HAL
open science

LE CENOMANO-TURONIEN DE L'ATLANTIQUE NORD (BASSIN DU SENEGAL): ENVIRONNEMENT DE DEPOT ET EVOLUTION DIAGENETIQUE

Pierre Nzoussi - Mbassani

To cite this version:

Pierre Nzoussi - Mbassani. LE CENOMANO-TURONIEN DE L'ATLANTIQUE NORD (BASSIN DU SENEGAL): ENVIRONNEMENT DE DEPOT ET EVOLUTION DIAGENETIQUE. Géochimie. Université d'Orléans, 2003. Français. NNT : . tel-00004602

HAL Id: tel-00004602

https://theses.hal.science/tel-00004602v1

Submitted on 9 Feb 2004

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

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

UNIVERSITE D'ORLEANS

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE D'ORLEANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Discipline : Sciences de l'Univers

Spécialité: Pétrologie et Géochimie organiques

PAR

Pierre NZOUSSI - MBASSANI

LE CENOMANO-TURONIEN DE L'ATLANTIQUE NORD (BASSIN DU SENEGAL): ENVIRONNEMENT DE DEPOT ET EVOLUTION DIAGENETIQUE. IMPLICATIONS PETROLIERES

soutenue publiquement le 28 Novembre 2003

Membres du jury :

M. V. PERTHUISOT	Professeur, Université d'Orléans	Président
M. J.R. DISNAR	Directeur de Recherche, CNRS	Directeur de Thèse
M. N. TRIBOVILLARD	Professeur , Université de Lille	Rapporteur
M. G. VASSEUR	Directeur de Recherche, CNRS	Rapporteur
Mme. F. LAGGOUN-DEFARGE	Chargée de Recherche, CNRS	Examinatrice
M. F. LUCAZEAU	Chargé de Recherche, CNRS	Examinateur

AVANT – PROPOS

Trois ans jour pour jour se sont écoulés depuis mon arrivée dans l'équipe "Matière organique de l'ISTO. Je tiens à remercier infiniment Jean Robert DISNAR pour m'avoir non seulement accueilli dans le laboratoire mais aussi encadré durant toute la durée de ce travail. J'associe à ces remerciements Fatima LAGGOUN-DEFARGE pour tout le suivi et les discussions qui ont permis d'orienter positivement ce travail.

Pour la fructueuse collaboration, je remercie monsieur Francis Lucazeau dont la disponibilité et les nombreux conseils ont contribué à l'aspect multidisciplinaire de ce travail.

Pour l'honneur qu'ils me font de juger ce travail, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à

Nicolas TRIBOVILLARD dont j'ai gardé en mémoire la sympathie et la disponibilité lors de mon passage dans son laboratoire.

Guy VASSEUR pour avoir bien voulu accepté de juger ce travail.

Je tiens également à remercier tout le personnel du laboratoire notamment Marielle HATTON, Didier KERAVIS pour leur collaboration technique. Je n'oublie évidement pas d'autres personnes comme Chantal LECOQ, Nathalie POTHIER qui m'ont facilité le séjour au laboratoire.

Pour les nombreuses discussions intéressantes au sein de l'équipe je tiens à remercier Mohamed. BOUSSAFIR, Christian DI GIOVANI, Elisabeth LALLIER-VERGES, Jean TRICHET qui, de par leur expérience, ont pu m'éclairer sur l'évolution de ce travail.

Je n'oublie évidemment pas le groupe choc composé de Cyril, Yoann, Jeremy, Hervé, tous des alliés inconditionnels dont la bonne entente a permis de surmonter les vicissitudes de ce métier.

A la mémoire de ma grande sœur ***Jeannette MBASSANI*** ……

SOMMAIRE

INTRODUCTION ……1

CHAPITRE I: **LE CENOMANO-TURONIEN**……5

Première partie: **Généralités sur l'évènement anoxique océanique(EAO)**……...6

I Origine du concept d'événement anoxique océanique "EAO"……6
II Concept de black shale……7
III Caractéristiques principales de l'EAO2:……7
IV Extension géographique de l'EAO2……...8
V Datation de l'EAO2……..…8
VI Différents mécanismes de formation de "black shale"……10
VII Discussion et conclusion……13

Deuxième partie : **EAO2 sur la marge ouest africaine**……...…….…..15

I Reconstitution paléogéographique……15
II Répartition des dépôts cénomano-turoniens……16
III Les deux principaux models de sédimentation……...……16
IV Conclusion……...19

CHAPITRE II: **GEOLOGIE DE LA MATIERE ORGANIQUE**

Première partie: **Généralités**……..…….……29

I Introduction ……...….…29
II La bioproductivité primaire……...……..29
III Conditions de préservation de la matière organique……30
VI Différents mécanismes de préservation de la matière organique……32

Deuxième partie: **Le système pétrolier**……..…….……34

I Définition……34

II Notion de roche mère……34
III Notion de maturité des roches mères……..……..36
IV Migration et piégeage des hydrocarbures dans les réservoirs ……...38
V Conclusion……39

CHAPITRE III: **CADRE GENERAL DE L'ETUDE**……..45

I Présentation de la zone d'étude……..……...……46
II Contexte géologique du bassin sénégalais……..……..46
III Evolution tectonique de la zone d'étude…….……..52
IV Lithostratigraphie des formations cénomano – turoniennes…….……...52
V Echantillonnage…….56
VI Conclusion……..…….59

CHAPITRE IV: **METHODES D'ETUDE**…….…63

Introduction……...…..64

Première partie: **Approche analytique**……..64

I Etude de la phase minérale…….64
II Etude de la matière organique……...……67

Deuxième partie: **Modélisation**……70

I Définition……70
II Principe…….……70

CHAPITRE V: **CARACTERISATION DE LA MATIERE ORGANIQUE**……..……73
DE LA PLATE-FORME SENEGALAISE.

CHAPITRE VI : **PARTICULES ORGANIQUES REMANIES: CRITERES**……90
CRITERES D'IDENTIFICATION ET EVOLUTION THERMIQUE

CHAPITRE VII **SEDIMENTATION ORGANIQUE DANS L'ATLANTIQUE NORD COMPARAISON ENTRE LE BASSIN SENEGALAIS ET CELUI DE TARFAYA**……..……133

CHAPITRE VIII **ETUDE DU PROCESSUS DE FORMATION ET D'ACCUMULATION DES HYDROCARBURES SUR LA PLATE-FORME SENEGALAISE: APPLICATION D'UN MODELE 2D**……178

CHAPITRE IX **DISCUSSION GENERALE**……...……..219

CONCLUSIONS GENERALES……..……..……...223

INTRODUCTION

La partie moyenne du Crétacé est décrite par de nombreux auteurs comme une période particulière de l'évolution géologique. Une synthèse de différents travaux sur cette période révèle notamment l'existence de conditions climatiques extrêmement chaudes, de teneurs en gaz carbonique anormalement élevées, une modification de la configuration géodynamique des continents, une élévation du niveau moyen des océans à l'échelle planétaire. Ces conditions spéciales ont conduit à l'installation dans le domaine océanique de conditions anoxiques et au dépôt de couches riches en carbone organique mondialement connues sous le terme de "black-shales". Malgré la quasi unanimité sur l'existence de cette crise, les causes de cette anoxie restent encore controversées. Il subsiste encore de nombreuses questions fondamentales, notamment celles concernant les facteurs qui contrôlent l'accumulation de la matière organique (MO) , i.e. une forte productivité primaire durant cette période, et/ou des conditions de préservation de la MO favorisée par des environnements anoxiques, de manière globale, les mécanismes d'établissement de l'anoxie dans les différents environnements de dépôt durant cette période.

De façon générale, deux hypothèses s'opposent : la première consacre la primauté de la productivité primaire sur la préservation. Ce modèle reflète le fonctionnement actuel de certaines marges océaniques (Mauritanie, Namibie, Pérou) où une forte productivité primaire de la matière organique est associée à des phénomènes d'upwelling. La deuxième hypothèse par contre suggère un fonctionnement des environnements de dépôt suivant un modèle euxinique tel que celui observé dans la Mer Noire. Elle tend ainsi à privilégier les conditions de préservation à la productivité primaire. Si le caractère synchrone et planétaire de l'événement anoxique océanique (EAO) paraît indéniable, la question essentielle consiste à savoir si ces deux principaux modèles permettent à eux seuls de rendre compte de différentes expressions possibles du Cénomano-turonien tenant compte de la variabilité et de la complexité de phénomènes régissant le fonctionnement de bassins sédimentaires. De même est-il possible dans une telle interaction de phénomènes naturels, de distinguer les facteurs relevant avant tout de causes locales ou régionales par rapport au caractère global de l'anoxie tel qu'il est souvent décrit.

Outre l'intérêt fondamental, des études récentes ont montré que les de cette période représentent environ 29% des roches mères mondialement connues. A ce titre, notre travail s'inscrit dans une perspective de l'exploration pétrolière de la zone onshore du Sénégal. Malgré de rares études géologiques menées souvent dans le cadre de l'exploration pétrolière, la connaissance et la caractérisation du système pétrolier de cette zone demeurent encore imprécises. Cette situation est d'autant plus paradoxale que cette zone assure l'essentiel de la production en hydrocarbures du Sénégal. En outre, l'une des préoccupations essentielles de l'exploration pétrolière de nos jours consiste à progresser vers la diminution des coûts d'exploration . Ceci suppose au delà de la caractérisation des roches mères, une meilleure compréhension des processus d'évolution géodynamique des bassins sédimentaires afin de mieux apprécier le fonctionnement des systèmes pétroliers. La modélisation apparaît dans ce cas comme l'outil le mieux adapté, permettant de simuler et d'extrapoler l'évolution des différents mécanismes naturels, notamment le processus de production et d'accumulation des hydrocarbures.

A la lumière de ce qui précède, ce travail comporte deux objectifs majeurs :

- **Le premier consiste à s'appuyer sur la détermination à la fois de l'origine, de la qualité et la quantité de matière organique pour caractériser l'environnent de dépôt des formations cénomano-turoniennes dans la plateforme sénégalaise. Une étude comparative avec le bassin de Tarfaya permettra ensuite de replacer la problématique à l'échelle de la marge ouest africaine, l'objectif final étant de proposer un modèle de sédimentation cohérent et susceptible de rendre compte de différentes expressions de ces formations.**

- **Le deuxième vise, à partir d'une modélisation à deux dimensions, à (i) reconstituer l'évolution thermique du bassin sénégalais, (ii) évaluer l'impact de cette évolution sur la maturation de la MO des roches mères cénomano-turoniennes et les phases de production d'hydrocarbures qui en découlent. Au delà il s'inscrit dans un cadre plus large visant à discuter des systèmes pétroliers de la partie onshore du Sénégal**.

Ce mémoire contient 7 chapitres principaux :

Le chapitre I consacré à une revue bibliographique sur l'évènement anoxique du Cénomano-Turonien.

Le chapitre II dans lequel nous ferons un rappel général sur la sédimentation de la matière organique en insistant notamment sur les facteurs qui déterminent sa préservation et son accumulation dans les bassins sédimentaires.

Le chapitre III consacré au contexte géographique et géologique de la zone d'étude ainsi qu'à l'histoire de l'exploration pétrolière au Sénégal.

Le chapitre IV portera sur les différentes méthodes utilisées dans ce travail.

Le chapitre V consacré à la caractérisation de la matière organique dans la plateforme sénégalaise. Les résultats seront présentés sous forme d'un article déjà paru dans *Marine and Petroleum Geology*

Le chapitre VI portant sur l'impact du remaniement dans la sédimentation organique de la plateforme sénégalaise. On discutera dans cette partie de critères d'identification et d'évolution thermique du matériel organique remanié. Les résultats sous aussi présentés sous forme d'article en préparation.

Le chapitre VII portera sur la comparaison des conditions de sédimentation de la matière organique entre le bassin sénégalais et celui de Tarfaya au Maroc. La discussion sera ensuite élargie à l'ensemble de l'Atlantique Nord par la prise en compte des données de forage profonds (DSDP). Les résultats seront présentés sous forme d'article en préparation.

Le chapitre VIII consacré à la caractérisation du système pétrolier de la zone d'étude par une modélisation 2D. Les résultats y seront également présentés sous forme d'article soumis à *Petroleum geology.*

Le chapitre IX consacré essentiellement à la discussion sur la problématique de la productivité primaire au Crétacé moyen et de préservation de matière organique en comparaison avec quelques modèles actuels.

PREMIER CHAPITRE

LE CENOMANO -TURONIEN

Première partie: GENERALITES SUR L'EVENEMENT ANOXIQUE DU CENOMANO-TURONIEN (EAO).

I Origine du concept d'événement anoxique océanique "OAE"

II Concept de black shales

III Caractéristiques principales de l'EAO2

IV Extension géographique de l'EAO2

V Datation de l'EAO2

VI Différents mécanismes de formation de "black shales"

VI-1 La topographie et la tectonique

VI-2 La productivité primaire

VI-3 La transgression

VI-4 Le climat

VI-5 La circulation et la stratification des eaux océaniques

VI-6 *Le méromictisme océanique*

VII Discussion et conclusion

Deuxième partie: EAO2 DANS LA MARGE OUEST AFRICAINE

I Reconstitution paléogéographique

II Répartition des dépôts Cénomano-Turoniens

III Les deux principaux modèles de sédimentation

III-1 Modèle basé sur une forte productivité primaire

III-2 Modèle basé sur la préservation: milieu euxinique

IV Conclusion

Première partie: GENERALITES SUR L'EVENEMENT ANOXIQUE DU CENOMANO-TURONIEN.

I Origine du concept d'événement anoxique océanique "OAE":

La question de l'existence, dans le partie moyenne du Crétacé, de conditions environnementales particulières à l'origine d'une accumulation exceptionnelle de sédiments océaniques riches en matière organique, a fait l'objet d'une littérature abondante comme en témoigne la liste non-exhaustive suivante : Schlanger et Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; de Graciansky et al., 1982; Arthur et Premoli Silva, 1982; Herbin et al., 1986; Thurow et Kuhnt, 1986; Summerhayes, 1987; Gale et al., 1993; Erbacher et al., 1996; Kolonic et al., 2002. Certes, la présence, à l'affleurement, de sédiments à forte teneur en carbone organique était connue des géologues depuis au moins un siècle, cependant, ce sont les campagnes d'exploration des fonds océaniques qui se sont développées à partir des années 70 qui ont véritablement permis de mettre en relief l'existence durant la partie moyenne du Crétacé d'un phénomène sédimentaire particulier, au travers de l'étendue et du synchronisme de ce type de dépôts.

Suite à la synthèse de diverses données obtenues notamment dans les océans Pacifique et Indien, Schlanger et Jenkyns (1976), ont introduit le concept d'*événement anoxique océanique* (EAO). Ces auteurs ont aussi défini deux épisodes majeurs d'appauvrissement des eaux de fond en oxygène auxquels ce concept s'appliquerait. Le premier, qualifié de EAO1, irait du Barrémien à l'Aptien et le second, où EAO2 coïnciderait avec la limite Cénomanien - Turonien. Plus tard un troisième épisode d'âge Conacien-Santonien sera encore proposé (Arthur et Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980). La caractéristique essentielle de l'EAO2 qui le distingue fondamentalement des autres, tient à la fois à son extension et à sa courte durée (Schlanger et Jenkyns, 1976).

Le concept anoxique utilisé par Schlanger et Jenkyns (1976) pour qualifier ces événements du Crétacé avait clairement une connotation génétique. Il sous-entendait que de mauvaises conditions d'oxygénation des eaux océaniques étaient à l'origine de la formation des couches riches en matière organique. Nous verrons ultérieurement, que de ce point de vue, ce concept a été débattu.

II Concept de black shale

La controverse sur l'EAO2 ne se limite pas seulement aux différents mécanismes responsables de ce phénomène, elle réside aussi dans la nomenclature proposée pour désigner ces formations riches en carbone organique (Waples, 1983; Tyson, 1987, Wignall, 1995). En effet, le terme habituel de "black shale" ne reflète pas toujours la réalité car les sédiments déposés lors de l'épisode incriminé ne sont pas forcément noirs, ni toujours de nature essentiellement argileuse. Eicher et Diner (1991) ont résumé très schématiquement la grande diversité des couches plus ou moins riches en matière organique dans lesquelles s'exprime l'EAO2, dans les contextes géologique variables. Il s'agit soit de cycles calcaires/marnes, soit de cycles argiles noires/silice (cas du niveau Bonarelli, en Italie centrale), ou encore une alternance plus complexe de shales noirs, gris verts et rouges (comme dans certaines coupes atlantiques profondes). Compte tenu de cette diversité lithologique plusieurs termes ont été proposés pour désigner ces formations. C'est ainsi que Bréheret (1986) a préféré l'appellation de "couches riches en carbone organique" tandis que Busson et Cornée (1996) parlaient de "couches sombres laminées". Malgré ces différentes propositions, le concept de "black shale" est encore celui qui est le plus souvent utilisé compte tenu de sa connotation génétique.

III Caractéristiques principales de l'EAO2

A la lumière de différents travaux antérieurs (Schlanger et Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; de Graciansky et al., 1982; Arthur et Premoli Silva, 1982; Kuhnt, et al., 1986; Herbin et al., 1986; Thurow et Kuhnt, 1986; Summerhayes, 1987; Gale et al., 1993; Busson et Cornée 1996; Erbacher et al., 1996; Kolonic et al., 2002), les principales caractéristiques de l'EAO2 peuvent être résumées comme suit:

1. Extension téthysienne et courte durée;
2. Forte teneur en matière organique avec une prédominance du type II (d'origine marine);
3. Apparition d'une anomalie $\delta^{13}C$ positive;
4. Concentration élevée en éléments traces tels que Ag, Cd, Mo, Sb, V, Zn;
5. Taux de sédimentation faible et prédominance de faciès finement lités;
6. Absence ou rareté de bioturbations;
7. Pauvreté en faune benthique.

IV Extension géographique de l'EAO2

La figure 1 donne une indication sur l'étendue et la répartition géographique des formations riches en carbone organique du Cénomano-Turonien. Ces faciès ont été rencontrés sur tous les continents, depuis l'Afrique à l'Europe et jusqu'en Amérique. L'EAO2 a été reconnu dans de nombreux forages océaniques, dans l'Atlantique (sites 105, 138, 367, 398, 530, 549, 551, 603, 641), dans l'océan Pacifique (sites 305, 310, 310 et site abyssal 585) et enfin, sur la marge ouest-australienne (site 763; Thurow et al., 1992). Parmi les niveaux les plus étudiés, on peut citer, en Europe, l'horizon *Bonarelli* en Italie centrale et le *Black Band* dans le Yokshire, en Angleterre. L'horizon Bonarelli est un niveau d'environ 1m d'épaisseur, constitué par une alternance d'argiles et d'argiles limoneuses toutes deux de couleur gris-olive, ainsi que de microgrès et grès fins vert olive et riches en radiolaires (Arthur et Premoli Silva, 1982; Marcucci Passerini et al., 1991).

