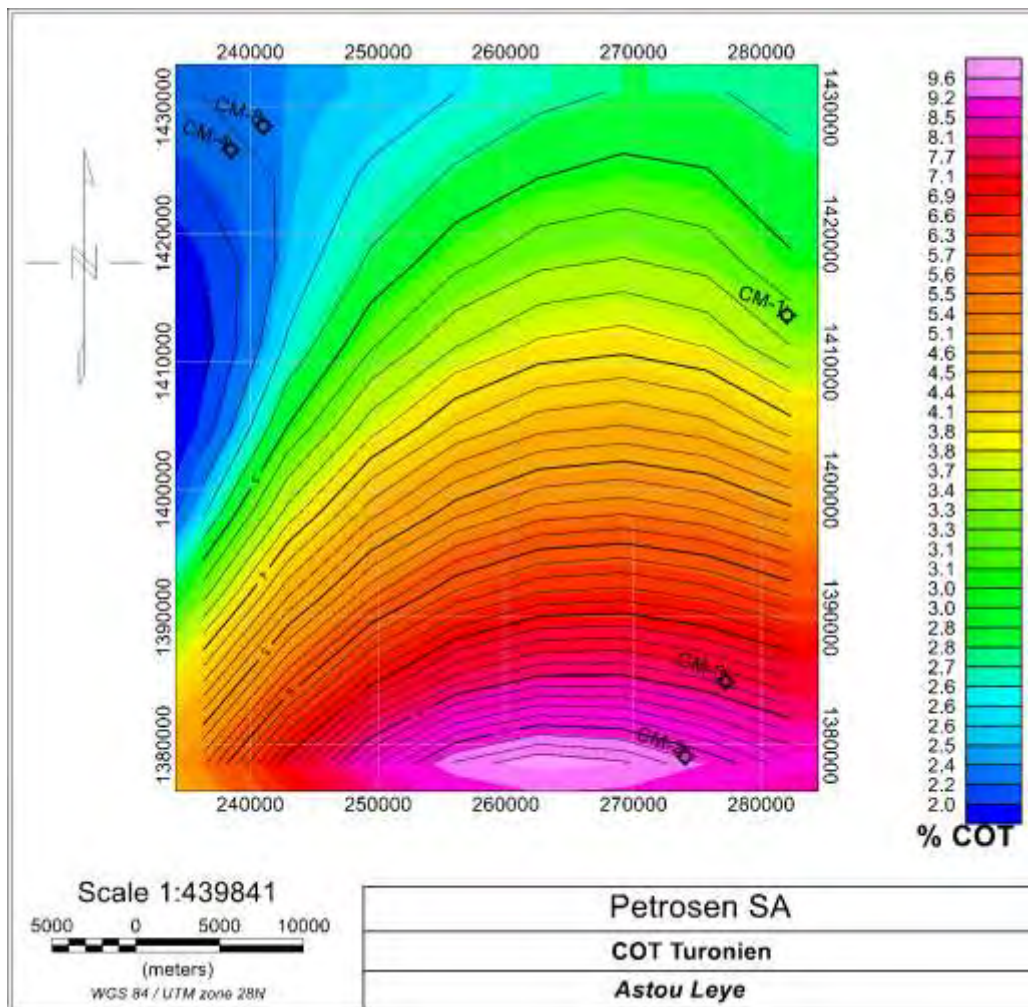


Figure 22 : Distribution du COT des roches mères du Turonien.

La teneur en COT dans les argiles du Turonien varie entre 2 et 9,5 % en poids du sédiment. Cette teneur augmente progressivement du Nord-Ouest au Sud-Est. Au regard de ces valeurs de COT on peut dire que le Turonien présente d'excellentes qualités de roches mères

1.1.5. Evolution du COT de l'Aptien au Turonien

De l'Aptien au Cénomaniens les valeurs moyennes de COT sur la plateforme (CM-2 et GLW-1) sont comprises entre 5 et 10 %, parfois plus dans le domaine océanique (20 % : DSDP-367). Les valeurs sont inférieures à 1 % vers le sondage CM-1. La maturation est plus élevée au Sud du secteur (CM.2 et CM.3). Du Cénomaniens supérieur au Turonien le COT est supérieur à 10 % en domaine océanique.

1.2 Variation de l'IH

Les cartes de variation du COT ont été établis à partir des rapports Atlantic Ressources Ltd (1986) et First Exchange (1999). Les données insuffisantes sur l'IH pour le Sénonien, le Néocomien et l'Aptien expliquent leur absence dans cette étude.

1.2.1. Variations de l'IH à l'Albien

La figure 23 donne la carte des variations de l'IH dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8, Wif-1. Les valeurs de l'IH oscillent entre 72,7 et 612,5 mg HC/g COT et caractérisent des roches mères de type II et III.

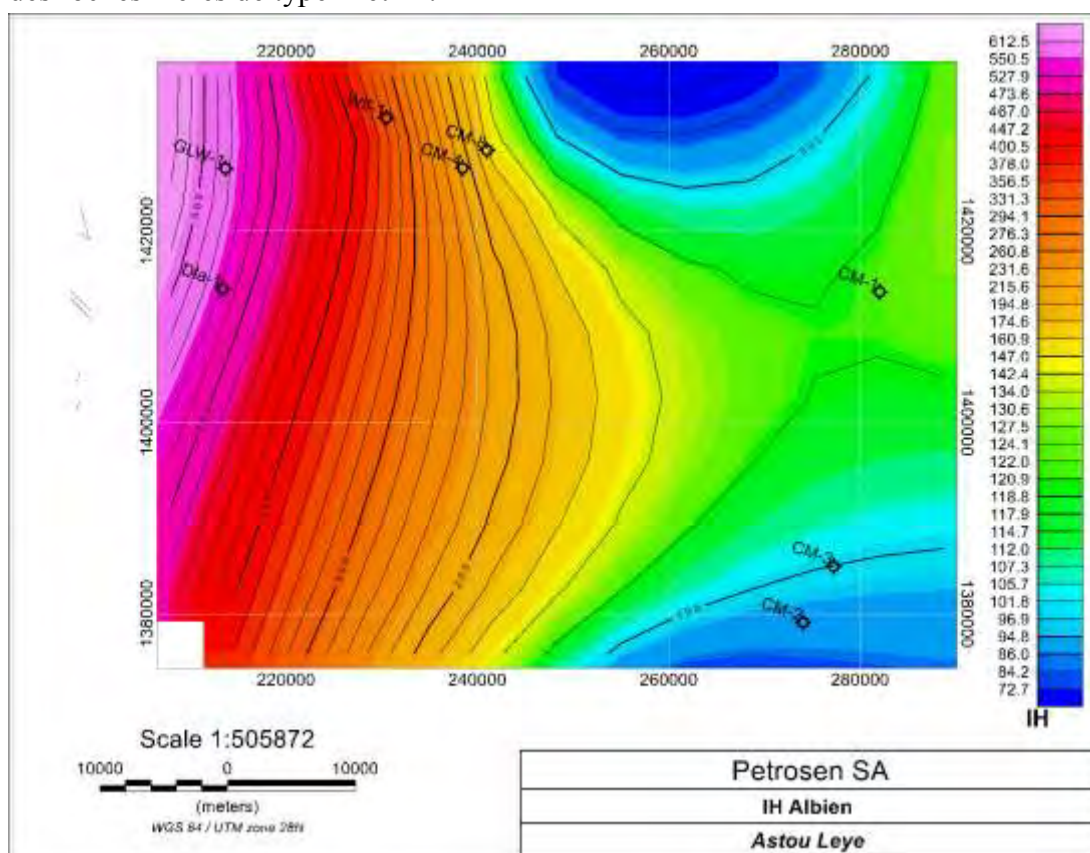


Figure 23 : Distribution de l'IH des roches mères de l'Albien.

1.2.2 Variations de l'IH au Cénomani

La figure 24 donne la carte des variations de l'IH dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8, Wif-1. L'indice d'hydrogène (IH) est de 217 à 603,8 mg HC/g COT et met en évidence un kérogène de type III et III/II. Ces valeurs appartiennent aux intervalles $200 < IH < 300$ et $300 < IH < 600$. Ces teneurs en IH montrent que le Cénomani peut générer trois types de produits : du gaz au Sud (CM.2 et CM.3), un mélange d'huile et de gaz au Centre et de l'huile au Nord (CM.4, CM.8).