Sur le continent nord-américain, les traces de l'EAO2 ont été reconnues dans l'Arctique canadien (Wall, 1983 in Schlanger et al., 1987) et l'Alaska (Lanphere et Tailleur, 1983, in Schlanger et al., 1987). Plus au sud, en Amérique du Sud, des formations de cet âge sont bien connues notamment sous forme des couches riches en matière organique de la Luna, au Vénézuela, de la Villeta en Colombie et de Napo, en Equateur (Finch, 1981, in Schlangler et al., 1987).

En Afrique, les formations cénomano-turoniennes sont essentiellement connues sur la marge nord-ouest africaine, nous reviendrons plus bas sur les caractéristiques de l'EAO2 dans cette partie du Monde.

V Datation de l'EAO2

La rareté de macro- et microfaune bien préservées et l'existence des dépôts riches en MO antérieurs et postérieurs à l'EAO2 rend souvent la datation de cet évènement difficile. Robaszynski (1989) le situeraient dans la zone d'ammonite à *Metoïcoceras geslinianum* (zonation européenne).

Les études sur les foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires menées sur des carottes océaniques DSDP/ODP (Muller et al., 1983, 1984) rappellent que le niveau à *Rotalipora cushmani* précède l'événement qui correspondrait plus à la zone à *Whiteinella*

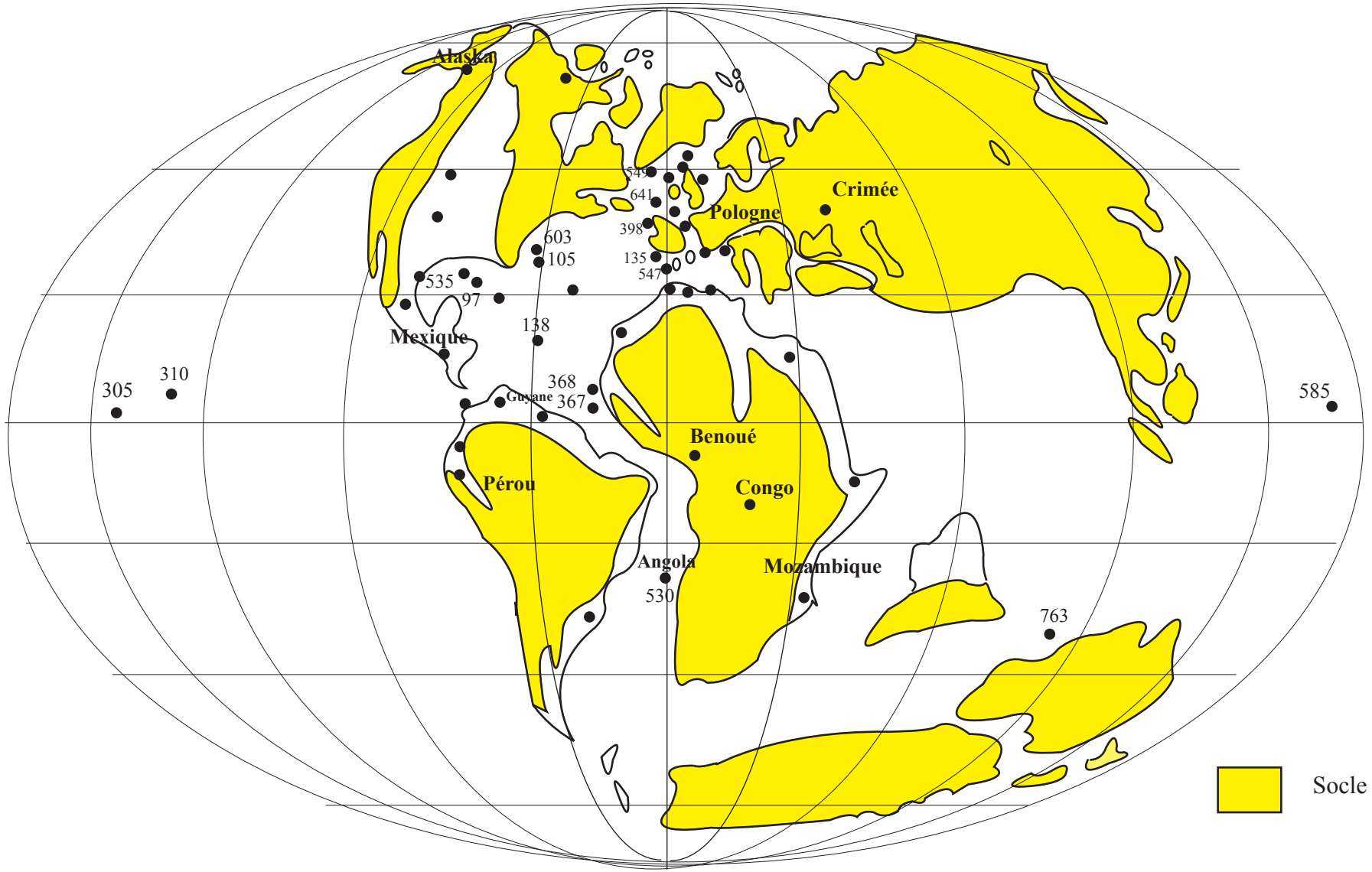


Fig.1: Carte paléogéographique de la répartition de l'évenement anoxique océanique au Cénomano-Turonien avec localisation des forages DSDP. Principalement d'après Schlanger et al., (1987) et des données complémentaires de Herbin et al., (1986), Arthur et al., (1990).

archeocretacea à cheval sur le Cénomano-Turonien; l'apparition de *Praeglobotruncana helvetica* marquant la base du Turonien (Kuhnt et al., 1990).
Les nannofossiles calcaires sont rarement présents dans ces formations, néanmoins l'événement débuterait dans le sommet de la zone à *Lithraphidites acutum* (Muller et al., 1983, 1984). La zone suivante à *Quadrum gartneri* quant elle débuterait dans le Turonien basal (Bengston, 1996).

La datation absolue de cet événement EOA2 et sa durée sont aussi très controversées. Pour le niveau de Bonarelli, Arthur et Premoli Silva (1982) estiment que la durée de son dépôt n'a pas dépassé 0,7 MA. Schlangler et al., (1987) parlent d'une durée inférieure à 1 MA. Dans un article de synthèse, Arthur et al. (1990) situent la durée de cet évènement à 0,5 MA, soit plus précisément entre 90,5 et 91 MA.

VI Différents mécanismes de formation de "black shales"

Différents facteurs ont été évoqués pour expliquer la formation des black shales. Nous nous limiterons ci-après aux facteurs les plus importants.

VI-1 La topographie et la tectonique.

De nombreux auteurs ont évoqué l'importance de facteurs topographiques dans l'accumulation de sédiments riches en matière organique (Tissot et al., 1979; 1980). Il s'agit notamment de rides océaniques (e.g. cas de la ride médio-atlantique, de la ride de Walvis et de celle de Rio-Grande) qui, jouant le rôle de barrière, limiteraient la circulation et le brassage des eaux polaires froides et riches en oxygène, avec le reste des eaux océaniques. Ceci favoriserait l'installation d'une anoxie dans la partie océanique ainsi isolée (Tissot et al., 1979; 1980). Cette hypothèse est soutenue par les observations de certains auteurs comme Demaison et Moore (1980). D'après eux, les océans actuels seraient presque anoxiques sans l'oxygénation de leur partie profonde par les eaux froides et denses provenant des régions polaires, notamment antarctiques.

Arthur et Schlanger (1979) ont aussi mis l'accent sur la prolifération de la matière organique, lors de l'ouverture de l'Atlantique, de bassins contrôlés tectoniquement, ce qui constitue un facteur interne favorable à l'isolement et au confinement.

VI-2 La productivité primaire

Divers mécanismes ont été proposés pour expliquer une exceptionnelle productivité primaire au Cénomano-Turonien. Tissot (1979) et Jenkyns (1980) estiment que la prolifération exceptionnelle du biota marin est liée à l'extension des mers épicontinentales lors d'une grande transgression, par le seul fait de l'accroissement des surfaces où la photosynthèse est active. Les nutriments nécessaires à la stimulation de la production primaire (phytoplanctonique essentiellement) proviendraient du remaniement du substrat lors de la transgression. L'abondante matière organique produite épuiserait rapidement l'oxygène dissous, entraînant ainsi l'installation de l'anoxie favorable sa préservation.

De même, par comparaison avec le fonctionnement actuel de certaines marges africaines (Mauritanie et Namibie), certains auteurs ont évoqué le rôle des phénomènes d'upwelling dans la grande productivité primaire de cette époque (Arthur et Natland, 1979; Calvert, 1987; Calvert, 1987; Pedersen et Calvert, 1990). La présence dans les sédiments correspondants de silice biogène, et plus particulièrement de radiolaires qui sont des organismes connus pour être caractéristiques des environnements des upwellings (De Wever et al., 1985), renforce ces auteurs dans leur hypothèse.

Enfin, l'augmentation de la production organique a été aussi présentée comme le fruit de la destruction des forêts qui recouvraient les plaines basses lorsque la grande transgression s'est produite (Schlanger et Jenkyns, 1976). Le développement de la couverture forestière était alors d'autant plus important que le climat était chaud et humide, d'une part, et d'autre part que la prolifération des angiospermes récemment apparus aurait été remarquable (Philip et al., 1993).

VI-2 La transgression

Outre son éventuelle incidence sur la productivité organique, la transgression semble aussi avoir joué un rôle dans la limitation des taux de sédimentation de la période considérée. Ainsi, selon Tissot (1979), l'expansion du domaine océanique aurait induit un blocage des apports terrigènes loin des bassins océaniques. Elle aurait ainsi évité une dilution importante de la matière organique par des apports considérables de constituants minéraux.

VI-3 Le climat

La particularité climatique de la partie moyenne du Crétacé a souvent été évoquée comme un des principaux facteurs responsables de l'EAO2 (Hallam, 1967; Hays et Pitman, 1973; Fischer et Arthur, 1977; Hallam 1985; Hedberg et Fischer, 1986). En effet, les températures moyennes étaient alors plus élevées que les températures actuelles. Au Pôle, par exemple, elles auraient été de 10 à 15°C supérieures à celles observées aujourd'hui. Les gradients latitudinaux étaient alors aussi sensiblement moindres qu'ils ne le sont actuellement (Hays et Pitman, 1973; Fischer et Arthur, 1977).

Cette faiblesse des gradients thermiques latitudinaux était responsable d'une circulation océanique lente, voire stagnante, favorable à la préservation de la matière organique. En outre, les températures globales élevées favorisent nécessairement aussi l'existence d'eaux océaniques plus chaudes, mais aussi appauvries en oxygène par rapport aux eaux froides. De même le climat chaud et humide de cette époque aurait aussi favorisé le développement d'une couverture végétale abondante, source de carbone organique dans le milieu océanique.

VI-4 La circulation et la stratification des eaux océaniques

La configuration latitudinale de la Téthys (Brunn, 1979; Philip et al., 1993) aurait joué un rôle important dans la circulation des eaux océaniques, notamment en limitant les échanges entre les eaux polaires denses et riches en oxygène et les eaux océaniques chaudes et peu oxygénées. L'oxygène dissous ayant un rôle bien connu sur la destinée de la matière organique, cette orientation paléogéographique a sans nul doute déterminé l'installation de l'anoxie durant la période considérée.

L'existence d'une stratification thermohaline essentiellement dues au contraste de salinité entre des eaux profondes salées et denses et des eaux superficielles dessalées a été aussi évoquée comme une des causes possibles de l'EAO2 (Arthur et Natland, 1979; Thierstein, 1979).

VI-5 Méromictisme océanique

En partant du modèle de fonctionnement actuel de lacs de cratères volcaniques du Cameroun (lacs Nyos et Monoun), Busson et Cornée (1996) ont proposé une nouvelle approche de l'installation de l'anoxie. Ces auteurs décrivent l'EAO comme le fruit d'un

enrichissement des eaux océanique par le CO_2 mantélique. En effet, les deux lacs camerounais ont la particularité d'avoir des taux de CO_2 dissous de 98 à 99%. Ces taux permettent une stratification des eaux et la préservation de la matière organique produite dans la zone photique.

VII Discussion et conclusion

L'analyse de différents facteurs évoqués ci-dessus soulève plusieurs questions quant au rôle exact joué par chacun d'eux dans l'installation de l'EAO2, en tenant compte de la diversité des environnements concernés par ce phénomène. Nous allons essayer de discuter de limites de différentes interprétations proposées, voire dans certains cas, de leurs contradictions. Certes les facteurs topographiques et structuraux peuvent favoriser l'isolement et le confinement les eaux océaniques, ils paraissent toutefois insuffisants pour expliquer l'anoxie dans les mers épicontinentales ouvertes.

La question de la forte productivité primaire suggérée pour la période considérée, suscite également quelques réserves parmi certains auteurs (Ryan et Cita, 1977; Pratt et King, 1986; Stein, 1986). Partant de taux de sédimentation faibles dans la partie moyenne du Crétacé (de l'ordre de 0,3 à 1m/MA), par rapport ceux observés actuellement dans les zones à forte productivité organique, les auteurs considèrent que la bioproductivité était certainement faible à modérée et n'aurait atteint que 10% de celle de l'actuel. Cette thèse est reprise par Sinninghe Damsté et Köster (1998), ainsi que par Kolonic et al. (2002) qui considèrent que la préservation est le facteur essentiel, la productivité primaire ayant effectivement été modérée.

Par ailleurs, le rôle que le taux de sédimentation jouerait dans la préservation de la MO est aussi sujet à controverse. Ainsi, contrairement à la thèse de Tissot (1979), Waples (1983) considère qu'un faible taux de sédimentation a un impact négatif sur la conservation de la matière organique. En effet, plutôt que d'être rapidement enfouie, la matière organique serait

alors exposée aux processus de dégradation, en particulier à ceux réalisés par les macrobiontes.

L'explication basée sur la stratification thermohaline et la limitation de la circulation des eaux, semble essentiellement privilégier la préservation de la MO au détriment de la productivité primaire. Cette thèse ne définit pas clairement l'influence du type de matière organique à préserver. En outre, d'après plusieurs auteurs (Tissot et Welte, 1984; Calvert, 1987; Huc et al., 1992), une forte préservation peut difficilement être dissociée d'une productivité primaire importante.

Enfin dans leur modèle fondé sur les lacs africains riches en CO_2, Busson et Cornée (1996) voulaient avant tout palier l'absence d'explication univoque de l'EAO2 en proposant un schéma s'inspirant largement d'environnements actuels. Cependant, leur approche pose le problème de l'extrapolation d'un tel modèle : (1) à un phénomène géologique quasi-global et (2) à des environnements très variés, allant de plaines abyssales à des mers épicontinentales qui demeurent fréquemment des milieux ouverts.

Cette discussion nous amène aux conclusions suivantes:

- L'EAO2 ne peut être lié à un seul facteur mais certainement à la conjonction de plusieurs.

- Il semble hasardeux sous prétexte de l'existence d'un phénomène quasi-planétaire d'appliquer un modèle univoque sans tenir des spécificités de chaque environnement de dépôt.

- Il est nécessaire pour une période aussi étudiée que le Cénomano-Turonien de faire l'inventaire de ce qui relève purement de facteurs locaux par rapport aux caractéristiques mondialement connues.

- Enfin, il convient, pour chaque contexte géologique, de préciser un modèle de sédimentation spécifique.

Deuxième partie: EAO2 DANS LA MARGE NORD-OUEST AFRICAINE

I Reconstitution paléogéographique:

L'évolution paléogéographie de la marge ouest-africaine fait suite à la dislocation fini-triasique-début jurassique, du supercontinent de la Pangée et à l'ouverture de l'Atlantique et de la Néotethys. Au début du Cénomanien, pendant que l'océan Atlantique continuait de s'ouvrir, la Téthys amorçait un processus de fermeture (Baudin, 1995). De façon générale, durant le Cénomano-Turonien, la Téthys et l'océan Atlantique nouvellement formé, présentaient une faible circulation des eaux, voire leur stagnation due à la fois à la fois à l'ancien détroit de Gibraltar et une connexion limitée entre l'océan Atlantique et les océans voisins (Handoh et al., 1999).

Ces facteurs d'isolement ont été déterminants dans le développement de l'anoxie durant cette période (Philip et al., 1993; Ricou, 1995; Baudin, 1995). Ce n'est qu'à la suite de l'ouverture totale de l'Atlantique Nord et Sud qu'il y a eu apport d'eaux riches en oxygène par des courants Nord-Sud comparables à ceux observés de nos jours. De nombreux auteurs attribuent la disparition de l'anoxie du Cénomano-Turonien à l'apport d' eaux froides, denses et riches en oxygène provenant des hautes latitudes à la faveur du passage d'une circulation latitudinale (au début de la dislocation continentale), voire d'une stagnation, à une circulation longitudinale (Kuhnt et Wiedmann, 1995). Dans le bassin sénégalais, ce changement se marque notamment par l'apparition de faciès de plus en plus oxydés d'argilites brique, au Coniacien (Herbin et al.,1986).

Sur le plan bathymétrique, la succession des environnements depuis le bassin marocain jusqu'à l'offshore sénégalais, permet de passer d'un milieu marin peu profond de type néritique (plateforme sénégalaise), au domaine hémipélagique (bassin de Tarfaya) et enfin au domaine marin pélagique (DSDP 367).

II Répartition des dépôts cénomano-turoniens:

En Tunisie centrale (**Fig. 2**), les niveaux les plus connus sont les formations du Bahloul, constituées de calcaire feuilletés et de passées argileuses riches en organismes planctoniques (Robaszynski et al., 1993; Maamouri et al., 1994; Accarie et al., 1996). Dans certains pays

comme l'Algérie, l'Egypte et la Libye, les études relatives à ces formations sont assez rares. Par contre, plus sud, au Maroc, ces formations ont été intensément étudiées. On les rencontre notamment dans la région du haut Atlas (Essaouira au nord et Agadir au sud) où elles se présentent sous forme de marnes et de calcaires riches en nodules siliceux contenant de la matière organique immature avec de teneur de COT pouvant dépasser 11% (Stamm, 1981; Einsele et Wiedmann, 1982; Thein, 1988). Au sud de l'Anti-Atlas, particulièrement dans la région de Tarfaya, de nombreux affleurements du Cénomano-Turonien ont été décrits (Leine, 1986; El Albani et al., 1999a; Kuhnt et al., 2001; Kolonic et al., 2002). Ce sont essentiellement des schistes bitumineux avec de teneur en COT supérieures à 18 %. Ceux-ci sont considérés comme les principales roches mères dans ce bassin.