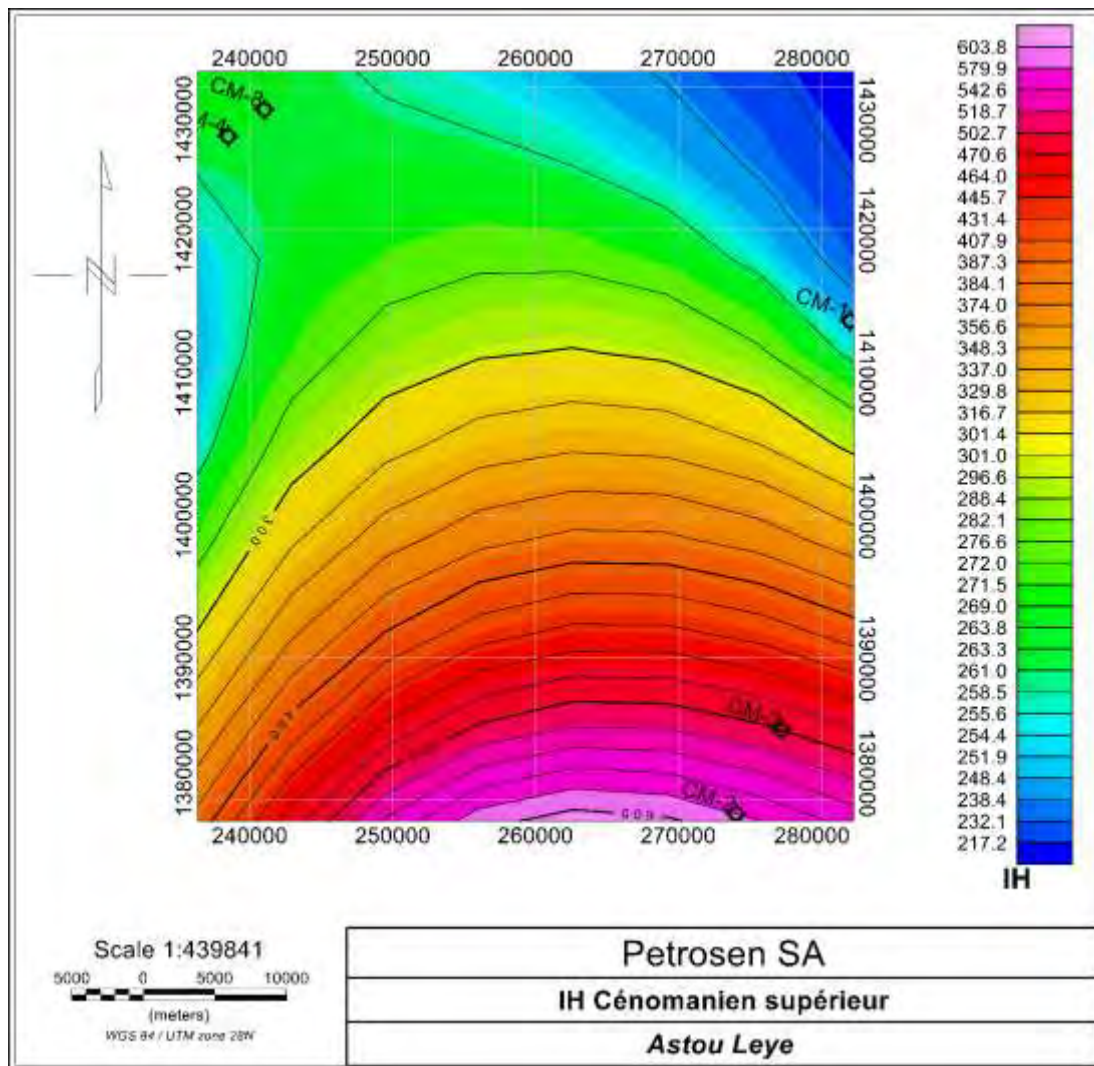


Figure 24 : Distribution de l'IH des roches mères du Cénomaniens.

1.2.3 Variations de l'IH au Turonien

La figure 25 donne les variations de l'IH dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8 et Wlf-1. Les valeurs de l'IH sont comprises entre 284 et 680 mg HC/g COT. Ces valeurs correspondent aux intervalles $200 < IH < 300$ et $300 < IH < 600$ où le kérogène est de type II et III/II avec une production d'huile et de gaz au stade de maturité. Cette maturation est cependant plus forte au Sud ($IH \geq 600$ mg HC/g COT) avec une matière organique de type II. Ce résultat permet de conclure que le Turonien a un fort potentiel pour générer de l'huile.

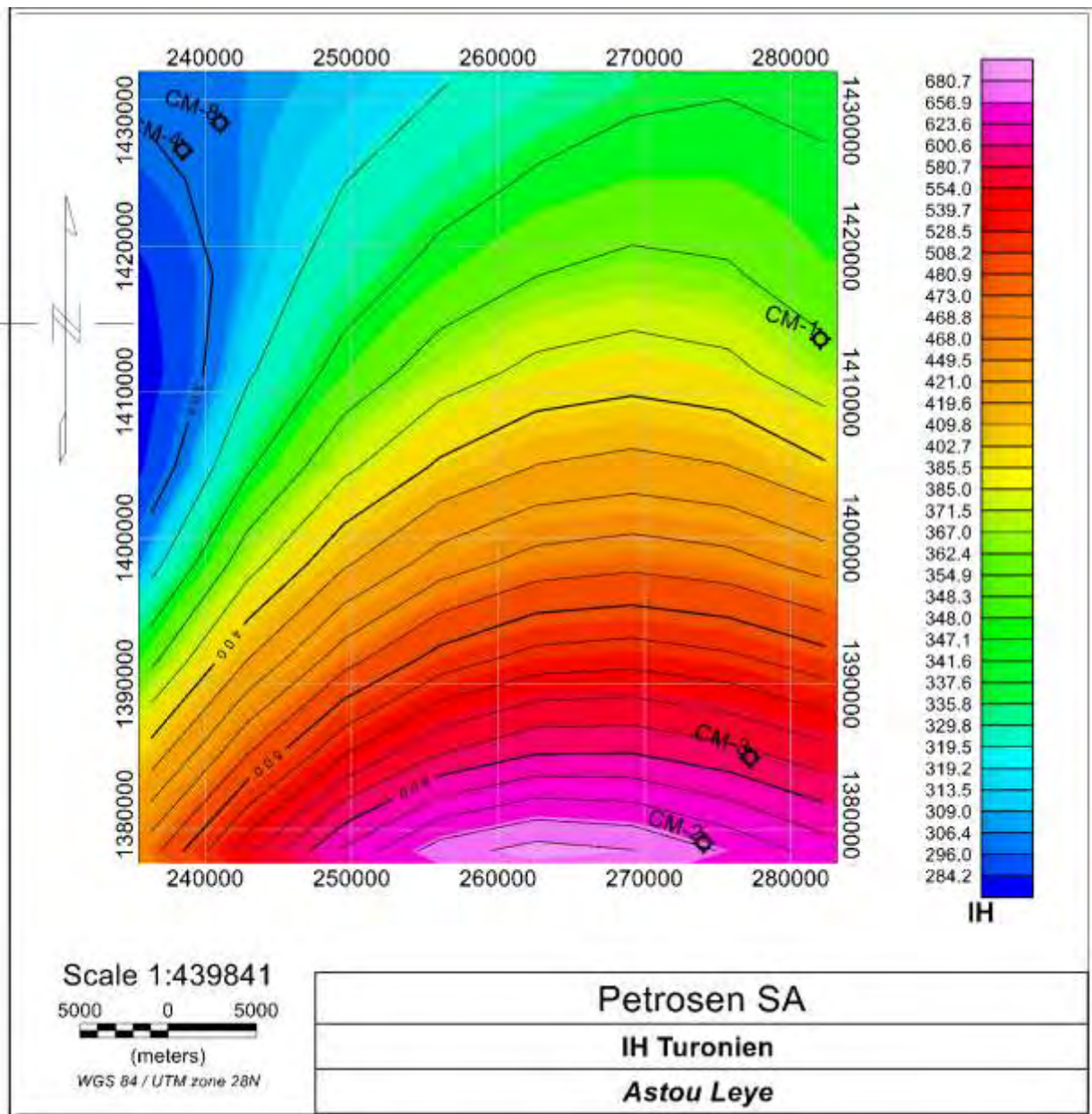


Figure 25 : Distribution de l'IH des roches mères du Turonien.

1.2.4. Evolution de l'IH de l'Albien au Turonien

Les moyennes de l'IH se situent entre 48 et 388 mg HC/g COT. Les valeurs les plus faibles se trouvent à l'Albien. Le Cénomanién supérieur et le Turonien ont un IH très élevé (au moins 166 mg HC/g COT), surtout dans le sondage DSDP 367 où IH dépasse 600 mg HC/g COT. Ces valeurs caractérisent une matière organique d'origine marine.

1.3. Variations de la Tmax

Les cartes de variation du COT ont été établies à partir des rapports Atlantic Ressources Ltd (1986) et First Exchange (1999). Les données insuffisantes sur le Tmax du Sénonien, du Néocomien et du Turonien expliquent leur absence dans cette étude.

1.3.1 Variations de la Tmax à l'Aptien

La figure 26 donne les variations de la Tmax à l'Aptien dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8 et Wlf-1. Les valeurs de Tmax enregistrées dans les argilites gris clair à sombres de l'Aptien vont de 434 à 490°C. Elles mettent en évidence des roches mères au stade de maturité retardée à post mature qui correspond au stade de condensat de gaz.

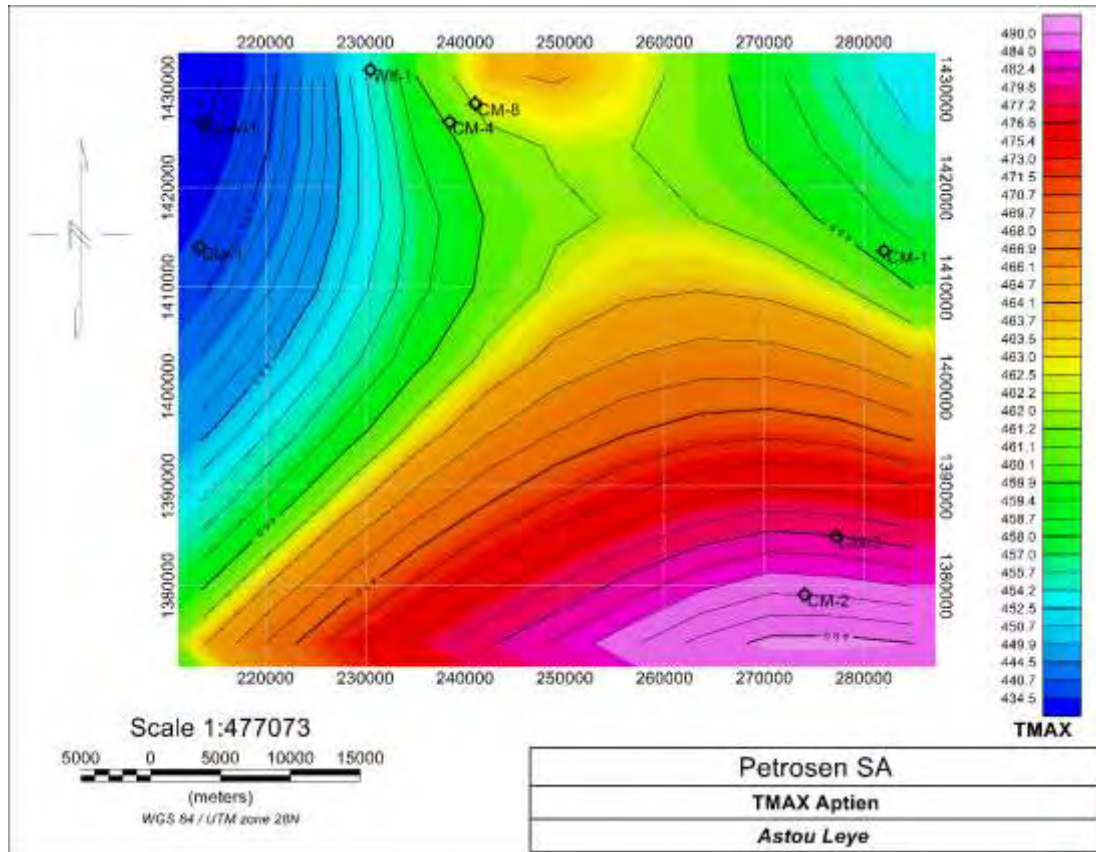


Figure 26 : Distribution de la Tmax des roches mères de l'Aptien.

1.3.2 Variations de la Tmax à l'Albien

La figure 27 donne les variations du Tmax à l'Albien dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8 et Wlf-1. Les valeurs de Tmax se situent dans l'intervalle $430 < T_{max} < 440$ et caractérisent des roches mères au stade de maturité d'huile.

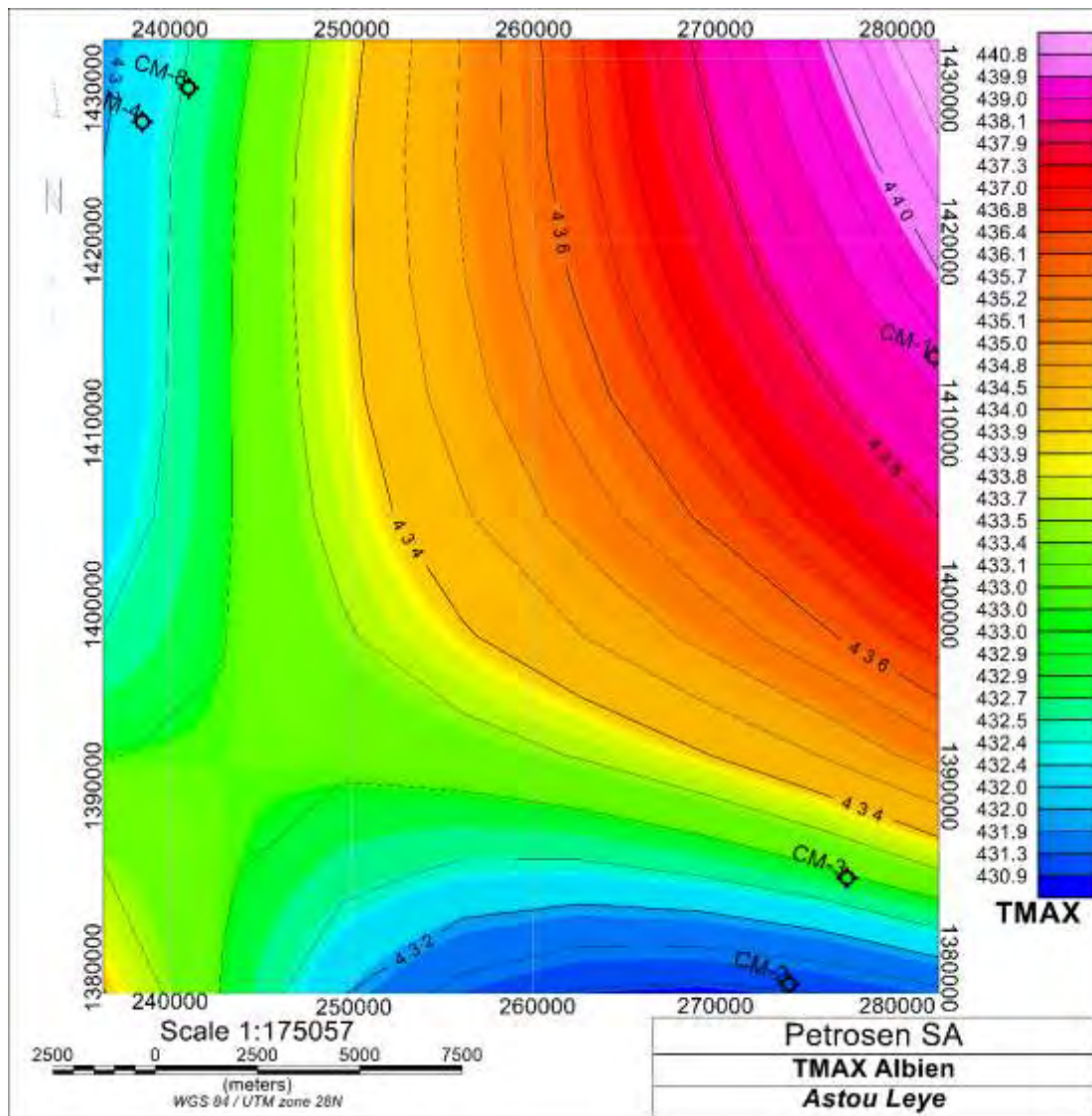


Figure 27 : Distribution de la Tmax des roches mères de l’Albien.