Plus au sud, dans les bassin sénégalo-mauritanien, le forage océanique profond DSDP 367, permet de mettre en évidence une série cénomano-turonienne particulièrement riche en carbone organique (Herbin et al., 1986). Ces formations se présentent comme une alternance complexe d'argilites calcaires, de marnes noires laminées, d'argilites olive-gris et d'argilites noires. La matière organique d'origine marine et préférentiellement concentrée dans les niveaux argileux avec des valeurs de COT en moyenne de 10% mais qui peuvent parfois atteindre 40% dans certains niveaux d'argilites (Herbin et al., 1986). Cette valeur correspond à la plus forte teneur en carbone organique rencontrée sur la marge ouest-africaine. Des formations à teneur élevée en COT (environ 10%) ont été aussi rencontrées dans des forages offshore (CM1, CM2, CM10), en Casamance (Lancelot et Seibold, 1977).

II Les deux principaux models de sédimentation:

Malgré la controverse existant sur le rôle des différents facteurs définis ci-dessus, la synthèse de l'ensemble travaux effectués sur le Cénomanien-Turonien de l'Atlantique-Nord conduit à la définition des deux principaux modèles classiques de dépôt de séries riches en matière organique. Le premier modèle privilégie une forte productivité primaire. A contrario, le second met l'accent sur de bonnes conditions de préservation de la MO, suivant un modèle euxinique.

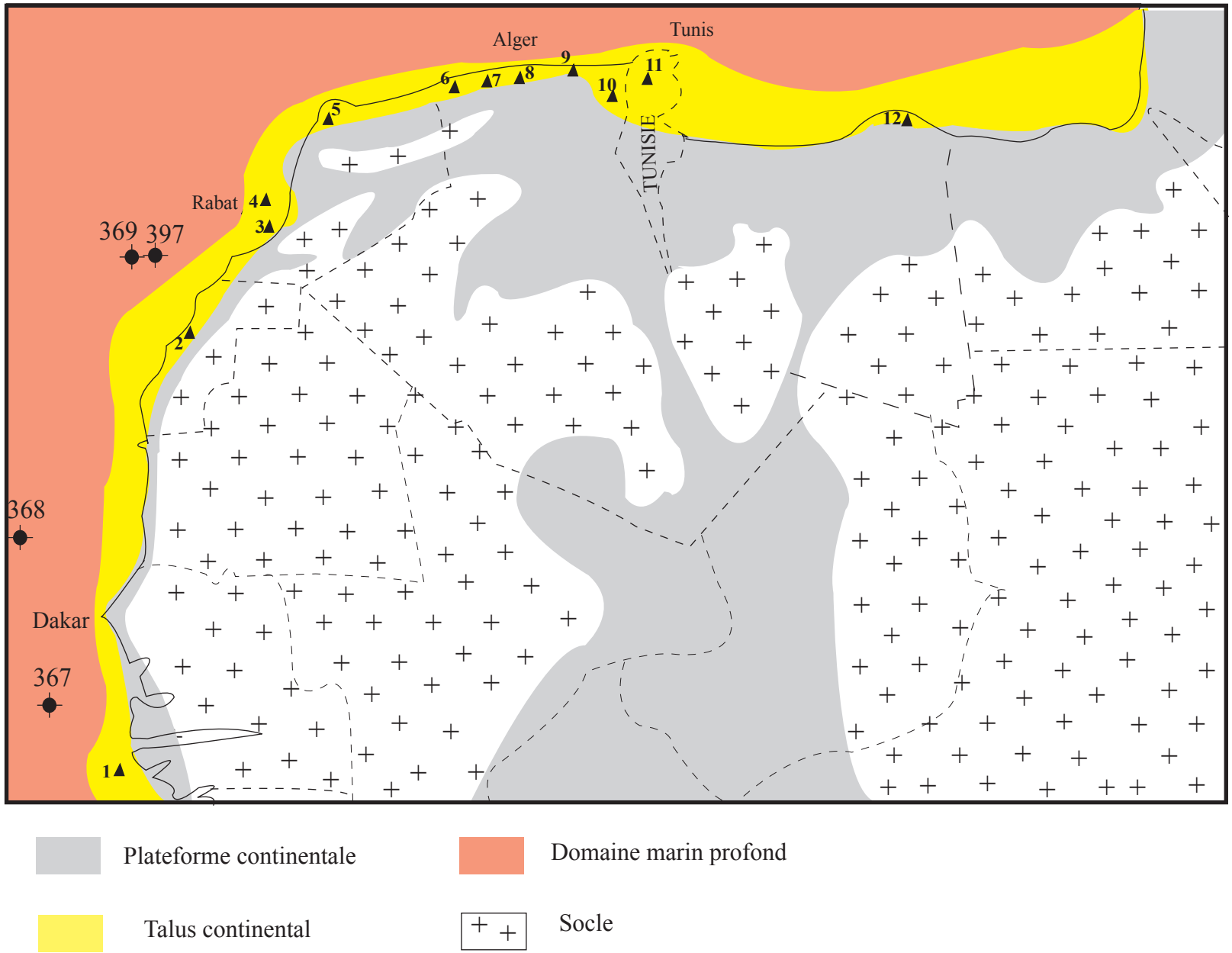


Fig.2 Carte paléogéographique et de localisation des faciès du Cénomano-Turonien du Nord-Ouest de l'afrique d'après Busson & Cornée (1972) et Stampfil et al., (2001).

1 Casamance; **2** Tarfaya; **3** Agadir; **4** Essaouira; **5** Rift; **6** Tessala; **7** Ouarsenis; **8** Titteri; **9** Biban; **10** Nementcha; **11** Bahloul

II-1 Modèle basé sur une forte productivité primaire

C'est le premier modèle proposé pour expliquer la richesse en carbone organique de sédiments du Cénomano-Turonien. Ce modèle se rattache aux concepts défendus par Calvert (1987) et Jenkyns (1980) qui privilégient tous la productivité aux dépens de la préservation. Il associe trois phénomènes essentiels: (1) une orte productivité biologique liée aux phénomènes d'upwelling, (2) le développement d'une zone à minimum d'oxygène (ZMO) et (3) une expansion de cette zone sur la plate-forme continentale suite à la grande transgression de cette époque. L'existence, durant cette période, d'un intense régime d'upwelling sur la marge ouest-africaine, a été décrite par Kruijs et Baron (1990). La carte de la zone d'influence de ce phénomène (Kruijs et Barron, 1990) s'appuie essentiellement sur les données paléoécologiques, et notamment l'abondance des foraminifères benthiques et des radiolaires (Kuhnt et Wiedmann, 1982; Wiedmann et al., 1982).

II-2 Modèle basé sur la préservation: milieu euxinique

Le modèle euxinique est inspiré des conditions hydrologiques de la Mer Noire où une stratification de l'eau est assurée par un contraste de salinité. Cette stratification implique une superposition entre une couche d'eau inférieure, dense, stagnante, et par conséquent anoxique, et une couche d'eau supérieure moins dense et oxique. L'euxinisme se traduit notamment par la présence d'H_2S dans la colonne d'eau anoxique. Les arguments en faveur de ce modèle se basent sur divers facteurs (Ryan et Cita, 1977; Demaison et Moore, 1980 et Waples, 1983). Les teneurs de COT exceptionnellement élevées rencontrées dans les parties profondes de l'Atlantique-Nord montrent une extension de l'anoxie dans les eaux abyssales que seul un système euxinique peut expliquer (Kuhnt et al., 1990). Dans certains endroits de la marge ouest-africaine, la limite inférieure de la colonne anoxique aurait atteint plus de 3 km de profondeur (Thurow et Kuhnt, 1986).

Enfin, la découverte dans le forage DSDP 367, dans l'offshore sénégalais (Sinninghe Damsté et Köster, 1998), comme dans le bassin de Tarfaya (Kolonic et al., 2002) de l'i*sorenieratane*, biomarqueur caractéristique de *Chlorobiaceae,* renforce de plus en plus l'idée d'un fonctionnement de type euxinique de la marge Nord -Atlantique. En effet, les *Chlorobiaceae*

sont des micro-organismes verts, phototrophes, sulfo-oxydants, qui proliférant là où la production d'hydrogène sulfuré (H_2S), par les bactéries sulfato-réductrices, est importante comme dans la Mer Noire. Ces organismes forment alors, à l'interface rédox, un biofilm qui empêche le transfert des sulfures vers la colonne d'eau supérieure. Outre l'isoréniératène, les Chlorobiaceae présentent aussi d'autres caroténoïdes de la famille du chlorobactène, ainsi que des pigments de type bactériochlorophylle *c*, *d* ou *e*. Ainsi, comme l'ont évoqué Sinninghe Damsté et al. (2001), la présence d'i*sorenieratane* qui provient de la réduction d'*isoréniératène* suggère le développement d'une colonne euxinique ayant atteint la zone photique.

Conclusion

Il est évident que les deux modèles proposés relancent le sempiternel débat qui oppose les partisans d'une primauté de l'anoxie (conditions de préservation) sur la productivité primaire à ceux qui pensent par contre que c'est la productivité primaire qui induit l'anoxie.

Dans le cadre de ce travail nous considérerons que le meilleur moyen d'approcher ce problème est de faire une comparaison entre des séries contemporaines ayant connu une évolution géodynamique voisine. C'est ainsi que les séries du Sénégal seront comparées à celle du bassin de Tarfaya ainsi qu'à des travaux antérieurs (DSDP) afin de dégager un mécanisme régional de sédimentation durant le Cénomano-Turonien.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Accarie, H., Emmanuel, L., Robaszynski, F., Baudin, F., Amédro, F., Caron, M., Deconinck, J.-F. (1996). La géochimie isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanien/Turonien en Tunisie centrale. *C. R. Acad. Sci*, *Paris* **322,** 579-586.

Arthur, M., A., Natland, J.H. (1979). Carbonaceous sediments in the North and south Atlantic: the role of salinity in stable stratification of early Cretaceous basins. In Talwani, M., Hay, W. et Ryan, W.B.F. (Eds). Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironments; - *American geophysical union* (Maurice Ewing Series), **3**, 375- 401.

Arthur, M., A., Premoli Silva, I. (1982). Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies, Schlanger S.O. et Cita M. B.(Eds). *Academic Press, London*, p. 7-54.

Arthur, M.A., Schlanger, S.O. (1979). Cretaceous "Oceanic Anoxic Events " as causal factors in developpemnt of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bulletin*, 63(6), 870-885.

Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S. O. (1990). Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous seqiuences. In Cretaceous Resources, Events and Rhythms, ginsburg r. N. and Beaudoin. (Eds). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp.75-119.

Baudin, F. (1995). Depositional controls on Mesozoic source rocks in the Tethys. In Huc, A-Y., (Ed). Paleogeography, paleoclimate, and source Rocks. AAPG Studies in Geology, **40**, pp. 191-211.

Bengston, P. (1996). The Turonian stage and substage boundaries. *Bull. Inst. Royal. Sci. Nat. Belgique, Sci. Terre*, **66**, 69-79.

Bréheret, J. G. (1986). Les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min*., **110**, 285p.

Brunn, J.H. (1979). Océans et orogenèses. *Bull. Soc. Géol. France*, **5**, p.653-661.

Busson, G., Cornée, J. (1996). *L'évènement océanique anoxique du Cénomanien supérieur-terminal* (95-125). *Société Géologique du Nord*, Publication 23.

Calvert, S.E. (1987). Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. *Geol. Soc. Spec. Publ*. **26**, 137-151.

Demaison, G. J., Moore, G.T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin,* **64**, 1179-1209.

De Wever, P., Duée, G., El Kadiri, K. (1985). Les séries stratigraphiques des klippes de Chrafate (Rif septentrional, Maroc) témoins d'une marge continentale subsidente au cours du Jurassique Crétacé. *Bull. Soc. Geol. Fr*. (**8**), (13), 363-379.

Eichner, D.L., Diner, R. (1991). Environmental factors controlling Cretaceous limestone-marlstones rhythms. *In* Cycles and events in stratigraphy, Einsele G., Ricken W. et Seilacher A. (Eds), Springer Verlag, Berlin, p.79-93.

El Albani, A., Kuhnt, W., Luderer, F., Herbin, J.P., Caron, M. (1999a). Palaeoenvironmental evolution of the Late Cretaceous sequence in the Tarfaya Basin (southwest of Morocco).in: Cameron, N.R., Bâte, R.H., Dure, V.S. (Eds.), The Oil and Gas Habitats of me South Atlantic. *Geol. Soc., London, Spécial Publ.*, **153**, pp. 223-240.

Einsele, G., et Wiedmann, J., (1982). Turonian black shales in me Moroccan coastal basins: first upwelling in die Atlantic Ocean? In:Von Rad, U., Hinz, K., Samdieim, M., Seibold, E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer,Berlin, pp. 396-414.

Erbacher, J., Thurow, J., Littke, R. (1996). Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations – a new tool to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology* **24**, 499-502.

Fischer, G., Arthur, M. A. (1977). Secular variations in the pelagic realm. *SEPM sp. Publ*., **25**, p. 19-50.

Graciansky, P.C. (de), Brosse, E., Deroo, G., Herbin, J.P., Montadert, L., Müller, C.(1982). Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique nord et leur matière organique: paléogéographie et milieux de dépôt. *Rev. Inst. Fr. Pétr,* **37** (3), 275-338.

Gale, A.S., Jenkyns, H.C., Kennedy, W.J. (1993). Chemostratigrahy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *J. Geol. Soc. London* **150**, 29-32

Hallam, A. (1967). The depth significance of shales with bituminous laminae. *Marine geol*., Amsterdam, **5**, p. 481-493.

Hallam, A. (1985). A review of Mesozoic climates. *J. geol. Soc. London*, **142**, p.433-445.

Handoh, I.C., Bigg, G.R., Jones, E. J.W., Inoue, M. (1999). "An ocean modeling study of the Cenomanian Atlantic: equatorial paleo-upwelling, organic-rich sediments and the consequences for a connection between the proto-North and South Atlantic". *Geophysical Research Letters*, **26**, 223-226.

Hays, J.D., Pitman, W.C. (1973). Lithospheric plate motion, sea level changes, and climatic and ecological consequences. *Nature,* **246**, 18-22.

Hedberg H. D., Fischer, G. (1986). Milankovitch climatic origin of mid cretaceous black shales rhythms in central Italy. *Nature*, **321**, p.739-743.

Herbin, J.P., Montadert, L., Müller, C., Gomez, R., Thurow, J., Wiedmann, J. (1986). Organic-rich sedimentation at the Cenomanian – Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *Geological Society of London, Special Publication*, **21**, 389-422.

Huc, A.Y., Lallier-Vergès, E., Bertrand, P., Carpentier, B., Hollander, D.J. (1992). Organic matter response to change of depositional environment in Kimmeridgian shales, Dorset, UK. In J. Whelan et J. Farrington, *Productivity, Accumulation, and Preservation of Organic matter in Recent and Ancient sediments*. Columbia University Press, New York, pp. 469-486.

Jenkyns, H.C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society,* London, **137**, 171-188.

Kolonic, S., Sinninghe Damsté, J.S., Böttcher, M.E., Kuypers, M.M.M., Kuhnt, W., Beckmann, B., Scheeder, G., Wagner, T. (2002). Geochemical Characterization of Cenomano/Turonian Black shales from the Tarfaya basin (SW Morocco). Relationships between palaeoenvironmental conditions and early sulphurization of sedimentary organic matter. *J. Petr. Geol*. **25**, 325-350.

Kruijs, E., Barron, E., (1990). Climate model prediction of paleoproductivity and potential source-rock distribution. In: Huc, A.Y.(Ed.), Deposition of Organic Faciès. *AAPG Studies in Geology*, **30**, pp. 195-216.

Kuhnt, W., Thurow, T., Wiedmann, J., Herbin, J.P. (1986). Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian-turonian boundary and the response of biota. *In* Biogeochemistry of black shales, Degens E.T., Meyers, P. A., Brassel, S. C. (Ed). *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität* Hamburg, Heft **60**, p.205-246.

Kuhnt, W., Herbin, J.P., Thurow, T., Wiedmann, J. (1990). Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. *In* Depositional of organic facies, Huc, A. Y. (ed.) *AAPG* studies in Geology, **30**, p. 133-160.

Kuhnt, W., et Wiedmann, J. (1995). Cenomanian-turonian source rocks: paleobiogeographic and paleoenvironment aspects. In: Huc, A-Y (Ed), Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks, *AAPG* Studies in geology, **30**, pp. 133-160.

Kuhnt, W., El Chellai, H., Holhoum, A., Luderer, F., Thurow, J.,Wagner, T., El Albani, A., Beckmann, B., Herbin, J. P., Kawamura, H., Kolonic, S., Nederbragt, S., Street, C., R avilious, K. (2001). Morocco basin's Sedimentary record may provide correlations for Cretaceous paleoceanographic events worldwide. EOS **82** (33), 361, 364.

Lancelot, Y., Seibold, E. (1977). Initial reports of deep sea Drilling Project, 41 Washington. *U.S. Govt printing office,* 1259p.

Leine, L. (1986). Geology of the Tarfaya oil shale deposit, Morocco.*Geol. Mijnb*. **65**, 57-74.

Maamouri, A. L., Zaghbib-Turki, D., Matmati, M. F., Chikhaoui, M., Salaj, J. (1994). La Formation Bahloul en Tunisie centro-septrentrionale: variations latérales, nouvelle datation et nouvelle interprétation en terme de stratigraphie séquentielle. *J. Afr. Earth Sci* **18** (1), 37-50.

Marcucci Passerini, M., Bettini, P., Dainelli, J., Sirugo, A. (1991). 'Bonarelli horizon' in the Central Alpennines (Italy) and Beltic cordillera (Spain). *Mém. Géol.* (Lausanne) **21**, 415p.

Müller, C., Schaaf, A., Sigal, J. (1983). Biochronostratigraphie des formations d'âge crétacé dans les forages du D.S.D.P. dans l'Océan Atlantique nord. 1ére part. *Rev. Inst. Fr. Pétr.***38**, 6, p3-23.

Müller, C., Schaaf, A., Sigal, J. (1984). Biochronostratigraphie des formations d'âge crétacé dans les forages du D.S.D.P. dans l'Océan Atlantique nord. 2^{ére} part. *Rev. Inst. Fr. Pétr*. **39**, 1, p.683-708

Pedersen, T. F., et Calvert, S. E. (1990). Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic rich carbon sediments and sedimentary rocks. *AAPG. Bull*., **74**, 4, p454-466.

Philip, J., Babinot, J. F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Ricou, L. E., Guiraud, R., Bellion, Y., Herbin, J. P., Combes, P. J., Cornée, J. J., Decourt, J. (1993). Late Cenomanian (94 to 92 Ma). In Atlas Tethys palaeoenvironment maps, Dercourt J., Ricou L. E et Vrielynck B. (Eds), Gauthier – Villars, Paris, p. 153-178.