1.3.3. Variations de la Tmax au Cénomanién

La figure 27 donne les variations de Tmax dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8 et Wlf-1. Les valeurs de la Tmax varient de 432 à 441°C et caractérisent des roches mères au stade de maturité avec production de gaz mélangé à de l’huile.

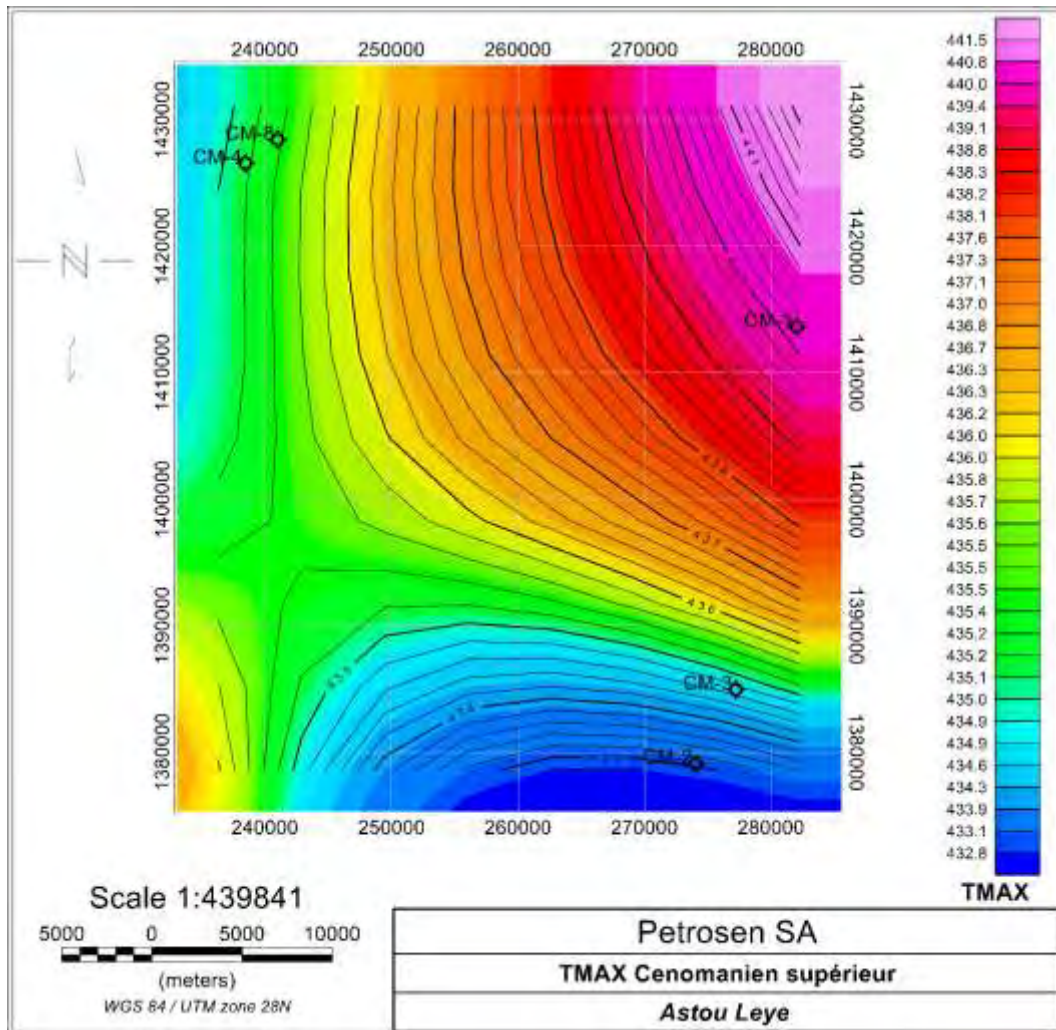


Figure 27 : Distribution du Tmax des roches mères du Cénomanien.

1.3.4. Variations de la Tmax au Turonien

La figure 28 donne les variations de la Tmax dans les puits CM-1, CM-2, CM-3, CM-4, CM-8 et Wlf-1. Les variations de Tmax au Turonien n'ont pas fait l'objet de commentaire à cause du caractère très extrapolatif de la plupart des données.

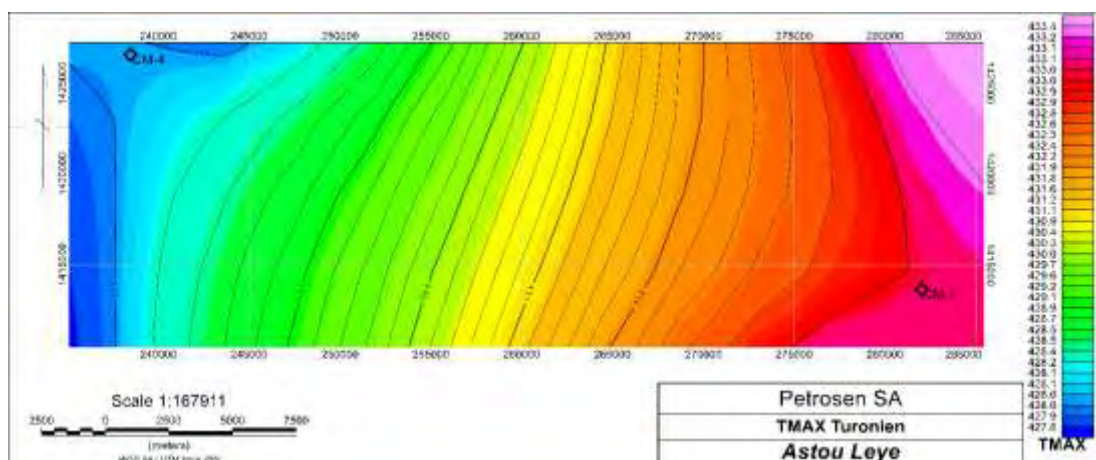


Figure 28 : Distribution de la Tmax des roches mères du Turonien.

1.3.5. Evolution de la Tmax et du COT de l'Aptien au Cénomanién-Turonien

Les valeurs élevées de Tmax (435,5°C) correspondent aux faibles valeurs de COT (0,15), ce qui s'explique par la maturité. L'augmentation de Tmax avec la réduction du COT en profondeur suggère une transformation rapide du kérogène en hydrocarbures. Cela proviendrait de la présence de diapir de sel qui augmente la température ainsi que de la subsidence intense dans la zone.

Les valeurs de l'IH comme celles de la Tmax de l'Aptien et de l'Albien sont plus proches de l'intervalle « Gaz Prone ». Ces étages sont les plus susceptibles de générer du gaz avec une plus faible proportion d'huile. Par contre les roches mères du Cénomanién Turonien (IH de 200 à 500 mg ; COT de 428 à 440) ont une matière organique de type II/III. Ces valeurs de Tmax et IH correspondent aux intervalles où le kérogène est mature au stade de fenêtre à huile.

1.4. Conclusion partielle

Les études géochimiques réalisées dans l'offshore Sud de Casamance montrent que les argiles du Crétacé peuvent presque toutes générer des hydrocarbures. Les principales roches mères se trouvent dans l'Aptien, l'Albien, le Cénomanién et le Turonien

La fin du Crétacé inférieur (Aptien-Albien) se caractérise par un COT faible, un kérogène d'origine continentale de type III susceptible de générer du gaz (Gas Prone) avec parfois des niveaux d'huiles. Par contre la base du Crétacé supérieur (Cénomanién-Turonien) est riche en matière organique (COT = 10 % à 40 %).

Le kérogène est de type II à II/III, donc d'origine marine à continentale et essentiellement « Oil Prone ». En se basant sur les valeurs de Tmax il semble qu'il y ait une maturité précoce au Campanien mais les valeurs insignifiantes de l'IH et du COT ne permettent pas de statuer sur son potentiel pétrolier.

La plupart des puits étudiés n'ont pas atteint le Néocomien à l'exception de Wlf-1 et DSDP 367. Les études géochimiques montrent que le Néocomien contient des roches mères (Tissot *et al.*, 1980) dont le kérogène est de type II avec des valeurs de COT de 3 % à plus de 10 %.

2. LES DONNEES PETROPHYSIQUES

Les données pétrophysiques sont tirées des rapports Roc-Oil, Al Thani et des rapports de fin de sondage des puits. L'utilisation du logiciel Geosoft a permis de mesurer la porosité des réservoirs potentiels des puits. L'étude de la relation porosité/perméabilité faite par Roc Oil en Casamance montre que les grès de porosité 10 à 15 % correspondent aux perméabilités de 20 à 30 mD.