Pratt, L.M., King, J. D. (1986). Variable marine productivity and high aeolian input recorded by rhythmic black shales in mid Cretaceous in the Western interior Basin. *Geol. Ass. Canad. Spec. Publ*. **58**, 335-351.

Ricou., L.E. (1995). The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds). The Ocean Basins and Margins. *The Tethys Ocean Plenum, New York*, pp 3-70.

Robaszynski, F. (1989). Evénements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. *Geobios, Mém. Spéc.,* **11***,* 311-319.

Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amedro, F., Dupuis, C., Gonzalez Donoso, J-M., Linares, D., Gartner, S. (1993). Sequence stratigraphy in a distal environment: the Cenomanian of the Kalaa1 Senan region (Central Tunisia). *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*. **17**, 2, 395-433, 10 fig., 8 pl.

Ryan, W.B.F., Cita, M.B. (1977). Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. *Mar. Geol.,* **23**, 197-215.

Schlanger., S. O., Jenkyns H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, 3-7, p. 179-184.

Schlanger., S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H.C., Scholle, P. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic event. The stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$ excursion. In marine petroleum source rocks, Brooks J. and Fleet, A. J. (Eds). *Geol. Soc. London Sp. Pub*., **26**, p.371-399.

Sinninghe Damsté, J.S., Köster, J. (1998). An euxinic southern North Atlantic Ocean during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **158**, 165-173.

Sinninghe Damsté, J. S., Schouten, S., Van Duin, C.T. (2001). Isorenieratane derivatives in sediments: possible controls on their distribution. *Geochim. and Cosmo***. 65**, pp. 1557-1571.

Stampfli, G.M., Borel, G., Cavazza, W, Mosar, J., Ziegler, P.A. (2001). The Paleotectonic Atlas of the Peritethyan Domain. *Euro. Geophy. Soc*. (CD-ROM realized by Electronic Publishing et Consulting, Berlin).

Stein, R., Rullkötter, J., Welte, D.H. (1986). Accumulation of organic-carbon-rich sediments in the late Jurassic and Cretaceous Atlantic Ocean a synthesis. *Chem. Geol.,* **56,** 1-32.

Summerhayes, C. P. (1987). Organic-rich Cretaceous black shales in deep North Atlantic. *AAPG.* Bull., **65**, 11, p. 2364-2380.

Thein, J. (1988). Turonian Paleogeography of the High Atlas Mountains (Morocco) and the North Atlantic. Z. Dtsch. Geol. Ges.**139**, 261-287.

Thierstein, H.R. (1979). Paleoceanographic implications of organic carbon and carbonate distribution in Mesozoic deep sea sediments. *In* Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing* Ser., **3**, 249-274

Thurow, J., Kuhnt, W. (1986). Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch Area. *In* North Atlantic palaeoceanography, Summerhayes C. P. et Schackleton N. J. (Eds). Geol. Soc. Pub., **21**, p. 423-446.

Thurow, J., Brumsack, H-J., Rullkotter, J., Littker, R., Meyers, P. (1992). The Cenomanian/Turonian Boundary event in Indian Ocean – a key to understand the global picture. In "Synthesis of results from scientific drilling in the Indian ocean".- Geophysical Monograph. **70**, 253-273.

Tissot, B., Deroo, G., Herbin, J.P. (1979). Organic matter in Cretaceous sediments of the north Atlantic: Contribution to sedimentology and paleogeography. In: deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironments. *American geophysical union (Maurice Ewing Series)*. **3**, 362-374.

Tissot, B., Demaison, G., Masson, P., Delteil, J.R., Combaz, A. (1980). Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *AAPG bull*., 64, 11, 2051-2063.

Tissot., B.P., Welte, D.H. (1984). Petroleum Formation and Occurrence (p. 699). *Berlin: springer-Verlag,* p. 699.

Tyson., R.V. (1987). The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. Geol. Spec. Publ., **26**, 47-67.

Tyson, R.V. (1995). Sedimentary Organic Matter. Organic facies and palynofacies (p.615). London: Chapman and Hall, p.615.

Waples, D.W. (1983). Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on Cretaceous of North Atlantic. *AAPG Bulletin,* **67** (6), 963-978.

Wiedmann, J., Butt, A., Einsele, G. (1982). Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at the Moroccan continental margin. In: von Rad, U., Hinz, K., Sarntheim, M., Seibold, E.(Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer, Berlin, pp. 366-395.

Wignall, P.B. (1995). Black shales. Oxford Monogr. *Geol. Geophys*., **30**, 127p.

DEUXIEME CHAPITRE

GEOLOGIE DE LA MATIERE ORGANIQUE

Première partie: **Généralités**

I Introduction

II La Bioproductivité primaire

III Conditions de préservation de la matière organique

II- 1 La forte productivité primaire

II-2 L'origine et la nature de la MO

II-3 Le phénomène d'anoxie

II-4 La vitesse de sédimentation

III Différents mécanismes de préservation de la matière organique

III-1 Dégradation- recondensation

III-2 Préservation sélective

III-3 Sulfuration naturelle

III-4 Le mécanisme de "protection par adsorption"

Deuxième partie: **LE SYSTEME PETROLIER**

I Définition

II Notion de roche mère

III Notion de maturité des roches mères

IV Migration et piégeage des hydrocarbures dans les réservoirs

V Conclusion

Première partie: GENERALITES

I Introduction

La matière organique (MO) est de nos jours devenue un des outils essentiels à la compréhension d'une gamme variée de processus géologiques. Son étude revêt en cela un double intérêt. Le premier est fondamental dans la mesure où la MO peut servir d'indicateur de paléothermicité des bassins, mais aussi, de manière moins classique, d'indicateur de conditions paléoclimatiques, de paléoenvironnement de dépôt… Le second intérêt est beaucoup plus pratique, dans la mesure où la MO est à la base du processus de houillification et de genèse des hydrocarbures.

Le cycle du carbone (**Fig. 3**) indique clairement que l'essentiel de matière organique produite est recyclée, moins de 1% seulement échappant au recyclage pour se préserver dans les sédiments. L'accumulation de la matière organique dans les environnements sédimentaires est par conséquent un processus complexe mettant en jeu au moins deux facteurs essentiels: la productivité primaire et les conditions de préservation dans l'environnement de dépôt (Tissot et Welte, 1984; Bordenave, 1993).

I La bioproductivité primaire

La production primaire est essentiellement régie par le processus de photosynthèse qui conduit à la formation de la biomasse à partir de l'énergie lumineuse, du gaz carbonique et de l'eau. Ce processus dépend d'une multitude de facteurs parmi lesquels on peut citer l'intensité de la lumière, la composition chimique du milieu environnant et sa richesse en nutriments, la température des eaux. Dans le domaine marin ces facteurs vont varier selon la profondeur des eaux et leur brassage, l'influence des courants océaniques (Tissot et Welte, 1984). Parmi la multitude de facteurs cités plus haut, la disponibilité ou la richesse en nutriments joue sans nul doute un rôle fondamental dans la productivité primaire. Ainsi, une forte productivité est observée dans les environnements marins peu profonds (plate-forme continentale) où l'abondance des nutriments est associée soit aux phénomènes d'upwelling (cas des marge actuelles: Pérou, Namibie, Mauritanie) et/où au flux de matériel terrestre remanié (Bordenave, 1993).

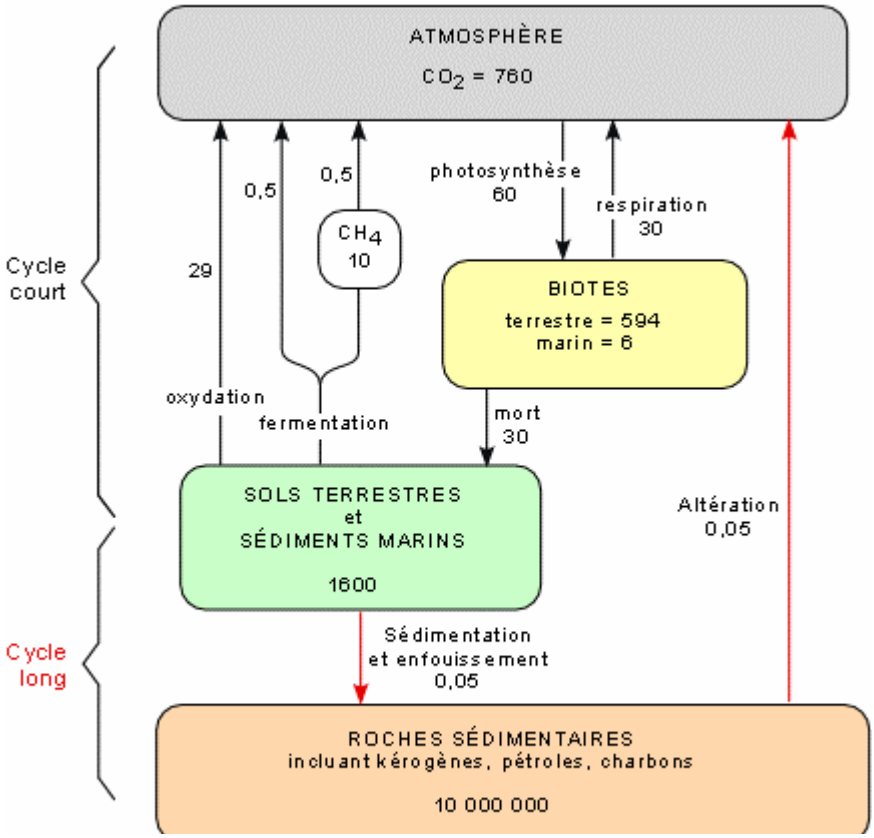


Fig. 3 Cycle du carbone organique (Berner et Berner, 1996)
Valeur de carbone en Gigatonnes (Gt) on été calculées par Kump et al. (1999)

La matière organique marine (phytoplanctonique), dite *autochtone,* issue de la productivité primaire, est souvent associée une autre catégorie dite *allochtone* provenant des apports terrestres. La différence de ces deux sources majeures se reflète notamment dans la composition chimique du matériel correspondant. La MO marine est principalement composée de 50% de protéines, 40% de glucides et 5 à 25% de produits lipidiques. En revanche, la MO allochtone se compose de 30 à 50% de cellulose, 15 à 25% de lignine, et de 1 à 50% de lipides (Tissot et Welte, 1984).

II Conditions de préservation de la matière organique

Quelle que soit sa source, l'essentiel de la MO (90%) est, dans le domaine marin, à la fois soumise au recyclage aérobie dans la tranche d'eau oxique et à une dégradation microbienne (cas des bactéries sulphato réductrices), avant d'être éventuellement incorporée

aux sédiments (Huc, 1988). En raison de l'efficacité des processus de recyclage, une bonne préservation du matériel organique, nécessaire à son accumulation dans le milieu

sédimentaire, ne peut donc *a priori* pas être imaginée comme le fruit d'un seul processus, mais plus certainement comme le résultat de la conjonction de plusieurs d'entre eux. Les principaux de ces facteurs sont évoqués ci-après.

II- 1 La forte productivité primaire

Selon divers auteurs, une forte productivité semble, par elle-même, être un facteur déterminant une bonne préservation de la MO (Calvert, 1987; Dow, 1978, Pedersen et Calvert, 1990). Ces auteurs ont en effet observé que les niveaux riches en MO sont principalement concentrés dans des zones qui ont été le siège d'une forte productivité primaire (cas des zones d'upwelling).

II-2 L'origine et la nature de la MO

Ces deux facteurs sont fondamentalement liés à la composition chimique de la matière organique. Suivant celle-ci, la résistance à la dégradation de la matière organique varie. Ainsi la richesse de la MO marine en composés métabolisables tels que les protéines, fait qu'elle est effectivement plus facilement recyclable qu'une MO bactérienne riche en lipides. De même, les composés phénoliques abondants dans la lignine des tissus de soutien des végétaux supérieurs continentaux, confèrent plus de stabilité à la MO terrestre.

II-3 Le phénomène d'anoxie

Le concept d'anoxie est utilisé en océanographie physique lorsque la teneur en oxygène dissous est nulle. En fait, il existe plusieurs subdivisions entre des eaux dites oxiques (teneur en oxygène comprise entre 2 et 8 ml d'O_2 par litre) et des eaux anoxiques rarement rencontrées dans la nature actuelle. Le régime dysoxique correspond à des teneurs en oxygène comprises entre 2 et 0,2ml par litre. L'oxygène demeure alors le principal agent oxydant. Pour des teneurs inférieures à 0,2ml par litre, le régime devient suboxique et les principaux agents oxydants sont par ordre d'efficacité: NO_3^-, Mn^{2+}, $Fe^{3+,}$ SO_4^{2-}

Quant au concept d'euxinisme, il se rapporte à des eaux anoxiques contenant de l'H_2S, comme celles de la Mer Noire.

Outre la dégradation par des voies physico-chimiques, l'absence d'oxygène inhibe l'activité biologique des organismes brouteurs et des bactéries aérobies, et freine aussi les processus de bioturbation qui jouent un rôle important dans le phénomène de recyclage de la MO à l'interface eau-sédiment.

Il est important de noter que les environnements anoxiques sont rares et représentent environ 0,35% de la totalité de la surface océanique actuelle (Demaison et Moore, 1980). Seule la Mer Noire représente à elle toute seule 86% du domaine marin ou règnent des conditions anoxiques.

II-4 La vitesse de sédimentation

Une vitesse de sédimentation élevée favorise l'enfouissement et réduit le temps de résidence de la matière organique à la fois dans la zone oxygénée (zone photique) où la dégradation est particulièrement agressive, mais aussi dans la zone anaérobie, siège de la sulfato-réduction. Un tel taux de sédimentation est typique des domaines hémipélagiques et des environnements de pente où prédominent des dépôts turbiditiques (Huc, 1988).

III Différents mécanismes de préservation de la matière organique

La synthèse de différents travaux sur la matière organique a conduit à la définition de quatre principaux mécanismes de préservation de la MO sédimentaire.

III-1 Dégradation- recondensation

C'est le premier mécanisme avancé pour expliquer la formation du kérogène (Tissot et Welte, 1984). Il suppose la dépolymérisation des macromolécules biologique (protéines et polysaccharides) et la recombinaison d'une partie de monomères ainsi libérés (aminoacides et sucres) par des réactions de condensation de type Maillard (Maillard, 1913). Les lipides ne sont pas concernés par ce processus qui aboutit à la formation de (géo)-macromolécules complexes, d'insolubilité et d'inertie croissante.

III-2 Préservation sélective

Ce mécanisme découle de l'observation, dans certaines roches sédimentaires comme les torbanites, d'une matière organique constituée de reste fossiles de la microalgue coloniale *Botryococcus braunii* (Largeau et al, 1984, 1986). La composition particulière de la paroi de certains organismes faite essentiellement de biomacromolécules hyper-résitantes aux dégradations chimiques et microbiennes (Tegelaar et al., 1989), favorise ce mode de préservation. A la différence du matériel organique labile, ces composés sont "sélectivement" préservés dans les sédiments (Largeau., 1986). D'autres études réalisées au MET ont confirmé l'existence de ce mode de préservation (Boussafir, 1995). Comparé au premier mécanisme, la préservation sélective semble avoir un meilleur rendement (Largeau et Derenne, 1993).

III-3 Sulfuration naturelle

Ce mécanisme découle de la présence d'unités organo-soufrées dans de nombreux kérogènes (Sinninghe Damsté et al., 1989; Schaeffer et al., 1995). L'incorporation du soufre a lieu à un stade précoce de la diagenèse organique (Lallier-Vergès et al., 1997). Toutefois, son mode d'incorporation demeure encore mal connu. En fonction de la nature des composés organo-soufrés (COS) deux principaux modes d'incorporation du soufre dans les lipides ont été proposés: intermoléculaire (réticulation des composés organiques avec formation des constituants à haut poids moléculaire) et intramoléculaire avec formation de thiophènes et benzothiophènes. La formation des COS suppose le développement d'un environnement anoxique en présence de bactéries sulfato-réductrices. Le métabolisme de la MO labile par ces bactéries produit le H_2S qui, en présence de teneurs en fer limitées, réagit avec les lipides pour former les COS. Notons qu'en présence du fer il y a préférentiellement formation de pyrite.

III-4 Le mécanisme de "protection par adsorption"

L'association entre la matière organique et les sédiments de taille fine a été établie par plusieurs auteurs (Premuzic et al., 1982; Romankevich, 1984). Cette association préférentielle découle du fait que les particules fines, souvent argileuses, entraînent une perméabilité sédimentaire faible, ce qui limite le risque de circulation des eaux oxygénées. Par ailleurs, les mécanismes de préservation de la MO par les argiles sont envisagés depuis une cinquantaine

d'années. Parmi les processus les plus connus, figure la protection de la MO par adsorption à la surface des minéraux argileux (Mayer, 1994b; Keil et al., 1994a, b). Bien que l'adsorption soit un phénomène réversible, Mayer (1994b) et Keil et al., (1994a) ont montré que 90% de la MO ne peut être physiquement séparée de la matrice minérale. Cette association dépend à la fois de la nature de la MO (Zullig et Morse, 1988) et des minéraux (Kobayishi et Aomine, 1967). Il est important de noter que si le rôle de la granulométrie des sédiments dans la préservation de la MO est incontestable, le rendement du processus considéré reste encore controversé (Ransom et al., 1997).

Deuxième partie: LE SYSTEME PETROLIER

I Définition

Le système pétrolier peut être défini comme un ensemble naturel susceptible de prendre en compte l'ensemble des processus de formation et d'accumulation des hydrocarbures (Magoon, 1998, Magoon et Dow, 2000). Ainsi, définir le système pétrolier d'une zone d'exploration consiste à préciser les éléments suivants:

- la nature et l'âge des roches mères;
- La nature, les propriétés pétrophysiques et l'âge des faciès réservoirs;
- Le mécanisme de migration des hydrocarbures depuis la roche mère jusqu'au réservoir;
- La nature des pièges et de la couverture qui favorisent l'accumulation de ces hydrocarbures.

La définition du système pétrolier suppose aussi la détermination de l'ordre temporel dans lequel les différents paramètres de ce système se développent. Cette notion de temps est indispensable dans une perspective d'exploration pétrolière en ce sens qu'il permet d'intégrer une dimension quantitative dans le processus d'accumulation des hydrocarbures (Magoon et Dow, 2000).

II Notion de roche mère

La formation du pétrole est le fruit d'un lent processus de métamorphose de la matière organique sous l'action principale de la température. Cette matière organique est associée à une composante minérale particulière pour former ce que l'on appelle la roche mère. Il s'agit

généralement de sédiments fins de nature argileuse, très favorables à la préservation de la matière organique.

L'abondance et la diversité de roches mères ont été remarquables durant le Phanérozoïque, à cause de l'évolution de la vie. Dans l'ensemble, les roches mères les plus nombreuses sont caractérisées par un kérogène de type II et III, traduisant la prédominance d'une matière organique respectivement d'origine marine et terrestre (Klemme et Ulmishek, 1991). La figure 5 traduit surtout le passage progressif d'une production organique bactérienne (type I) caractéristique des environnements confinés et isolés (genre lacustre à la fin du Jurassique) à une production phytoplanctonique des environnements relativement ouverts (au Crétacé) (Klemme et Ulmishek, 1991).

C'est la prolifération de végétaux supérieurs qui explique un apport de plus en plus abondant de matière organique continentale. La période moyenne du Crétacé est faiblement dominée par des roches mères riches en matière organique d'origine continentale (type III) ayant essentiellement généré du gaz (Klemme et Ulmishek, 1991). L'évolution géologique de roches mères peut être résumées en trois phases essentielles (**Fig. 4**):

- *la diagenèse* ou phase de dégradation biochimique à l'interface eau-sédiment où la MO subit principalement une action biologique. C'est durant cette phase que se forme notamment le méthane biogénique lié à l'action des bactéries méthanogénes.

- *la catagènese.* C'est la phase de formation des hydrocarbures, d'abord du pétrole, puis du gaz humide. La phase principale de formation d'huile est qualifiée de fenêtre à huile.

- *la métagenèse* correspond à la phase de formation du gaz sec (méthane), thermogénique, par craquage des hydrocarbures précédemment formés et du kérogène résiduel.

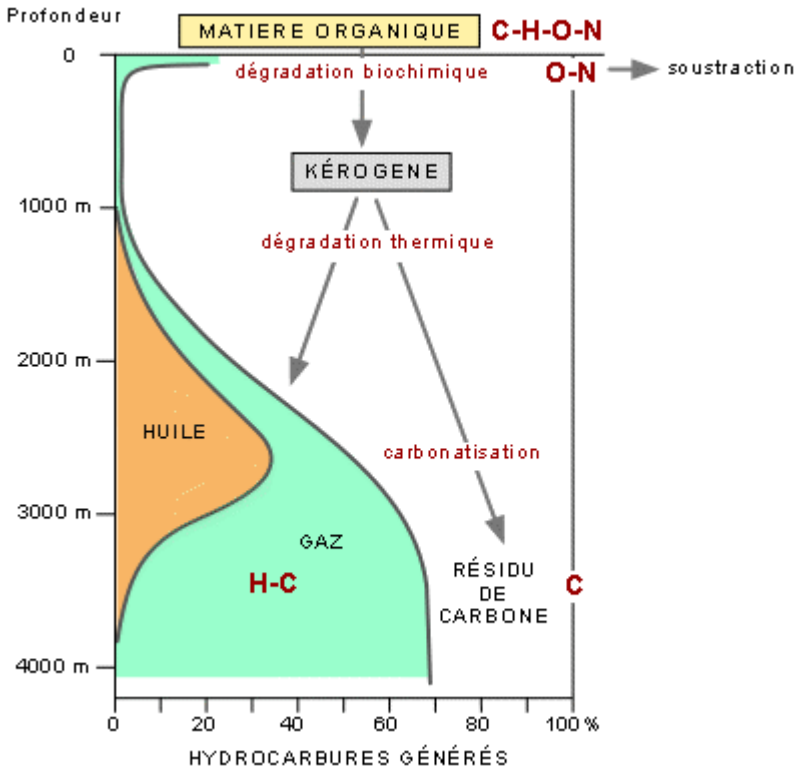


Fig. 4 Dégradation thermique du kérogène et genèse d'hydrocarbures (Extrait du site http://www.ggl.ulaval.ca/personnel /bourque/intro.pt/planete_terre.html

III Notion de maturité des roches mères

Outre sa teneur en carbone organique (COT) et sa qualité pétroligène indiquée par l'index d'hydrogène (IH) du Rock-Eval, le niveau de maturité est l'un des paramètres clefs dans l'évaluation du potentiel pétroligène d'une roche mère. Il donne une indication sur le degré d'évolution thermique de la MO. Il existe plusieurs approches pour évaluer le niveau de maturité d'une roche mère; parmi les plus utilisées on peut citer:

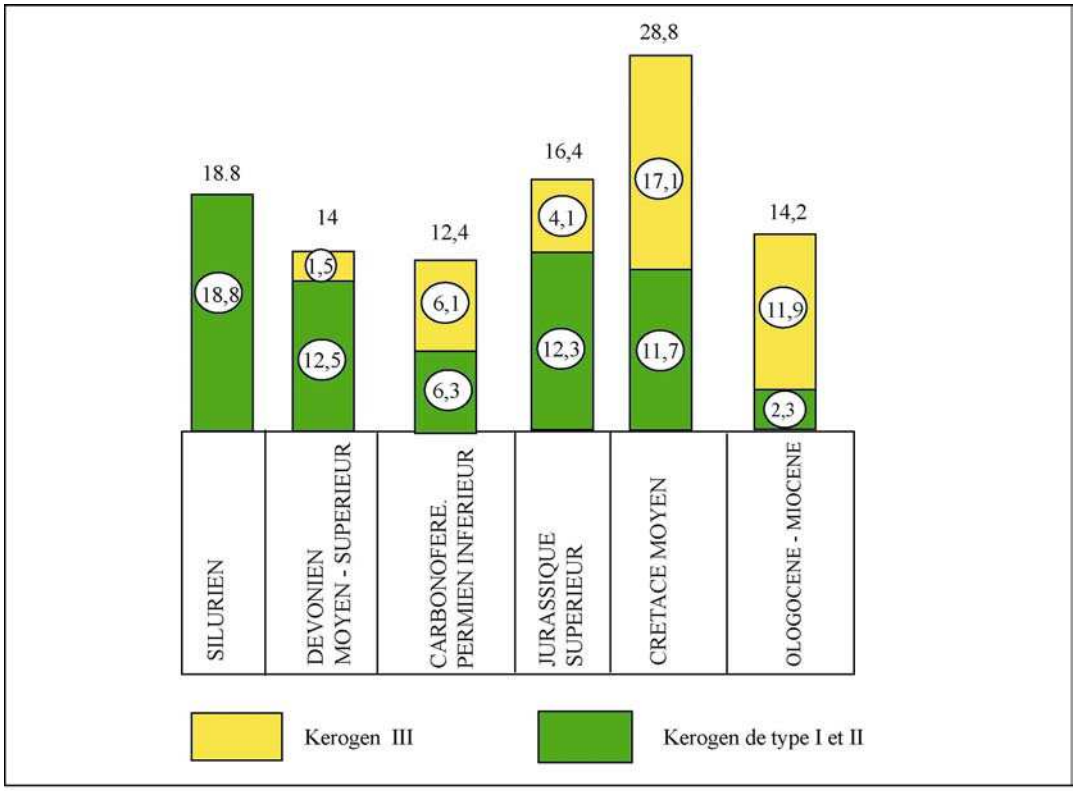


Fig. 5 Evolution des roches mères durant le Phanérozoïque avec leurs proportions relatives (Klemme et Ulmishek, 1991)

La réflectance de la vitrinite: méthode optique basée sur la vitrinite (particule organique issue des végétaux supérieurs) qui enregistre au travers de ses propriétés physiques, mais aussi chimiques l'évolution des conditions thermiques au sein des bassins sédimentaires (Dow, 1977; Alpern, 1978; Durand et al, 1986; Robert, 1985; Mukhopadhyay, 1994; Suggate, 1998). La procédure de mesure de ce paramètre est décrite en annexe.

Le Tmax du Rock-Eval. Il correspond à la température maximale de craquage de la MO et la libération des hydrocarbures lors de la pyrolyse Rock-Eval. Il exprime donc le degré de maturité de la roche.

Les biomarqueurs. Cette approche se fonde sur l'identification et la quantification préalable de certains constituants moléculaires apparentés, dérivés de composés biologiques. Ces constituants sont appelés *marqueurs moléculaires* ou *biomarqueurs*, voire *fossiles géochimiques*. La démarche se fonde alors sur un suivi de la modification de la configuration structurale que subissent certains fossiles moléculaires, à la faveur de l'augmentation des

conditions thermiques. Les réactions d'isomérisation des hopanes et des stéranes sont ainsi souvent utilisées pour reconstruire l'histoire thermique (Peters et Moldowan, 1993; MacKenzie et al., 1985).

IV Migration et piégeage des hydrocarbures dans les réservoirs

Une fois formés, les hydrocarbures sont expulsés de la roche mère et migrent vers des roches à plus forte porosité appelées roches réservoirs. Pour certains auteurs, cette migration commence avec le pic de formation d'huile (Mills et Larter, 1991). On distingue généralement deux phases de migration. La première, dite *primaire,* correspond au passage des hydrocarbures de la roche mère à la roche réservoir. Malgré l'évolution des connaissances, de nombreuses controverses existent sur les différents facteurs et mécanismes déterminant la migration primaire (Tissot et Welte, 1984; Durand, 1983; Mills et Larter, 1991; Thompson, 1991). Parmi les facteurs les plus connus on peut citer la température, la pression, la compaction, la porosité des formations. La migration peut se faire en vraie solution moléculaire, en deux phases (huile et gaz séparés) ou en une phase.

La *migration secondaire* désigne le déplacement des hydrocarbures à l'intérieur de la roche réservoir, jusqu'à trouver un *piège*, c'est-à-dire une roche couverture imperméable qui, à l'image d'une barrière, bloquera la progression des hydrocarbures. Les évaporites ou les argiles constituent de bonnes couvertures de par leur étanchéité. Il existe deux grandes familles de pièges: les *pièges structuraux* liés à la tectonique (plis, faille) et les *pièges stratigraphiques* liés essentiellement aux phénomènes sédimentaires ou paléogéographiques tels que les biseaux, les discordances.

V Conclusion

Si l'origine organique des hydrocarbures est aujourd'hui incontestable, la reconstitution des systèmes pétroliers suppose la prise en compte de l'ensemble de processus géologique depuis la genèse jusqu'à l'accumulation des hydrocarbures. Pour une roche mère

Donnée, il nous paraît fondamental de comprendre le lien entre ses caractéristiques initiales dépendant du type de matière organique et de son environnement de dépôt et l'impact de la diagenèse thermique, principal facteur lui permettant de générer les hydrocarbures.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alpern, B., Cheymol, D. (1978). Reflectance et fluorescence des organoclastes du Toarcien du bassin de Paris en fonction de la profondeur et de la température. Rev. Inst. Fr. du Pétrol. 4, 515-535.

Berner, E.K., Berner, R.A. (1996). Global Environment. Prentice-Hall, Upper Saddle River, 2ème édition, 365p.

Bordenave, M.L. (1993). Applied Petroleum Geochemistry (p. 524). *Paris: Technip*, p. 524.

Boussafir, M. (1995). Microtexture et structure ultrafine des roches et matières organiques pétroligènes: Nature et mode de fossilisation de la matière organique dans les séries organo-sédimentaires cycliques du kimméridgien d'Angleterre. *Thèse de doctorat de l'université d'Orléan*s, 188p.

Calvert, S.E. (1987). Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. *Geol. Soc. Spec. Publ*. **26**, 137-151.

Demaison, G. J., Moore, G.T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* **64**, 1179-1209.

Dow, W.G. (1977). Kerogen studies and geological interpretation. *J. Geochem. Explo.* **7**(2), 79-99.

Dow, W.G. (1978). Petroleum sources beds on continental slopes and rises. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull*. **62**, 1584-1606.

Durand, B., Alpern, B., Pittion, J.L., Pradier, B. (1986). Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments. In Burrus, J. (Eds), Thermal Modeling in Sedimentary Basins, *Technip,* pp. 441-474.

Durand, B. (1983). Present trends in organic geochemistry in research on migration of hydrocarbons (present state of knowledge). *Organic geochemistry*, **13**, 445-459.

Huc, A.Y. (1988). Aspect of depositional processes of organic matter in sedimentary basins: *Org. Geochem.* **13**, pp. 263-272.

Keil, R. G., Tsamakis, E., Fuh C. B., Giddings J. C., Hedges J. I. (1994a). - Mineralogy and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments : Hydrodynamic separation using SPLITT-fractionation. *Geochim. Cosmo* Acta, **58**, 879-895

Keil R. G., Monduçon D. B., Prahl F. G. et Hedges J. I. (1994b). - Sorptive préservation oflabile organic matter in marine sédiments. *Nature*, **370**, 549-552.

Klemme, H.D., Ulmishek, G.F. (1991). Effective petroleum source rocks of thé worid: stratigraphie distribution and controlling depositional factors. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.,* **75**, 1809-1851.

Kobayishi, Y., Aomine, S. (1967). Mechanism of inhibitory effect of allophane and montmorillonite on some enzymes. *Soil Sc. And Plant Nutr*. Tokyo, **13**, 189-194.

Kump, L.R, Kasting, J.F. , Crane R.G. (1999). The Earth System. Prentice Hall, Upper Saddle *River, New Jersey*, 351p.

Lallier-Vergès, E., Hayes, J., Boussafir, M., Tribovillard, N., Zaback, D., Bertrand, P., Connan, J. (1997). Productivity induced Sulphur enrichment of organic rich sediments. *Chem. Geol.*, **134**, 277-288.

Largeau, C., Casadevall, E., Kadouri, A., Metzger, P. (1984). - Formation of *Botryococcus braunii* kerogens. Comparative study of immature Torbanite and of the extant alga *Botryococcus braunii*. In Advances in Organic Geochemistry 1983, eds. Schenck, P A., Leeuw, JW., and Lijmbach, G. W. M, *Organic Geochemistry,* Pergamon Press, Oxford, **6**, 327-332.

Largeau, C., Derenne, S., Casadevall, E., Kadouri, A. Sellier, N. (1986). Pyrolysis of immature Torbanite and of the résistant biopolymer (PRBA) isolated from extant alga Botryococcus braunii. Mechanism of formation and structure of Torbanite. In Advances in Advances in Organic Geochemistry 1985, eds. Leythaeuser D., and Rulkötter, J., *Org. Geoch.*, Pergamon Press, Oxford, **10**, 1023-1032.

Largeau C., Derenne, S. (1993). - Relative efficiency of the Sélective Préservation and Dégradation. Recondensation pathways in kerogen formation. Source and environment influence on their contributions to type 1 and n kerogens. *Org. Geoch.*, **20**, 611-615.

Mackenzie, A.S., Beaumont, C., Bouthilier, R., Rullkotter, J. (1985). The aromatisation and isomerization of hydrocarbons and the thermal and subsidence history of the Nova Scotia.: Philosophical transactions of the Royal society London, **315**, p. 203-332.

Magoon, L. B. (1998). The petroleum system: a classification scheme for research, exploration, and resource assessment. In: Magoon, L.B.(Ed), Petroleum Systems of the United States. *USGS Bulletin*,. **1870**, pp; 2 – 15.

Magoon, L. B., Dow, W.G. (2000). Mapping the petroleum system – an investigative technique to explore the hydrocarbon system. In Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds), Petroleum Systems of South Atlantic Margins. *Am. Ass. Petr. Geol Memoir.* **73**, pp. 53-68.

Maillard, L. C. (1913). - Formation de matières humiques par action de polypeptides sur sucres. *C. R. Ac. Sc*. **156**, 148-149.

Mayer L. M. (1994b). - Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chem. Geol.*, **114**, 347-363.

Mills, N., Larter, S. (1991). Phase-controlled molecular fractionations in migrating petroleum charges. In: England, W. A., Fleet, A. J (Eds) *Petroleum migration.* Geological society of London Special Publication, 137-148.

Mukhopadhyay, P. K. (1994). Vitrinite reflectance as maturity parameter: Petrographic and Molecular Characterisation and its Applications to Basin Modeling. In: Mukhopadhyay, P.K., Dow, W.G. (Eds), Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter. Applications and Limitations. ACS Symposium Series No. 570, *Am. Chemi. Soc.* Washington DC (pp. 1-24).

Pedersen, T.F., Calvert, S.E. (1990). Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic rich carbon sediments and sedimentary rocks. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull*. **74**, 454-466.

Peters, E.K., Moldowan, J.M. (1993). The Biomarker Guide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediment. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, p. 347.

Premuzic, E.T., Benkovitz, C.M., Gaffney, J.S., Walsh, J.J. (1982). The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas. *Org. Geoch*., **4**, pp. 63-77.

Ransom, B., Bennet, R.H., baerwald, R. (1997). In situ organic matter in recent marine sediment: a TEM investigation of organic matter preservation on continental margins and the monolayer hypothesis. *Mar. Geol.***, 138**, 1-9.

Robert, P. 1985. Histoire géothermique et Diagenèse thermique. Bull. Centre Rech. Explo. – prod. Elf-Aquitaine. 8, 133-160

Romankevich, E. A. (1984). Sources of organic matter in the ocean. In geochemistry of Organic Matter in the Ocean, Springer Verlag, Berlin, 4-26.

Tegelaar, E. W., de Leeuw J. W., Derenne S., Largeau C. (1989). A reappraisal of kerogen formation. *Geochim. Cosmo.* Acta**, 53**, 3103-3106.

Schaeffer, Ph., Reiss, C., Albrecht, P. (1995). - Geochemical study of macromolecular organic matter from sulphur-rich sediments of evaporitic origin (Messinian of Sicily) by chemical degradations. *Org. Geoch*., **23**, 567-581.

Sinninghe Damsté, J.S., Englinton, T.I., de Leeuw, J.W., Schenck, P.A., 1989. Organic sulphur in macromolecular sedimentary organic matter: Structure and origin of sulphur-containing moieties in kerogen, asphaltenes and coal as revealed by flash pyrolysis. *Geochim. Cosmo. Acta* **53**, 873-889.

Suggate, R.P. (1998). Relations between depth of burial, vitrinite reflectance and geothermal gradient. *J. Petrol Geol*. **21** (1), 5-32.

Thompson, K.F.M. (1991). Contrasting characteristics attributed to migration observed in petroleum reservoirs in clastic and carbonate sequences in the Gulf of Mexico region. In England, W. A.,Fleet, A. J (eds) *Petroleum migration.* Geological Society of London Special Publication, 59, 191-205.

Tissot, B. P., Welte D. H. (1984). - Petroleum, Formation and Occurrence. Springer, Berlin.

Zullig, J. J., Morse J. W. (1988). - Interaction of organic acids with carbonate mineral surfaces in sea water and related solutions : I. Fatty acid adsorption. *Geoch. et Cosmo* Acta, 52,1667-1678.

Troisième chapitre

CADRE GENERAL DE L'ETUDE

I Présentation de la zone d'étude

II Contexte géologique du bassin sénégalais

II-1 La phase anté-rift

II-2 La phase syn-rift

II-3 La phase post-rift

III Evolution tectonique de la zone d'étude

IV Lithostratigraphie des formations cénomano – turoniennes.