2.1. Porosité et perméabilité des réservoirs

2.1.1. Sondage CM-1

La porosité des grès du Maastrichtien supérieur située entre 20 et 30 % est très bonne. Par contre elle est très faible dans les argiles du Maastrichtien inférieur. Dans le Sénonien inférieur la porosité est voisine de 20 %. Le Cénomanién renferme des calcaires poreux (20 %) à minces bancs de grès. Les grains de sable sont arrondis et le tri médiocre (Robertsone

Research, 1984). L'épaisseur des bancs poreux est inférieure à 10 m à la base, puis augmente à 40 m vers le sommet. Il n'y a pas de couverture importante au Cénomanién (900 m).

2.1.2. Sondage CM-2

L'Aptien et l'Albien renferment des carbonates détritiques, avec des grès subarkosiques à grains fins bien triés et arrondis dans le niveau 3418 m. Le Cénomanién renferme deux niveaux sableux : le niveau de la base est épais de 57 m avec une porosité de 16,6 % ; au sommet il est épais de 39 m avec une porosité de 16,3 %.

2.1.3. Sondage CM-4

Le Maastrichtien supérieur est dominé par des calcaires et des dolomies. La base du Maastrichtien comprend des alternances de grès, de silts et de schistes. Les grès semblent avoir un pourcentage élevé d'argiles et aucun réservoir potentiel n'a été identifié.

La base du Sénonien supérieur contient 6 bancs de grès intercalés dans les schistes, les bancs étant épais de 1 à 2 m avec une porosité atteignant 25 %. Les grès plus épais (15 m) du réservoir supérieur ont des porosités de 10 à 20 %. Le Campanien est donc un réservoir potentiel.

Le Cénomanién est dominé par des calcaires et dolomies intercalés de schistes devenant plus sableux au sommet. La porosité des calcaires est faible et celle des grès dépasse parfois 10 %. L'Albien comprend une séquence de schiste et de sable intercalés devenant plus calcaire à la base. La porosité de l'ensemble calcaire-grès est d'environ 5 %, mais il existe 4 niveaux bien marqués d'une épaisseur totale de 62 m : à 2513-2526 m (18 %), à 2630-2649 m (28 %), à 3377- 3397 m (12 %) et à 3480-3490 m (10 %).

2.1.4. Sondage GLW-1

Dans l'Albien on trouve des bancs de grès parfois épais de plus de 5 m. Les grès sont souvent fins avec une porosité de 10 %, les niveaux grossiers pouvant atteindre 20 %. A la base du puits, les bancs de grès sont argileux et la porosité faible. La comparaison avec CM-4 montre que la porosité ne semble pas diminuer en profondeur.

Le Cénomanién est dominé à la base par des calcaires épais surmontés par une alternance de grès et de calcaire à minces lits de schistes. Aucun réservoir potentiel n'a été mis en évidence. Au Sénonien inférieur on trouve deux niveaux de porosité importante : à 1503 m (4 m, porosité moyenne 25 %) et à 1526 m (9 m, porosité moyenne 24 %). La séquence sable-schiste du toit du Sénonien inférieur (38 m) contient environ 50 % de sable à porosité moyenne de 17 %.

2.1.5. Sondage Wlf-1

L'Albien comprend une épaisse séquence de calcaire (jusqu'à 150 m) intercalés de minces niveaux de schiste et de grès. Les bancs de grès ne dépassent pas 40 m (épaisseur cumulée de 70 m) avec une porosité moyenne de 10 %. La faible porosité serait due au tassement (3000 m) ou à la cimentation par la calcite.

Les 100 premiers mètres de l'Aptien sont dominés par des grès intercalés de minces lits de schistes. Le rapport de sondage note une porosité très bonne, mais les diagraphies soniques et de densité suggèrent la présence de minces bancs de sable et le log gamma suggère une forte teneur en shale. Aucun réservoir potentiel n'a été reconnu dans les calcaires sous-jacents.

2.1.6. Sondage Diola-1

Le toit du Maastrichtien est constitué de calcaires de type wackstone. Le Sénonien inférieur (1440 m-1500m) est schisteux avec des bancs minces de calcaires. Un niveau gréseux épais de 14 m avec une porosité d'environ 20 % a été identifié à la base. La majeure partie du Cénomaniens a un réservoir de bonne qualité constitué de grès franc à rare ciment de calcite ou de bancs calcaires. Les calcaires ont souvent une porosité de 10 % et celle des grès est d'environ 35 %. Les mesures de résistivité suggèrent une bonne perméabilité dans les sables.

Le tableau 5 donne les niveaux de réservoirs potentiels de porosité égale ou supérieure à 15 %, valeur considérée comme seuil de porosité minimale (Roc Oil, 2002). Aucune donnée n'est disponible pour le sondage DSDP 367.

Tableau 5 : Les niveaux de roches réservoirs potentielles de sondages offshore de Casamance.

CM-1	CM-2	CM-4	GLW-1	DI-1	Wlf-1
Maastrichtien					
Sénonien inférieur		base Sénonien inférieur		Sénonien inférieur	Sénonien inférieur
		Sénonien/ Cénomaniens			
Cénomaniens inférieur	Cénomaniens		Albien/ Cénomaniens	Cénomaniens	
		Albien			

2.2. Les roches de couverture

2.2.1. Sondage CM-1

Au Maastrichtien les minces lits d'argiles intraformationnelles peuvent servir de couverture. Les argiles du Campanien constituent une couverture pour les grès du Sénonien inférieur. Les schistes de Turonien servent de couverture pour les grès du Cénomaniens supérieur. Dans l'Albien, les minces intercalations argileuses peuvent servir de couverture.

2.2.2. Sondage CM-4

Les réservoirs gréseux du Cénomaniens ont pour couverture les schistes du Turonien associés à des argiles intraformationnelles. Les grès de l'Albien ont pour couverture les argilites intercalées de l'intervalle 3010-3050 m.

2.2.3. Sondage GLW-1

Les niveaux argileux du Cénomaniens supérieur (1587-2236m) sont épais de 100 m. L'intervalle 1750 à 2236 m comprend des calcaires alternant avec des grès, des lits de siltites et un mince niveau d'argiles à la base de cette section.

2.2.4. Sondage Wlf-1

Les sables du Sénonien inférieur pourraient contenir des argilites intraformationnelles servant de couverture. Les argiles du Turonien et les minces couches de schiste intercalées peuvent servir de couverture aux grès du Cénomaniens. Les argilites et calcaires minces du toit de l'Albien (2925 m à 2975 m) peuvent servir de couverture pour la base de l'Albien. De même les minces lits d'argiles et de calcaires intercalés à la base de l'Albien peuvent servir de couverture pour les grès du sommet de l'Aptien.

2.2.5. Sondage DI-1

Les schistes du Campanien (85 m) peuvent servir de couverture aux grès du Sénonien inférieur. Les schistes du Turonien (75 m) peuvent être une couverture aux grès et calcaires du Cénomaniens sous-jacent.

Le tableau 6 donne les couvertures potentielles des sondages étudiés (Roc Oil, 2002). Aucune donnée n'est disponible pour le sondage DSDP 367.

Tableau 6 : Niveaux de couverture potentiels des sondages offshore de Casamance.

CM-1	CM-2	CM-4	GLW-1--	DI-1	Wlf-1
Maastrichtien					
Campanien	Campanien			Campanien	Sénonien inférieur
Turonien	Sénonien inférieur	Turonien	Cénomaniens	Turonien	Turonien
Albien		Albien	Albien	Albien	Albien

2.3. Conclusion partielle

L'étude des données pétrophysiques montre que les réservoirs du Maastrichtien semblent avoir moins d'intérêt d'abord. Par contre ceux du Sénonien ont des porosités caractéristiques allant de 17 à 25%. Ceci coïncide fort bien à la nature lithologique du faciès détritiques à ce niveau. Ensuite Les réservoirs de l'Albien/Cénomaniens présentent une variation importante des propriétés physiques. Les porosités moyennes sont de l'ordre de 20%. Parfois les faibles porosités observées pourraient être dû au compactage et à la recristallisation sous l'effet de la diagenèse d'une part et d'autre part au volume d'argile. Enfin les couvertures sont essentiellement les argileuses

CHAPITRE 5 : LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DU CRETACE DU BLOC OFFSHORE DE CASAMANCE

1. INTRODUCTION

Dans ce travail nous avons utilisé les données sédimentologiques et paléontologiques pour reconstituer les environnements de dépôt du Crétacé du bloc offshore Sud de Casamance. Cela permettra de mieux caractériser les systèmes pétroliers et surtout de préciser les roches mères d'hydrocarbures.

2. Au Crétacé inférieur

La sédimentation carbonatée du Jurassique supérieur se poursuit au Néocomien *s. l.* et correspond au développement d'une plateforme carbonatée à l'Ouest du bassin sénégalais. Il s'agit d'une phase transgressive qui se poursuit jusqu'à l'Aptien et permet le dépôt roches mères riches en matières organiques. La transgression a favorisé une forte productivité biologique des eaux de surface sous un climat chaud. Ces facteurs ont fourni des conditions

anoxiques favorables au dépôt de roches mères riches en matières organiques de l'Albien au Cénomaniens au large des côtes du Sénégal et de la Guinée Bissau. Les roches mères de l'Aptien sont génératrices de gaz alors que celles qui sont postérieures sont génératrice d'huiles (Tissot *et al.*, 1980). Les roches mères se sont formées en milieu anoxique lié à la stagnation des eaux du fond (Einsele & Wiedmann, 1982).

3. Au Crétacé supérieur

Les argiles à foraminifères planctoniques du Cénomaniens indiquent que les sédiments se sont déposés entre le plateau continental et la plaine abyssale (Jansa & Wiedmann, 1982). Par endroit comme dans le puits CM-4 le Cénomaniens indique un milieu de dépôt proximal en raison de la faible diversité des foraminifères planctoniques et de la nature argileuse des dépôts. L'absence de foraminifère benthique et la présence de fines lamines d'argiles confirment les conditions anoxiques à l'interface eau/sédiment durant le Cénomaniens.

Au Turonien l'abondance des foraminifères planctoniques et la prédominance de la matière organique de type II suggèrent le développement d'une zone à oxygène minimum au cours de la transgression du Cénomaniens supérieur au Turonien. La transgression atteint son maximum à la fin du Turonien. L'ensemble Cénomaniens-Turonien caractérise une anoxie des sédiments déposés en milieu marin profond. Ils constituent les principales roches mères d'hydrocarbures. L'anoxie persiste jusqu'au Coniacien (Tissot *et al.*, 1980).

La sédimentation argileuse anoxique se poursuit au Sénonien inférieur. La prédominance des foraminifères planctoniques et la rareté des espèces benthiques indiquent un milieu de dépôt plus proximal et confiné d'eau saumâtre dans un plateau continental peu profond. Ces conditions annoncent le début d'une régression qui s'accroît au Maastrichtien aboutit aux dépôts de grès dans la plupart des puits étudiés.

Au Campanien la richesse en foraminifères benthiques (*Bulimina*, *Gavelinella*) dans les argiles indique une nouvelle transgression et le retour à une zone à oxygène minimum.

Le Maastrichtien est caractérisé par l'accroissement des sables continentaux alors que les foraminifères benthiques indiquent un épisode régressif accentué.

Le sondage océanique DSDP 367 fait exception. Le Cénomaniens, le Turonien, le Coniacien, le Campanien et le Maastrichtien inférieur sont caractérisés par des foraminifères benthiques agglutinés, une richesse en matière organique et d'argiles à smectites qui suggèrent des conditions anoxiques sous le CCD. Ces indications reflètent la position distale de ce sondage.

CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS

L'examen des sondages de l'offshore de Casamance a permis d'établir la biostratigraphie des forages avec une réactualisation des taxons présents. Les profils sismiques ont permis de proposer un modèle stratigraphique d'Ouest en Est de l'offshore du sous-bassin de Casamance.

La caractérisation du système pétrolier de l'offshore de Casamance a permis de montrer que les roches mères du Crétacé sont constituées de matières organiques de types II et III génératrices d'huile et de gaz. Entre l'Albien et Turonien la teneur en MO est supérieure à 1 % et dépasse 30% dans le sondage DSDP-367 au Cénomanién.

Sur la plateforme continentale cet enrichissement cesse après le Turonien où les valeurs du COT sont inférieures à 1 % (CM-1, CM-2, CM-4, Wlf-1). Par contre dans le bassin océanique, l'enrichissement en MO assez élevé (1 à 5 %) se poursuit jusqu'au début du Santonien. L'appauvrissement en MO du Crétacé supérieur s'explique par la disparition des conditions favorables à sa préservation.

Il existe une grande variabilité sédimentaire et pétrophysique de réservoirs et de couvertures en fonction des puits. Les réservoirs les plus étendus se trouvent au Sénonien inférieur et dans le Cénomanién inférieur/Albien. Les roches du Campanien, du Turonien, du Cénomanién et de l'Albien sont considérées comme des couvertures potentielles.

La synthèse des données biostratigraphiques, sismiques, géochimiques, pétrophysiques et lithologiques a permis de caractériser le système pétrolier et mis en évidence plusieurs niveaux intéressants pour l'exploration pétrolière. Ces niveaux sont le Turonien, le Cénomanién l'Albien et l'Aptien.

Toutefois il est important de poursuivre et d'élargir les travaux sur tout le Crétacé de l'offshore de Casamance pour construire une base solide permettant d'élaborer un plan d'exploration et d'exploitation. Ceci nécessitera le ré-échantillonnage des déblais de puits existants et la réalisation de nouveaux puits pour obtenir de nouvelles données biostratigraphiques, lithologiques, pétrophysiques, géochimiques et sismiques permettant de mieux appréhender la maturité des roches mères et définir la géométrie des réservoirs et des couvertures.

BIBLIOGRAPHIE

Apostolescu V. (1963) - Essai de zonation par les Ostracodes dans le Crétacé du bassin du Sénégal, vol.18, 25 p.

Asquith & Gibson (1982). Baic Well Log Analysis for Geoloists. The American Association of petroleum Geologists (AAPG), Tulsa. *Scientific Research* : 216 p.

Atlantique Ressource Ltd (1986a). Evaluation du potentiel pétrolier du Sénégal : Version géologie. Rapport inédit, 120 p.

Baudin E., Leboulleux S., Girard E., Rose M., Travagli J.P., Sabbah N., Caillou B., Hartl D.M., Lassau N., Schlumberger M., (2007). Géologie de la matière organique, édition Vuibert:18 p.

Behar F., Beaumont V., and Penteadó H. L. De B. 2001 rock-eval 6 Technology: Performance and Developments. *Oil and gas Science and Technology – Rev. IFP Vol. 56*. 19p

Brownfield M.E. & Charpentier R. R. (2003). Assessment of the Undiscovered Oil and Gas of the Senegal Province. Mauritania. Senegal. The Gambia and Guinea-Bissau, North-West Africa. U. S. *Geological Survey Bulletin*, 2207 (A) : 29 p.

Bellion Y. J. C. (1987). Histoire géodynamique post-Paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal. Taoudenni. Iullemmeden. Tchad). Thèse Doctorat d'Etat ès Sciences de l'Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse : 302 p.

Bellion, Y & Guiraud, R (1984) Le bassin sédimentaire du Sénégal. Synthèse des connaissances actuelles. In: Bureau des Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et Direction des Mines et de la Géologie (DMG), Dakar, Eds., Plan minéral de la republique du Sénégal, Dakar, 4-63 : 9 p.

Biju-Duval B., (1999) bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole.
- 1999, cop. 1999 : 735 p.

Caron, M., (1985). Cretaceous Planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saun-ders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), Plankton stratigraphy. *CambridgeUniversity Press*, 17–86 p.

Chadouli, K., (2013). Caractérisation pétrographique appliquée à la modélisation pétrolière : Etudes de cas. Thèse Doctorat Unique de l'Université de Lorraine. 306 p.

COPETAO (1966). .Rapport fin de sondage CM-1 (Mars 1966). Rapport inédit 21 p.

COPETAO (1966). Rapport fin de sondage CM-3 (Août 1966). Rapport inédit, 8 p.

COPETAO (1967). Rapport fin de sondage CM-2 (Janvier 1967). Rapport inédit, 25 p.

COPETAO (1968). Rapport fin de sondage CM-4 (Février 1968). Rapport inédit,:39 p.

COPETAO (1969). Rapport fin de sondage CM-8 (Décembre 1969). Rapport inédit, 10 p.

Einsele, G., et Wiedmann, J., (1982). Turonian black shales in me Moroccan coastal basins: first upwelling in die Atlantic Ocean. *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer,Berlin. 58 p.