V-1 Forage DN-2

V-2 Forage Gd-1

V-3 Forage Rd-1

V Echantillonnage

VI Conclusion

I Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude est localisée dans la partie occidentale du Sénégal entre les régions administratives de Dakar à l'Ouest et celle de Thiès à l'Est (**Fig. 6**). Elle demeure la zone la plus explorée du Sénégal avec un total de 45 sondages et à ce titre présente un intérêt stratégique considérable pour ce pays dont elle produit l'essentiel des hydrocarbures.
Les premières traces d'hydrocarbures y sont connues depuis 1917, par des imprégnations de bitumes dans des formations calcaires. Plus tard, en 1932, des indices de gaz et d'huile furent rencontrés dans un forage d'eau aux environs de Dakar. Cependant, les véritables recherches modernes ne commenceront que plus tard, en 1952, sous l'égide du Bureau de Recherches de Pétrole (BRP), organisme d'Etat français. Le premier puits fut réalisé en 1953 par la Société Africaine des Pétroles (SAP). Depuis, l'activité pétrolière a connu un essor considérable notamment grâce à la Société des Pétroles du Sénégal (Petrosen).

II Contexte géologique du bassin sénégalais

Le bassin sénégalais fait partie du bassin sénégalo-mauritanien, le plus vaste des bassins côtiers existant au niveau de la marge nord-ouest de l'Afrique (**Fig. 7**). Il couvre une superficie de 340000 km² et présente 1200 à 1300 km de côte, depuis le Cap Blanc, au nord de la Mauritanie, jusqu'au Cap Roxo, au sud, en Guinée Bissau (Bellion et Guiraud, 1982). Il présente une largeur de 560 km au niveau du parallèle de Dakar, et la puissance des formations méso-cénozoiques atteint 12 000 mètres au large de la Casamance, au sud du Sénégal.

Ce bassin est formé d'assises sédimentaires mésozoïques et cénozoïques dont les plus anciennes reconnues par forage datent du Jurassique supérieur (Bellion et Guiraud, 1982).

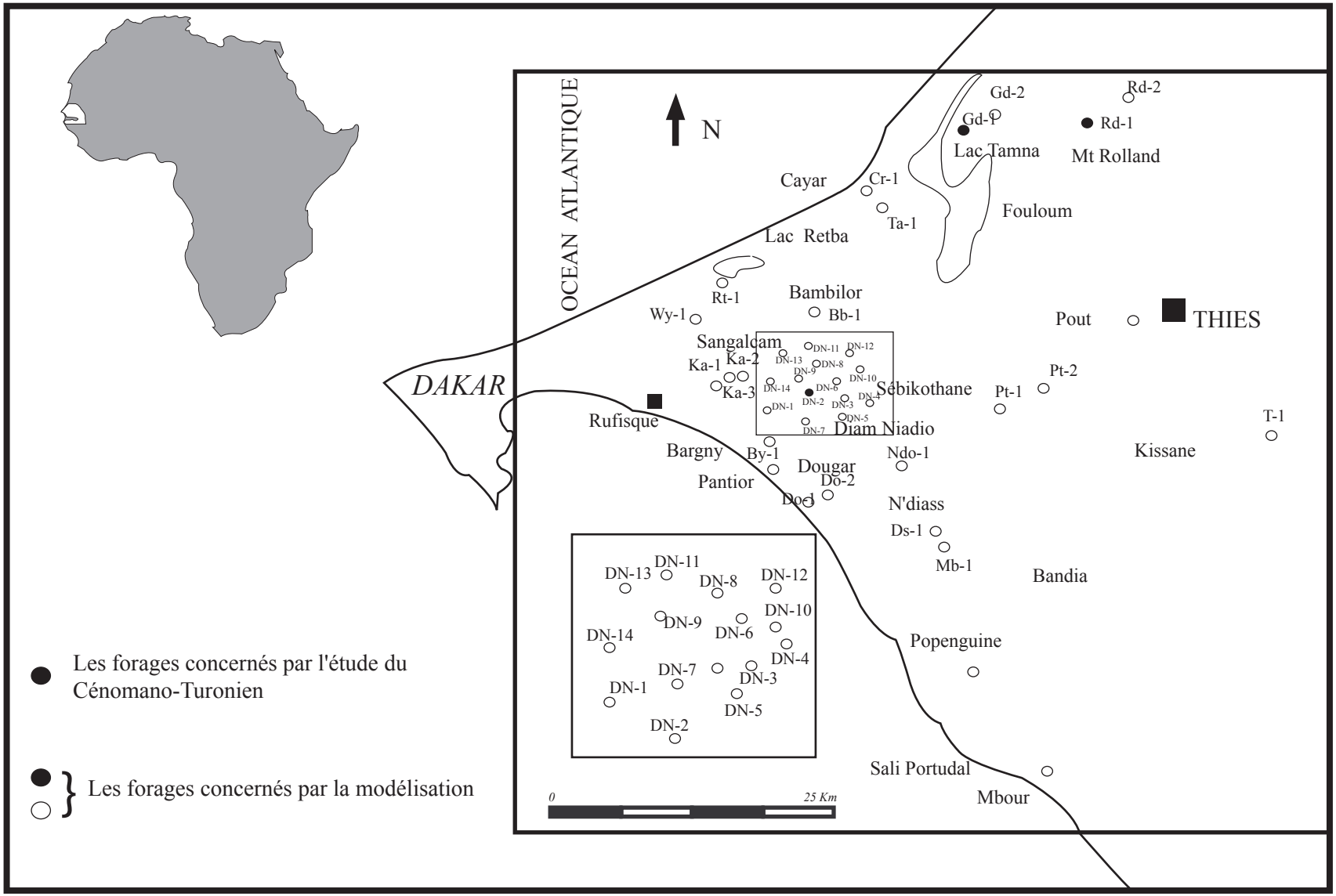


Fig.6 Localisation des la zone d'étude et l'ensemble de forages qui s'y trouvent (Nzoussi, 1998)

Les formations de couverture reposent sur un substratum constitué par le Siluro-Dévonien du bassin de Bové, au sud, par la chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides, à l'est, et par le socle Précambrien granitisé et métamorphisé de la dorsale de Reguibat, au nord (Dillon et Sougy 1974; Lecorche et al., 1985; Villeneuve et Da Rocha Araujo, 1984). Sur le flanc ouest, le bassin est ouvert sur l'Océan Atlantique.

Au premier abord, le bassin présente une structure simple qui se caractérise par un socle s'abaissant d'est en ouest. Cependant, le fond est affecté par une tectonique en touches de piano marquée par la formation de nombreuses failles normales qui ont pu rejouer à différentes reprises (Bellion, 1987) (**Fig.7**). L'épaisseur et l'âge des assises sédimentaires du bassin permettent de distinguer un domaine oriental et un domaine occidental séparés par une zone de flexure.

Le domaine oriental se situe à l'est du méridien 15°50 Ouest. Son socle s'enfonce graduellement vers l'ouest. Il est altéré et recouvert par quelques centaines de mètres de roches détritiques crétacés allant du Cénomanien supérieur au Maastrichtien et par des marnes et calcaires pelliculaires du Tertiaire inférieur (Flicoteaux-Dupin, 1979 in Michaud, 1984).
La zone de flexure est comprise entre les méridiens 15°30 Ouest et 16°30 Ouest. Son socle plonge vers l'ouest avec un pendage croissant et se situe à plus de 4000 m de profondeur au-delà de Diourbel. Ce socle est traversé de venues magmatiques mises en relation avec l'ouverture de l'Atlantique (Liger et Roussel, 1979). La couverture est formée par une succession de roches de plus en plus anciennes d'est en ouest, du Tertiaire au Jurassique terminal (De Spengler et al., 1966; Flicoteaux-Dupin, in Michaud, 1984).

Le domaine occidental s'étend à l'ouest du méridien 16°30 Ouest et se prolonge en mer. Son socle n'a jamais été atteint et il est enfoui sous une couverture dépassant 8000 m d'épaisseur cumulée (Bellion et Giraud, 1982), reconnue de l'Oxfordien à l'Actuel (Bellion et Giraud,

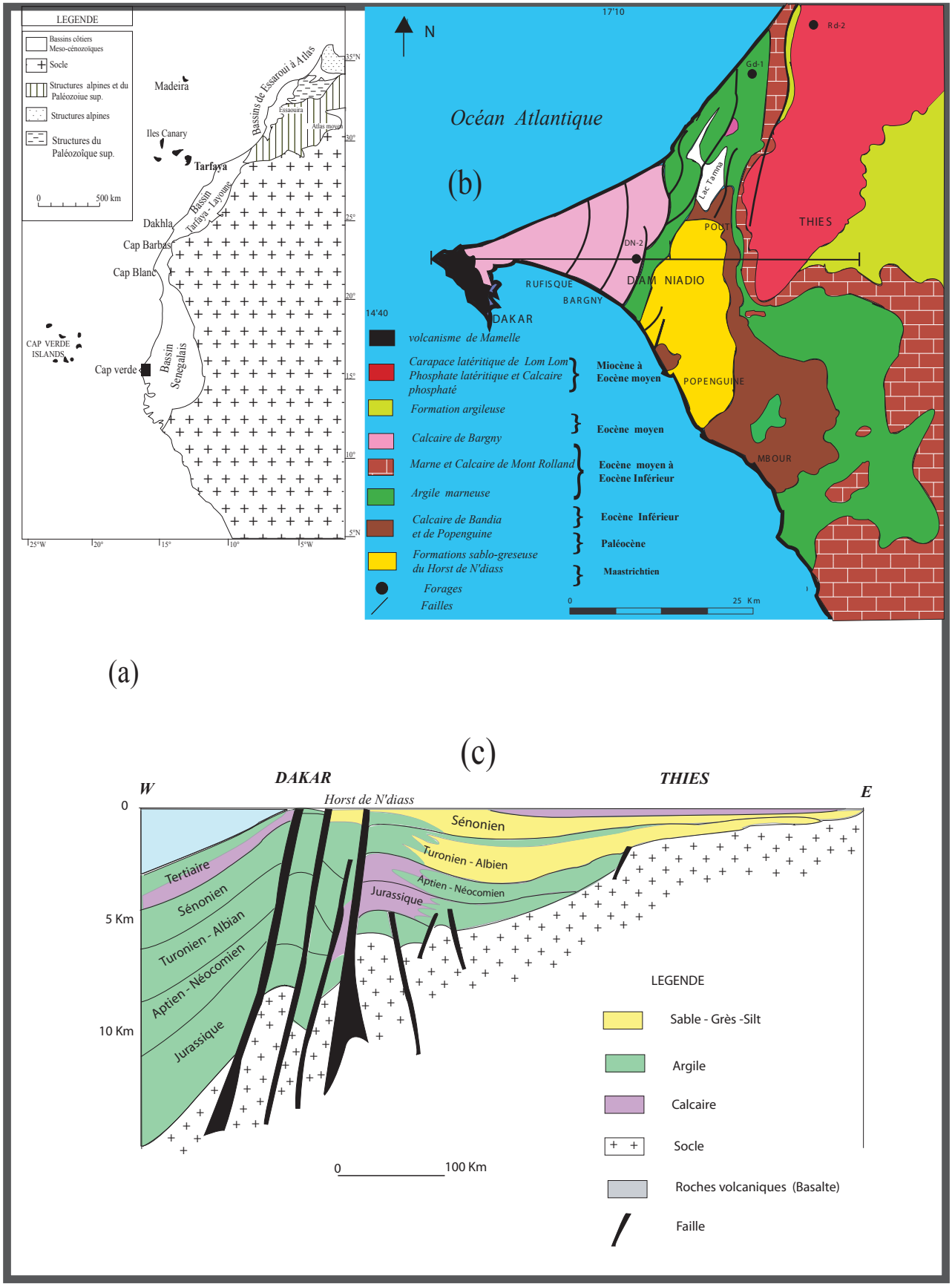


Fig.7 Contexte géologique générale de la zone d'étude avec (a) localisation du bassin dans la marge Nord -Ouest africaine; (b) géologie de la zone de Thiès Diam Niadio; (c) Coupe schématique Est-Ouest de la zone d'étude d'après Bellion (1987).

1982). Cette couverture comprend des calcaires du Jurassique supérieur, des argiles intercalées de grès fins et plus rarement des calcaires du Crétacé, et des marnes et calcaires du Tertiaire.
Dans la région de la presqu'île du Cap Vert, ce domaine occidental est caractérisé par des failles parallèles à la côte découpant des blocs en horsts et grabens (De Spengler et al.,1966) associés à un volcanisme Miocène moyen à Quaternaire (Cantagrel et al. , 1976).

Le bassin sénégalo-mauritanien se situe dans un contexte géologique de marge passive de type Atlantique. Son histoire se résumera donc en trois phases liées à l'ouverture de l'Océan Atlantique (**Fig. 8**):

II-1 La phase Anté-rift

Elle se caractérise principalement par des sédiments clastiques d'âge protérozoïque supérieur et paléozoïque déposés dans le bassin de Bové, et qui se prolongent sous la couverture méso-cénozoïque du bassin sénégalo-mauritanien. Ces sédiments sont affectés par l'orogenèse panafricaine (1000 à 570 Ma) et l'orogenèse calédono-hercynienne (440 à 250 Ma) (Bellion et Giraud, 1982).

II-2 La phase syn-rift

Cette phase s'exprime par des grès continentaux et des argiles lacustres datées du Permo-Trias inférieur qui remplissent le système de graben qui a précédé l'ouverture de l'Atlantique. A ceux-ci succèdent d'abord des formations salifères d'âge Trias supérieur-Lias inférieur, puis des formations détritiques du Lias supérieur au Dogger inférieur (Bellion, 1987). Cette série n'a pas été reconnue au Sénégal, à l'exception des dépôts salifères rencontrés en Casamance. On note l'existence de plusieurs failles transverses liées aux failles transformantes qui résultent des phénomènes d'extension observés le long du rift. Au Sénégal

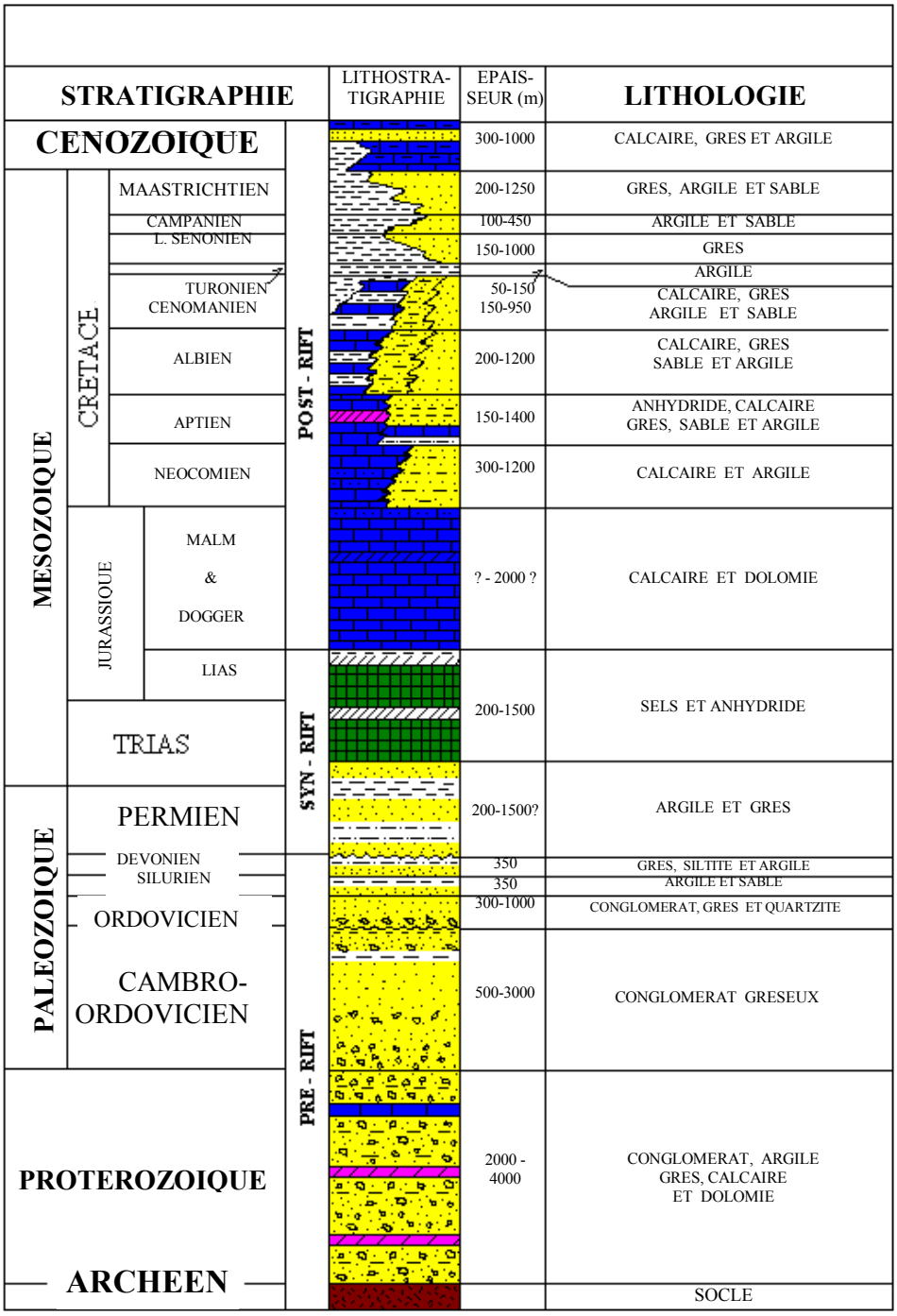


Fig. 8 Colonne stratigraphique du bassin sénégalo-mauritanien montrant les trois phases de son évolution géodynamique

(Nzoussi, 1998)

ces failles transverses vont être à l'origine de la formation des compartiments de Dakar, au nord, et de celui de Casamance, au sud (Bellion, 1987).

II-3 La phase post-rift

Elle se caractérise par des séries sédimentaires formant une suite continue du Jurassique au Tertiaire, s'épaississant d'est en ouest et dont le dépôt s'est produit à la faveur d'une série de transgressions et de régressions intervenues après l'ouverture de l'océan.

III Evolution tectonique de la zone d'étude

La caractéristique principale de cette zone est la complexité de l'évolution tectonique qu'elle a subie entre le Mésozoïque et le Tertiaire. En effet, ce domaine recoupe la zone de flexure qui assure la transition entre le domaine à croûte continentale, à l'est, et le domaine à croûte océanique, à l'ouest. Ceci explique une grande instabilité tectonique que souligne un réseau des failles normales à regard ouest.

Si la phase syn-rift est dominée par un réseau de failles transverses délimitant des horts et grabbens, le stade post-rift est quant lui marqué par une tectonique de gravité. Cette dernière est liée à la grande subsidence intervenue durant cette période et ayant conduit à la formation de nombreuses failles de croissance souvent liée à la réactivation des failles préexistantes. On y trouve ainsi de complexes structuraux particuliers (cas des structures en "rollover"; cf. infra) constituant souvent des pièges à hydrocarbures.