- Espitalie J., Deroo G. et F. Marquis (1985) : La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP Vol. 40* (1985), No.6, 755-784 p.
- First Exchange Corporation (1999). Assessment of the Offshore Hydrocarbone Potential of the Senegal-Gambia Basin: Phase I Examination and Correlation of key Onshore and nearshore wells with DSDP 367 and 368. Rapport inédit, 48 p.
- Global Marine Coorporation (1975). Rapport de fin de forage DSDP367 (Mars 1975). Rapport inédit, 70 p.
- Gluyas, J & Swarbrick, R., (2004) Petroleum Geoscience, *Blackwell Science Ltd Journal Teaching in Earth Sciences Volume28*: 2 p.
- Hunt J. M. (1995). P W. H. Freeman; Second Edition petroleum Geochemistry and Geology : 743 p.
- Jansa & Wiedmann, (1982). Mesozoic-Cenozoic Development of the Eastern North American and Northwest African Continental Margins: A Comparison. *Geology of the Northwest African Continental Margin*: 215-269 p.
- Latil-Brun M.V & Flicoteaux F. (1986) Subsidence thermique de la marge continentale ouest-africaine, au large de la Casamance (Sénégal), depuis l'Aptien. Brève comparaison avec la marge est-américaine. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 2(5): 819-824 p.
- Magoon, L.B. and Dow, W.G. (1994) The Petroleum System. In: Magoon, L.B. and Dow, W.G., Eds., *The Petroleum System—From Source to Trap*, American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoire 60, 3-24: 7p.
- Perrodon A. (1985): Géodynamique pétrolière: genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. *Volume 2 de Bulletin des centres de recherches Exploration-production Elf-Aquitaine*: Mémoire, ISSN 0181-090 :381p.
- Peter K.E. and Cassa, M.R. (1994) Applied Source-Rock Geochemistry. In: Magoon, L.B. and Dow, W.G., Eds., *The Petroleum System. From Source to Trap*, American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Tulsa, 93-120 p.
- Robertson Research International Limited (1984). Petrographic description and palaeoenvironmental interpretation of 45 core and cuttings samples from Senegal, West Africa. Rapport inédit, 54 p.
- Robertson Research International Limited (1985). The biostratigraphy. Lithostratigraphy, Paleoenvironment and geological setting of the mainly Cenomanian-Aptian. Rapport inédit, 73 p.
- René, C. (1988) "Le gisement" Institut français du pétrole et Edition TECHNIP, Paris, ISBN2-7108-0558-8. 327 p.
- ROC (2001). Technical Report Year 3 Sénégal -Casamance PS. Rapport inédit, 48 p.

- Shell Senrex (1975). Rapport de fin de sondage GLW-1. Rapport inédit, 19 p.
- Summerhayes, C. P., (1981). Organic facies of middle Cretaceous black shales in deep North Atlantic. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 65:2364-2380 p.
- Thierstein, H.R. (1971). Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. Eclogae Geologicae Helvetiae 64: 459-488 p.
- Tissot, B.P., Bard J.F., Espitalie J. (1980) Role of Mineral Matrix in Kerogen Pyrolysis: Influence on Petroleum Generation and Migration1 AAPG Bulletin 64 (1): 59–66 p.
- Tyson, R.V. (1995). Sedimentary Organic Matter. Organic facies and palynofacies. Chapman and Hall, Londres, 615 p.
- UNOCAL (1992). Rapport de fin de sondage Wlf-1. Rapport inédit, 69 p.
- UNOCAL (1993). Rapport de fin de sondage Dla-1. Rapport inédit, 38 p.
- Van Krevelen, D.W. (1993) Coal. 3rd Edition, Elsevier Science Publishers, Amsterdam. : 12 p.

Références de sites Web visités

- Http://: www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque (visité le 15 Novembre 2019).
- Http://: www.itie.sn (visité le 3 Mars 2020)
- Http://: www.google.com (visité le 4 novembre 2019)

A. Liste des figures

Figure 1 : Carte du bassin sénégalo-mauritano-guinéen (MGBS)	2
Figure 2 : Carte des blocs pétroliers du Sénégal	3
Figure 3 : Schémas simplifié d'un système pétrolier	5
Figure 4 : Diagramme de van Krevelen et types de matière organique.....	5
Figure 5: Argile feuilletée riche en matière organique ou « black-shale ».....	6
Figure 6: Dégradation thermique du kérogène et genèse des hydrocarbures	7
Figure 7 : Différents types de pièges d'hydrocarbures	8
Figure 8 : Localisation des puits et de la ligne arbitraire dans l'offshore Sud Sénégal.....	10
Figure 9 : Appareil de pyrolyse Rock-Eval.....	12
Figure 10: Répartition verticale des microfossiles du sondage CM-1.....	17
Figure 11: Répartition verticale des microfossiles du sondage CM-2.....	19
Figure 12: Répartition verticale des microfossiles du sondage CM-4.....	22
Figure 13 : Répartition verticale des foraminifères du sondage GLW-1	23
Figure 14 : Répartition verticale des foraminifères du sondage Wlf-1.....	24
Figure 15 : Répartition verticale des microfossiles du sondage DSDP-367.....	26
Figure 16 : Profil sismique de la ligne arbitraire.....	29
Figure 17 : Profil sismique montrant les structures géologiques	30
Figure 18 : Modèle lithostratigraphique du bloc SSOP	31
Figure 19 : Distribution du COT des roches mères de l'Aptien	33
Figure 20 : Distribution du COT des roches mères de l'Albien.....	34
Figure 21 : Distribution du COT des roches mères du Cénomanién supérieur.....	35
Figure 22 : Distribution du COT des roches mères du Turonien	36

Figure 23 : Distribution de l'IH des roches mères de l'Albien.....	37
Figure 24 : Distribution de l'IH des roches mères du Cénomanién.	38
Figure 25 : Distribution de la Tmax des roches mères de l'Aptien.	39
Figure 26 : Distribution de la Tmax des roches mères de l'Albien.....	40
Figure 27 : Distribution de la Tmax des roches mères du Cénomanién.	41
Figure 28 : Distribution de la Tmax des roches mères du Turonien.	42

B. Liste des tableaux

Tableau 1 : Paramètres géochimiques des kérogènes et milieu de genèse	12
Tableau 2: Teneur en carbone organique et potentiel pétrolier	13
Tableau 3: Maturité thermique	13
Tableau 4: Porosité totale et efficace de quelques formations sédimentaires.....	14
Tableau 5 : Les niveaux de roches réservoirs potentielles des sondages.....	45
Tableau 6 : Niveaux de couverture potentiels des sondages étudiés.....	46

ANNEXES

C. Microfossiles du Crétacé des sondages de Casamance offshore avec leur extension stratigraphique

I. Foraminifères planctoniques

- Clavhedbergella amabilis* (Loeblich & Tappan, 1961) : Albien-Turonien
Clavhedbergella simplex (Morrow, 1934) : Albien-Turonien
Favusella washitensis (Carsey, 1926) : Aptien à Cénomanién
Globigerinella aff. ehrenbergi Barr, 1961 : Sénonien inférieur à Campanien
Globigerinella messinae subcarinata Broennimann, 1952 : Maastrichtien
Globigerinelloides caseyi Bolli, Loeblich & Tappan, 1957 : Albien-Cénomanién
Globigerinelloides escheri Kaufmann, 1865 : Cénomanién
Globotruncana aegyptiaca Nakkady, 1950 : Maastrichtien
Globotruncana carinata primitiva Dalbiez 1955 : Campanien
Globotruncana fornicata Plummer, 1931 : Sénonien inférieur à Campanien
Globotruncana lamellosa Sigal, 1952 : Maastrichtien
Globotruncana rugosa subrugosa Gandolfi, 1955 : Maastrichtien
Globotruncana cf. stephani turbinata Reichel, 1950 : Turonien
Gorbachikella aff. kugleri (Bolli, 1959) : Barrémien-Aptien
Gubkinella graysonensis (Tappan, 1940) : Aptien
Guembelitria harrisi Tappan, 1940 = *Guembelitria cenomana* (Keller, 1935) : Albien-Turonien
Guembelina striata-costulata Cushman, 1938 : Sénonien inférieur
Guembelina ultimatimida White, 1929 : Sénonien inférieur à Campanien
Hedbergella globigerinelloides Subbotina, 1949 : Aptien