La plus haute structure de cette zone est représentée par le horst de N'diass. Elle correspond à une anomalie gravimétrique positive. Son origine semble liée à la surrection d'un bloc du socle et non à des phénomènes d'origine magmatique (Liger et Roussel, 1979).

IV Lithostratigraphie des formations cénomano – turoniennes.

Les études les plus connues sur le Cénomano-Turonien du Sénégal concernent la partie offshore et le sud du bassin sénégalais (Casamance offshore). Il s'agit des puits CM1, CM2, CM3, au sud de la Casamance (Gomez, 1984), ainsi que du forage océanique profond DSDP 367 (Herbin et al., 1986). Dans toute cette zone, le Cénomano-Turonien est constitué

d'une alternance d'argilites calcaires, de marnes noires laminées, d'argilites gris olive et d'argilites noires. La synthèse de différents travaux effectués sur l'Atlantique occidental montre que les sédiments de l'EAO2 sont compris entre deux formations majeures: *la formation de Hatteras* d'âge Albien-Cénomanien inférieur et *la formation de Plantagenet,* du Sénonien inférieur. Les niveaux de Casamance offshore ont été décrits comme des formations hémipélagiques, d'épaisseur comprise entre 200 et 700m, présentant des teneurs moyennes de COT de 10% (Gomez, 1984), avec des valeurs de IH variant entre 450 et 600 mg HC g^{-1} TOC.

Dans l'offshore profond (DSDP 367), ces formations se présentent sous forme de séries condensées (100 à 150 m d'épaisseur), caractéristiques d'un domaine marin profond (pélagique). Elles sont presque exclusivement composées de matière organique d'origine marine, avec de teneurs en carbone avoisinant 10% et atteignant parfois 40%. Comparées aux argilites noires, les argilites vert olive sont pauvres en matière organique. Les valeurs de IH sont exceptionnellement élevées, avec une moyenne de 600 mg HC g^{-1} TOC, mais atteignant parfois 900 mg HC g^{-1} TOC. Ces fortes valeurs tendent à indiquer une appartenance de la matière organique au type I.

Dans la plateforme sénégalaise, l'essentiel de données sur le Cénomano-Turonien découle de travaux d'exploration pétrolière. Cet étage présente une variation lithologique latérale suivant trois principaux faciès reconnus dans les différents forages de cette zone (**Fig. 9**). Le choix des forages étudiés a été guidé par cette variation latérale de faciès du Cénomano-Turonien.

IV-1 Forage DN-2

Le forage DN-2 (**Fig. 10**) est le plus occidental des forages considérés. Il se localise dans la partie distale de la zone d'étude. Le Cénomano-Turonien s'y présente sous forme d'un niveau homogène d'argile noires feuilletées et riches en *Hedbergella* (Reyment, 1983). Les études menées dans le cadre de l'exploration pétrolière décrivent les conditions de dépôt sur

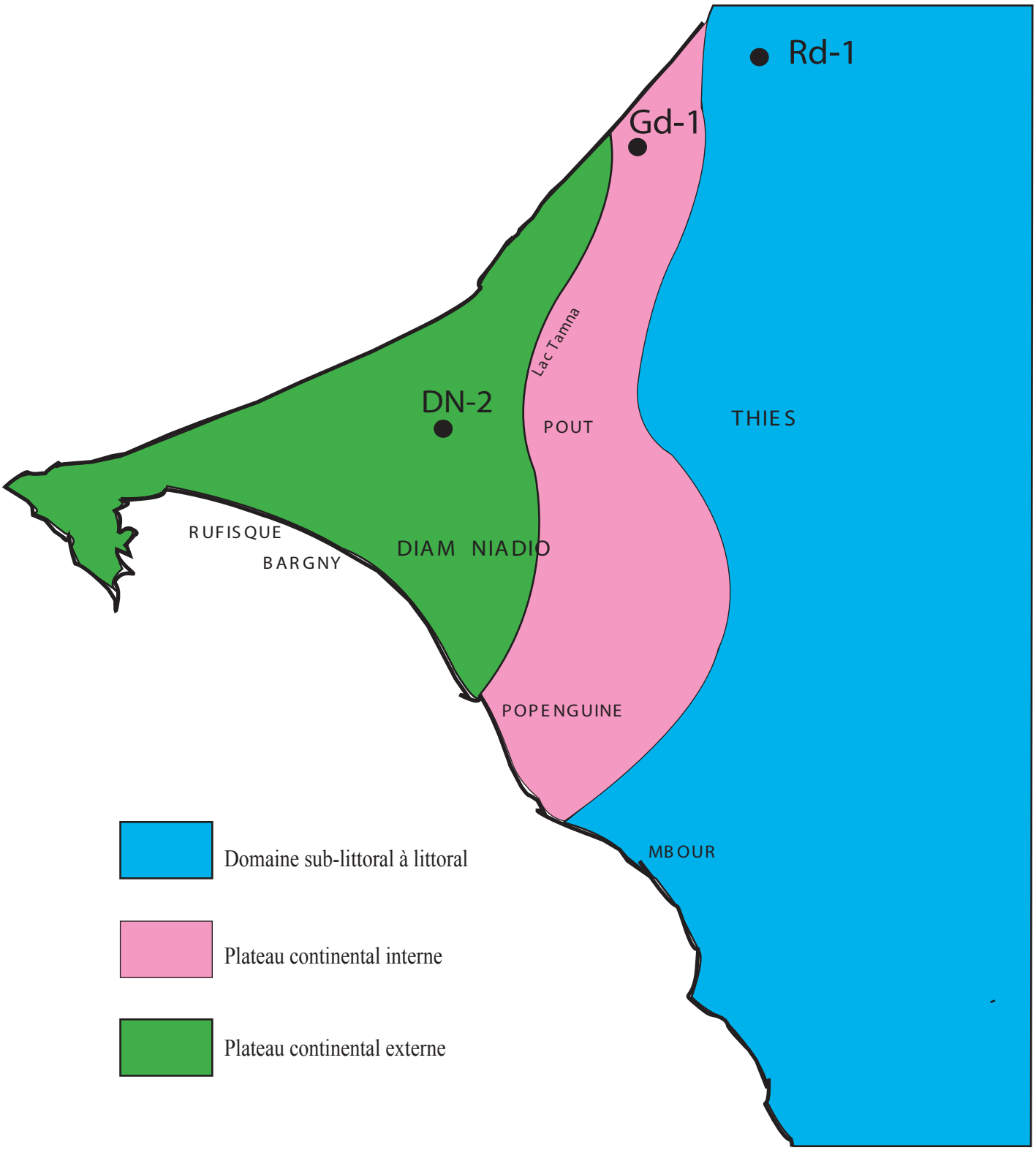


Fig.9 Représentation schématique de la paléogéographie du Cénomano-Turonien ainsi que ses variations lithologiques dans la zone d'étude

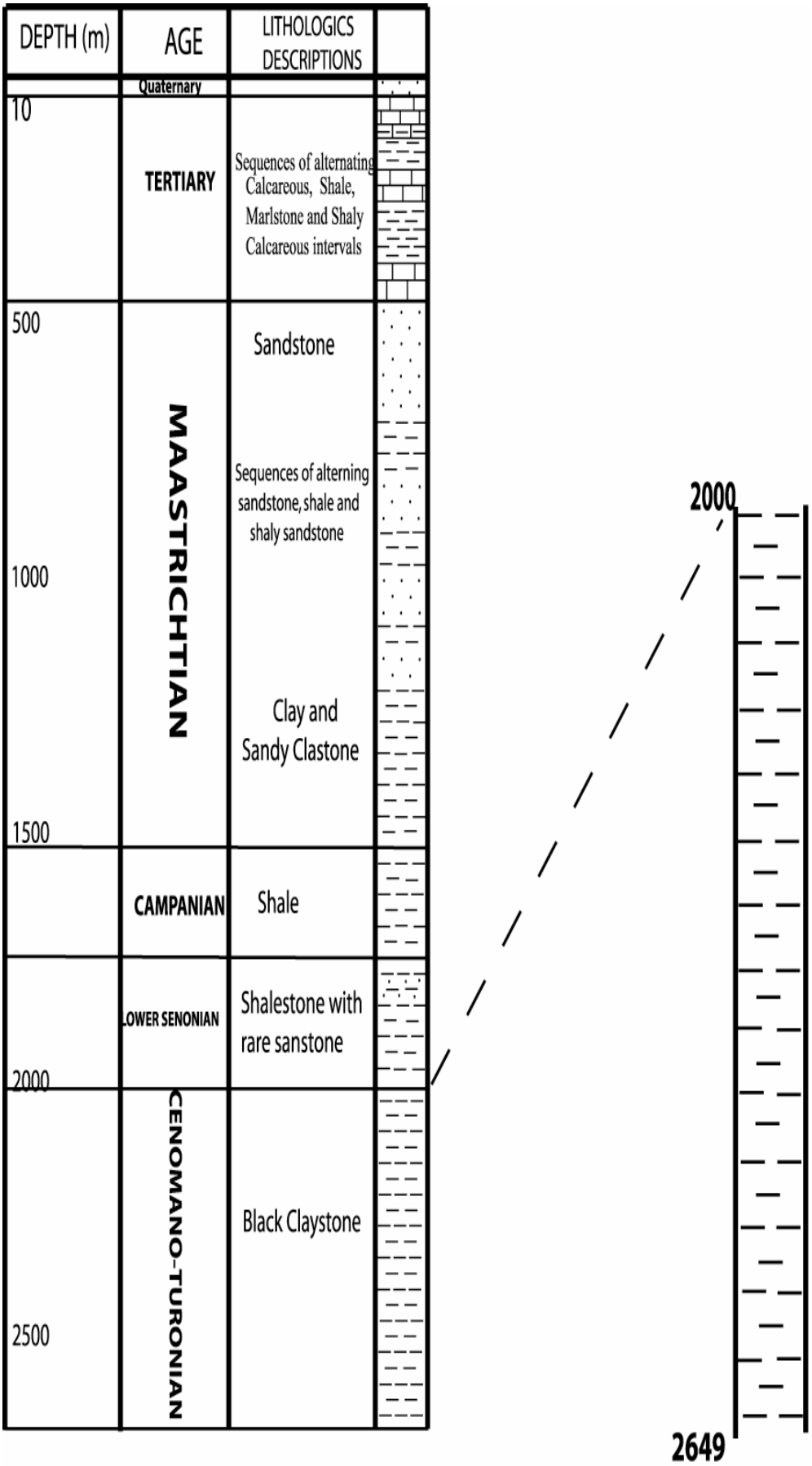


Fig. 10 Forage DN-2 montrant un Cénomano-Turonien composé d'une série homogène d'argile noire

un plateau continental externe, ouvert, ce dont témoigne la présence de quelques foraminifères planctoniques et des nannofossiles (Reyment, 1983). La limite inférieure de ce faciès n'a pas été atteinte dans la zone.

IV-2 Forage Gd-1

Dans ce forage (**Fig. 11**) le Cénomano-Turonien est constitué d'une alternance de niveaux argilo-calcaires et de calcaires argileux, avec une microfaune relativement riche en foraminifères benthiques (Reyment, 1983). Ce faciès correspond au plateau continental interne traduisant la zone de transition entre le domaine marin franc à l'ouest (distal), et un milieu littoral à l'est (proximal). Les foraminifères planctoniques y sont rarement observés. Le taux de sédimentation est relativement élevé, traduisant l'influence des apports terrigènes.

IV-3 Forage Rd-1

Ce forage (**Fig. 12**) se situe dans la partie orientale ou proximale de la plate-forme sénégalaise, le Cénomano-Turonien y est constitué de niveaux argileux à argilo-silteux typiques d'un environnement sub-littoral à littoral. Ce faciès devient de plus en plus silteux en direction du littoral, traduisant un flux terrigène plus marqué. Les foraminifères benthiques constituent l'essentiel des fossiles rencontrés dans cette zone (Reyment, 1983).

V Echantillonnage

L'absence des affleurements de cette série dans le bassin sénégalais limite les critères d'échantillonnage pour notre étude. Dans l'ensemble, le choix des échantillons a été basé sur les informations obtenues à partir des logs lithologiques et des diagraphies enregistrées lors des campagnes d'exploration pétrolière. Le critère essentiel de sélection était basé sur la répartition latérale de ces séries telle que décrite dans les différents travaux d'exploration. En moyenne une quarantaine d'échantillons ont été prélevés pour chaque forage (42 pour DN-2; 53 pour Gd-1 et 47 pour Rd-1).

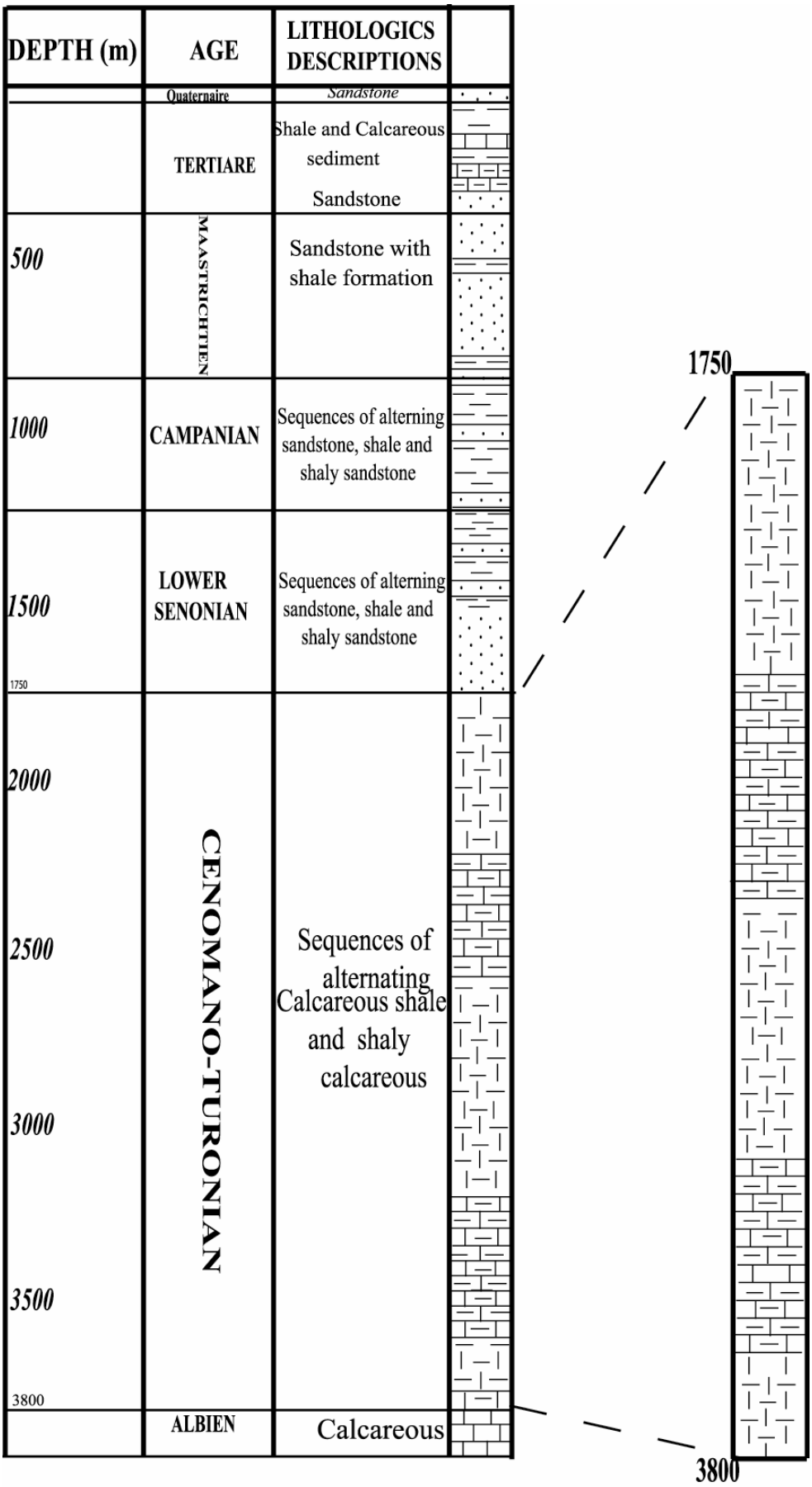


Fig. 11 Forage Gd-1 montrant un Cénomano-Turonien composé d'une série argileuse à argilo-calcaire

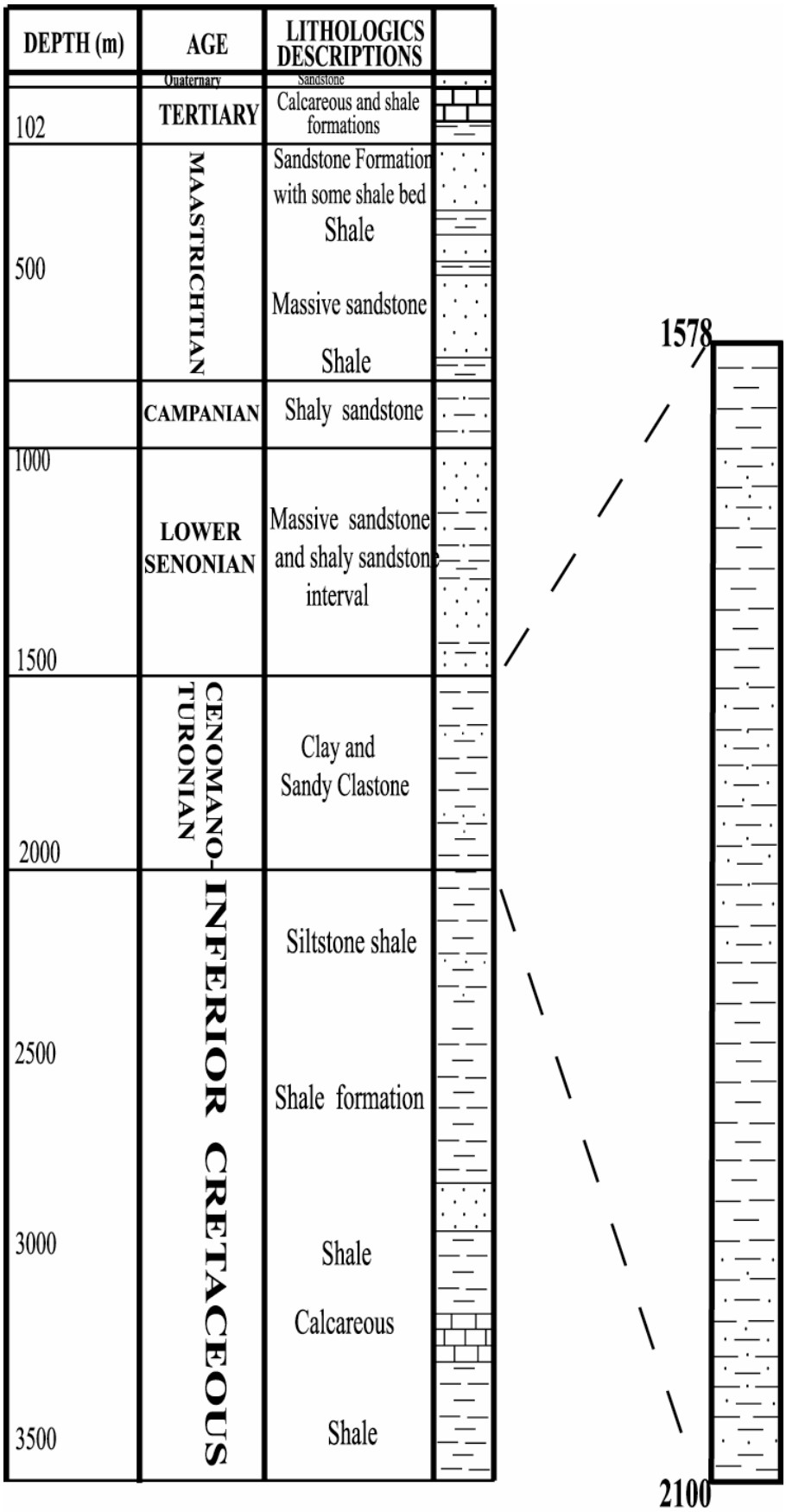


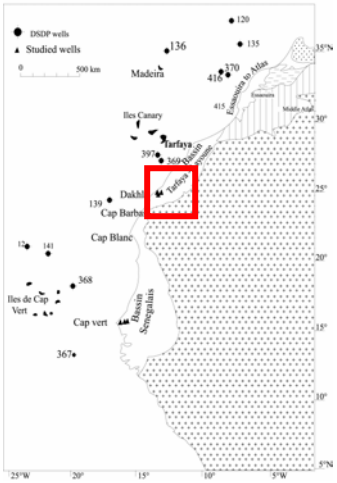
Fig. 12 Forage Rd-1 montrant un Cénomano-Turonien composé d'une série argileuse à argilo-silteuse.