Hedbergella infracretacea (Glaessner, 1937) : Aptien-Albien
Heterohelix moremani Cushman, 1938 : Cénomaniens-base Turonien
Hedbergella amabilis Loeblich & Tappan, 1961 : Cénomaniens-Turonien
Hedbergella infracretacea (Glaessner, 1937) : Aptien-Albien
Hedbergella paradubia Sigal, 1952 : Albien à Turonien
Hedbergella simplicissima (Magné & Sigal, 1954) : Cénomaniens
Hedbergella trochoidea (Gandolfi, 1942) : Aptien
Lamarckina praenaheolensis Olsson, 1960 : Campanien
Muricohedbergella delrioensis (Carsey, 1926) : Aptien-Albien
Muricohedbergella planispira (Tappan, 1940) : Aptien inférieur-base du Coniacien
Planoheterohelix globulosa Erhenberg, 1838 : Sénonien inférieur à Maastrichtien
Planoheterohelix moremani (Cushman, 1938) : Cénomaniens-base Turonien
Praeglobotruncana helvetica Bolli, 1945 : Turonien
Rugoglobigerina macrocephala rugosa Bronnimann, 1952 : Maastrichtien
Schackoina cenomana (Schacko, 1897) : Albien-Campanien
Striatella striata (Ehrenberg, 1840) : Campanien-Maastrichtien
Ticinella primula Luterbacher, 1963 : Albien
Whiteinella baltica Douglas & Rankin, 1969 : Cénomaniens à Campanien
Whiteinella brittonensis (Loeblich & Tappan, 1961) : Cénomaniens-Turonien

II. Foraminifères benthiques

Afrolivina afra Reyment, 1959 : Campanien-Maastrichtien
Anomalina redmondi Petters, 1954 : Maastrichtien
Cribratina texana (Conrad, 1857) : Albien
Discorbis aff. *turonicus* Said & Kenawy, 1957 : Coniacien et Santonien
Gavelinella pachysuturalis Graham, de Klasz & Rérat, 1965 : Maastrichtien
Haplostiche texana (Conrad, 1857) : Albien
Hemicyclamina sigali Maync, 1963 : Albien moyen-Cénomaniens
Lamarckina praenaheolensis Olsson, 1960 : Campanien
Praebulimina exigua robusta (de Klasz, Rérat & Magné, 1965) : Campanien supérieur-Maastrichtien
Praedorothia praeauteriviana (Dieni & Massari, 1966) : Valanginien-Barrémien
Siphogenerinoides bramletti Cushman, 1925 : Campanien-Maastrichtien
Spiroloculina carinata Fornasini, 1905 : Albien
Thomasinella punica Schlumberger, 1893 : Cénomaniens moyen

III. Ostracodes

Centrocythere sp. : Aptien-Albien
Cyterella spp. : Aptien-Albien
Eocytheropteron sp. : Aptien-Albien
Metacytheropteron spp. : Aptien-Albien
Pontocyprrella sp. : Aptien-Albien
Schuleridea spp. : Aptien- Cénomaniens inférieur

IV. Palynoflores (spores, pollens, nanoflores calcaires, radiolaires)

- Afropollis jardinus* Doyle, Jardiné & Doerenkamp, 1982 : Albien-Cénomaniens inférieurs
Araucariacites australis Cookson, 1947 : Albien moyen
Broinsonia matalosa (Stover, 1966) Thierstein : Valanginien à Campanien
Callialasporites dampieri Balme, 1957 : Albien inférieur et moyen
Chiastozygus amphipons (Bramlette & Martini, 1964) : Santonien à Maastrichtien
Classopollis brasiliensis Herngreen, 1975 : Cénomaniens
Corollithion signum Stradner, 1963 : Albien supérieur à Maastrichtien terminal
Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein, 1971 : Berriasien à Hauterivien terminal
Cyclonephelium vannophorum Davey, 1969 : Albien supérieur
Diadorhombus rectus Worsley, 1971 : Berriasien supérieur à Aptien
Dinopterygium cladoides Deflandre, 1935 : Cénomaniens
Eiffellithus turriseiffeli (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) : Berriasien à Maastrichtien
Elaterocolpites castelani Herngreen, 1973 : Cénomaniens
Elaterosporites klaszii Jardiné, 1967 : Cénomaniens
Elaterosporites protensus Jardiné, 1967 : Albien
Elaterosporites verrucatus Jardiné, 1967 : Albien inférieur
Eprolithus floralis (Stradner, 1962) Stover, 1966 : Aptien à Campanien
Exesipollenites tumulus Balme, 1957 : Albien-Cénomaniens
Florentinia radiculata lacinaeata Davey & Verdier, 1973 : Albien supérieur à Turonien
Galeacorna causea Stover, 1963 : Cénomaniens inférieurs
Galeacornea clavis Stover, 1963 : Cénomaniens inférieurs
Gnetaceapollenites diverus Stover 1964 : Albien inférieur
Lithraphidites carniolensis Deflandre, 1963 : Berriasien à Maastrichtien
Lithastrinus floralis Stradner 1962 : Aptien à Campanien
Nannoconus colomi (de Lapparent, 1931) Kamptner 1938 : Tithonien à Barrémien
Oligosphaeridium sp. : Albien moyen
Palaeoperidinium cretaceum Lentin & Williams 1976 : Albien moyen
Paleohystricophora infusorioides Deflandre, 1935 : Cénomaniens
Parhabdolithus angustus (Stradner, 1963) : Aptien inférieur à Maastrichtien supérieur
Pentapsis valdivia Lammons, 1970 : Aptien
Perotriletes pannuceus Brenner, 1963 : Albien moyen à Cénomaniens
Senegalosporites petrobrasi Herngreen, 1973 : Cénomaniens inférieurs
Sethocapsa trachyostraca Foreman, 1973 : Toarcien ?-Berriasien à Hauterivien
Sphaerostylus lanceola (Parona, 1890) : Kimméridgien ou base Tithonien à Valanginien
Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Mantell, 1854 : Albien supérieur à Cénomaniens
Subtilisphaera cheit (Below, 1981) Mahmoud, 1991 : Aptien à Turonien inférieur
Subtilisphaera perlucida Jain & Millepied 1973 : Barrémien supérieur-Albien moyen
Tetalithus obscurus Deflandre, 1959 : Turonien à Maastrichtien
Thanaria elegantissima (Cita, 1964) : Berriasien supérieur à Cénomaniens
Trichodinium castaneum (Deflandre) Clarke & Verdier, 1967 : Albien moyen
Xiphophoridium alatum (Cookson & Eisenack, 1962) Sarjeant, 1966 : Albien moyen

D. Données géochimiques des puits étudiés dans l'offshore de Casamance

Tableau I : Données géochimiques du sondage CM-1

Unité stratigraphique	Profondeur en mètres	TOC %	IH	Tmax
Turonien	1764-1842	2.1	207	427
Cénomanién	1861-2666	1.84	166	429.5
Albien	2908-3615	0.15	90	435.5
Aptien	3818-4108	4.27	70	444.5

Tableau II : Données géochimiques du sondage CM-2

Unité stratigraphique	Profondeur en mètres	TOC %	IH	Tmax
Turonien	2237-2394	5,04	361,5	429,5
Cénomanién	2404-2480	2,66	388	425,5
Albien	3041-3781	0,45	68	448

Tableau III : Données géochimiques du sondage CM-4

Unité stratigraphique	Profondeur en mètres	TOC %	IH	Tmax
Turonien	1654-1741	1,52	171	424,5
Cénomanién	1751-2198	0,77	170,5	429,5
Albien	2799-3661	0.57	123	402
Aptien	3820-3720	0,7	95	439

Tableau IV : Données géochimiques du sondage GLW-1

Unité stratigraphique	Profondeur en mètres	TOC %	IH	Tmax
Turonien	-----	-----	-----	-----
Cénomanién	-----	-----	-----	-----
Albien	2446-2552	3,035	213	421

Tableau V : Données géochimiques du sondage Wlf-1

Unité stratigraphique	Profondeur en mètres	TOC %	IH	Tmax
Turonien	1554,5-1667			
Cénomanién	1667-2414,5			
Albien	2414,5-3288,5	1,785	375	390
Aptien	3289-4763	2,84	42	430

Tableau VI : Données géochimiques du sondage DSDP-367

Unité stratigraphique	Profondeur en mètres	TOC %	IH	Tmax
Turonien	636-787	20,65	600	-----
Cénomanién	834-844	20,65	650	-----
Albien	891-948.5	6	650	-----
Aptien	891-948	4,35	600	-----