Plus de cent échantillons ont été soumis à des examens minéralogiques (DRX des argiles et susceptibilité magnétique), à de la géochimie globale (Rock Eval et Leco) et à des observations au microscope optique (analyse macérale, palynofaciès). Un certain nombre d'échantillons ont aussi été sélectionnés pour des observations au Microscope électronique à Balayage et pour une analyse par pyrolyse "flash". Nous reviendrons plus loin sur les critères de cette sélection.

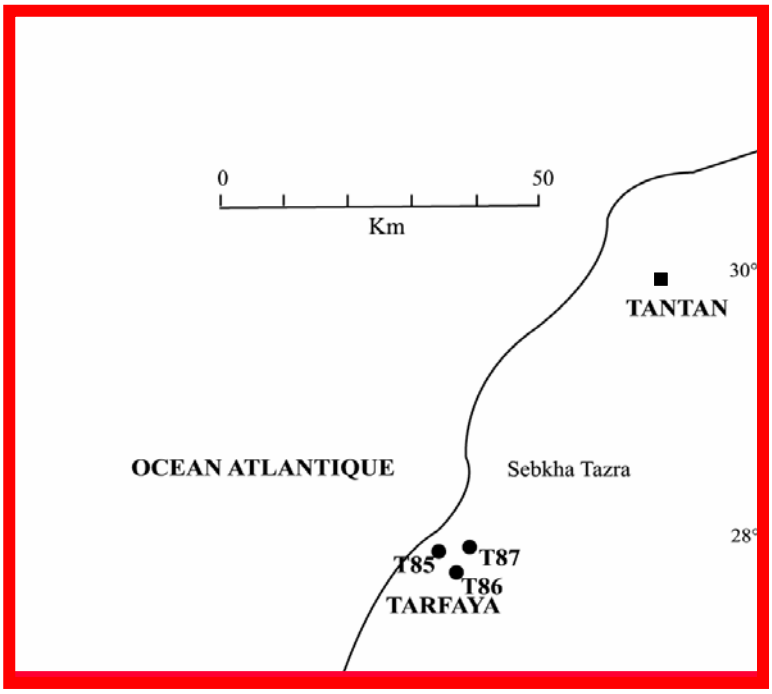
En vue de comparer le faciès du basin sénégalais à celui de Tarfaya, quelque 94 échantillons ont été prélevés dans trois forages (T85, T86, T87) localisés à l'ouest de l'anticlinal de la sebkha Tazra (**Fig. 13**). L'intervalle d'échantillonnage était en moyenne d'un mètre. Le Cénomano-Turonien du bassin de Tarfaya présente un caractère homogène composé par l'alternance de deux principaux faciès: un faciès de calcaire bitumineux sombre finement lité, et un autre plus clair, moins bitumineux. Entre les deux se trouve un niveau de calcaire nodulaire homogène. Ces échantillons ont été soumis au même protocole d'analyse que ceux de la plate-forme sénégalaise.

VI Conclusion

La connaissance des processus d'accumulation et de diagenèse thermique dans un bassin sédimentaire ne peut se faire sans la reconstitution de l'histoire géodynamique de ce dernier. Dans le cas de marge passive comme celui du bassin sénégalais on observe de façon générale une association d'un système en extension pendant le rifting et d'une tectonique de gravité post-rift dépendant généralement de reliques du système précédent et de l'effet de la charge sédimentaire. Dans les chapitres suivants nous discuterons de l'impact d'un tel système dans le processus d'accumulation de la matière organique au Cénomano-Turonien et de façon générale dans le développement d'un système pétrolier de la zone d'étude.



(a)



(b)

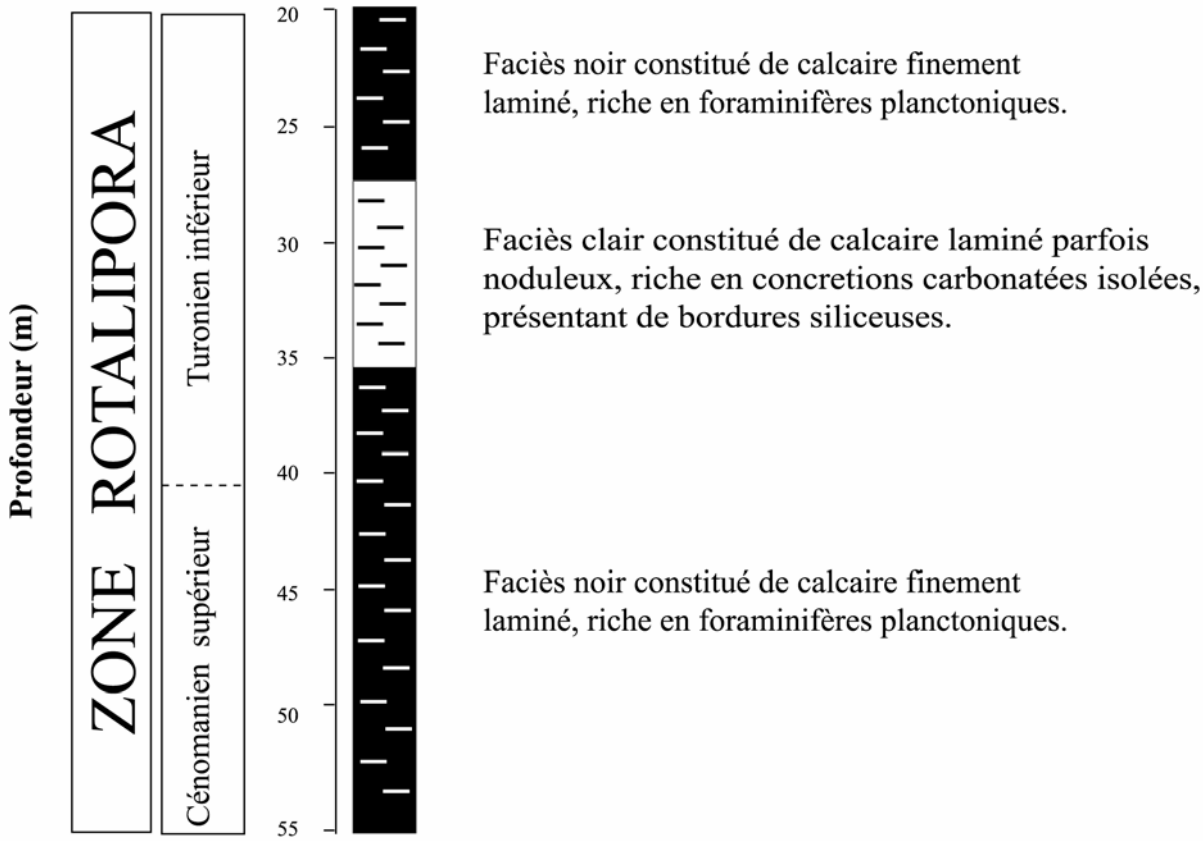


Fig. 13 (a) Localisation de la zone d'étude et de trois forages dans le bassin de Tarfaya
(b) Variation lithologique du passage Cénomano-Turonien du bassin de Tarfaya

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Bellion, Y. (1987). Histoire géodynamique post-paléozoique de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudéni, lullemmeden, Tchad). Thèse Univ. Avignon et des pays de Vaucluse, 292 p.

Bellion, Y., Guiraud, R. (1982). Les coupures (lacunes, discordance) dans la série sédimentaire post-paléozoique du bassin Sénégalais - In: 10^{è} Ann Sci Terre (Paris), p. 40 livre en dépôt à la Soc. Géol. France.

Cantagrel, J-M., Lappartient, J-R., Tessier, F. (1976). Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme ouest-africain .- *As. soc. Sén. Etud. Quatern. Afr., Bull. liaison* , **37**, 16-17

De Spengler, A., Gauvin, J., Leroy,. M. (1966). Le bassin secondaire tertiaire du Sénégal. In; Rerye, D. (Eds) : Bassins sédimentaires du littoral atlantique, 1" partie : littoral atlantique. P. 5-18.

Dillon, W. P., Sougy, J. (1974). Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. In : Nairn, A. E. M et Stehli, F. G. (Eds): The Ocean Basins and Margins, **2**, 315-390. - Plenum Publ. Corp., New-York

Gomez, R. (1984). Etude sédimentologique et géochimique des faciès à matière organique du bassin sédimentaire sénégalais. Thèse de Doctorat Univ. Dakar.

Herbin, J.P., Montadert, L., Müller, C., Gomez, R., Thurow, J., Wiedmann, J. (1986). Organic-rich sedimentation at the Cenomanian – Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *Geological Society of London, Special Publication*, 21, 389-422.

Lecorche, J.-P., Roussel, J., Sougy .J, Guetat, L. (1985). An interpretation of the geology of the orogenic belt (West Africa) In the light of geophysical data. Memoire. *Am. Geol. Soc*., **15**, 131-147.

Liger, J.-L. , Roussel, J. (1979). Etude gravimétrique du bassin côtier profond Sénégal. *Revue Géol. Dyn. Géogr. Phy*, **21**, 410- 419.

Michaud, L. (1984). Les milieux sédimentaires crétacés du Sénégal et leur évolution diagénétique (étude de subsurface). Thèse 3e cycle, Univ. Aix-Marseille III, 285 p.

Nzoussi, M.P. (1998). Etude des faciès réservoirs de la zone de Thiès Diam Niadio (Sénégal). *Unpublished Master Memoir., University of Dakar*, 69 p.

Reyment., R. A. (1983). Le post-paléozoïque du Sénégal. In lexique stratigraphique international, n^{lle} sér., 1, Afrique de l'Ouest, Fabre, J. (Eds), Perganmon Press, Oxford, p.155-157.

Villeneuve, M., Da Rocha Araujou, P.R. (1984). La stratigraphie du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). - *Bull. Soc. Géol Min*.. **32**, 29-40

Quatrième chapitre

METHODES D'ETUDE

Introduction

Première partie: **APPROCHE ANALYTIQUE**

I Etude de la phase minérale.

I-1 Caractérisation des argiles par la méthode de diffraction des rayons X (DRX)

I-1-1 Principe et appareillage

1-2 Technique de préparation des échantillons

I-2 Susceptibilité magnétique

I-2-1 Principe

II Etude de la matière organique

I-1 Les méthodes optiques

II-1-1 La microscopie photonique

II-1-1-1 Les sections polies et les sections en grains

II-1-1-2 Les concentrés densimétriques

II-1-1-3 Le palynofaciès

II-1-2 La microscopie électronique

II-2-1 Géochimie organique globale

II-2-1-1 Pyrolyse Rock-Eval

II-2-1-2 La méthode de combustion Leco

II-2-2 Géochimie moléculaire

II-2-2-1 Le couplage pyrolyse flash – chromatographie en phase gazeuse –spectrométrie de masse.

Deuxième partie: **MODELISATION**

I Définition

II Principe

Introduction

Une roche sédimentaire est un assemblage de deux phases: une phase minérale et une phase organique. La reconstitution des conditions de dépôt de ce type de roche nécessite donc des méthodes d'étude qui prennent en compte ces deux phases. La gamme de méthodes utilisées dans ce travail couvre un large domaine depuis la diffraction aux rayons X pour caractériser la phase minérale jusqu'aux différentes approches d'étude de la matière organique (méthodes optiques, géochimie globale, géochimie moléculaire).
Outre cet aspect analytique, l'autre approche de ce travail consistera à intégrer le maximum de données obtenues dans un modèle d'évolution géothermique afin reconstituer l'histoire thermique et son impact sur le genèse des hydrocarbures dans le bassin sénégalais.

Première partie: APPROCHE ANALYTIQUE

I Etude de la phase minérale.

I-1 Caractérisation des argiles par la méthode de diffraction des rayons X (DRX)

I-1-1 Principe et appareillage

C'est une méthode universellement utilisée pour identifier la nature et la structure des produits cristallisés. La théorie élaborée par Bragg et Wulff est celle de la diffraction d'un faisceau de rayons X incidents par un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg:

$$2d \sin\theta = k\lambda$$

k: constance
λ: longueur d'onde des rayons X incidents
d: espace interréticulaire du réseau des plans cristallins
θ: Angle d'incidence du faisceau sur les plans cristallins

I-1-2 Technique de préparation des échantillons

La diffraction des rayons X se fait sur des pâtes orientées et l'on peut résumer leur confection en 7 phases successives:

Broyage pour les roches indurées;
Délitage avec de l'eau distillée;
Décarbonatation à l'aide d'acide chlorhydrique (N/5) suivie de plusieurs centrifugations, destinée à éliminer l'excès d'acide et à défloculer les minéraux argileux;
Homogénéisation à l'aide d'un mixeur;
Prélèvement des argiles après décantation;
Préparation des pâtes orientées après centrifugation de la suspension prélevée.

Trois diffractogrammes sont réalisés: le premier après séchage à l'air, le second après saturation par l'éthylène-glycol et le troisième après chauffage à 490°C pendant deux heures. Les rayons X ont été obtenus par l'appareil Phillips PW 1730 avec des radiations CuKα et un filtre à nickel. La différence de potentiel utilisée était de 40kV et l'intensité25 mA. L'angle de balayage du goniomètre variait de 2,5 à 28,5°C pour les lames soumises au séchage et à ethylène-glycol et de 2.5à 14,5°C pour celles qui ont été préalablement chauffées..

Pour l'interprétation de différents diffractogrammes la version 4.2.5 du logiciel Macdiff a été principalement utilisée C'est un programme fonctionnant essentiellement dans un environnement Macintosh et qui permet l'analyse et le traitement des diffractogrammes obtenus à partir des appareils. Il permet ainsi d'identifier les minéraux argileux à partir de la position du plan de réflexion de base (001) (Brown & Brindley, 1980; Reynolds, 1980; Moore & Reynolds, 1989). Outre son approche qualitative, il présente l'avantage de procéder à l'estimation des quantités relatives de différents composés argileux, partir de la surface ou de l'intensité des pics de différents diffractogrammes. L'erreur admise pour cette approche quantitative est environ 5% (Holtzapffel, 1985; Moore & Reynolds, 1989).

I-2 Susceptibilité magnétique

I-2-1 Principe

La susceptibilité magnétique traduit la capacité d'un matériel à s'aimanter lorsqu'il est soumis à un champ magnétique extérieur. Pour ce qui est des sédiments, il constitue une approche moins coûteuse et non destructive pour déterminer la présence et la concentration des minéraux susceptibles de se magnétiser. Ce paramètre est également contrôlé par la taille et la forme de ces particules ainsi que l'intensité du champ magnétique extérieur.

On définit généralement une susceptibilité magnétique volumétrique qui, pour un matériel donné, correspond à la concentration par unité de volume de particules magnétisables. Elle peut être exprimée par le ratio suivant:

$$\kappa = \frac{M}{H}$$

κ : Susceptibilité volumique

M : Moment magnétique par unité de volume

H : Intensité du champ magnétique appliqué

Dans le souci de tenir compte de la différence de densité entre les différents matériels, la susceptibilité magnétique peut être exprimée en fonction de la densité par l'équation suivante:

$$\chi = \frac{\kappa}{\rho}$$

χ : Susceptibilité magnétique massique

κ : Susceptibilité magnétique volumétrique

ρ : Densité (kg/m^3)

L'appareil utilisé pour effectuer les mesures est le *Kappabridge KLY-2* qui présente l'avantage d'être très sensible. Il permet ainsi de faire de mesures sur différents types d'échantillons avec notamment des intensités de champs magnétiques variant de zéro à 1 tesla. Dans cette étude, l'intensité utilisée était de 0,4T.

II Etude de la matière organique

II-1 Les méthodes optiques

II-1-1 La microscopie photonique

Cette technique consiste en l'examen de sections de roches en lumière naturelle (réfléchie et transmise) et sous excitation ultraviolette (fluorescence). Elle permet ainsi de distinguer les différents constituants organiques, d'effectuer des analyses macérales, ainsi que d'apprécier le niveau de maturité et la qualité de la matière organique. Pour cela, différents types de préparation ont été utilisés.

II-1-1-1 Les sections polies et les sections en grains

Cette technique permet l'observation de surfaces polies en lumière naturelle ou ultraviolette. Un fois les échantillons broyés sous forme de petits blocs, ils sont enrobés dans une résine époxy permettant de maintenir en place les structures organo-minérales pendant le polissage. Ces observations on été utilisées pour décrire la structuration du cortège organique dans la matrice minérale.

II-1-1-2 Les concentrés densimétriques

A la différence de la matière organique concentrée (exemple le charbon), l'étude de la matière organique dispersée (cas de roches mères) fait appel à des techniques de concentration pour tenir compte de leur teneur modérée en carbone organique. La préparation des lames consiste à concentrer la matière organique par un mélange d'alcool éthylique et de bromoforme ajusté à une densité de 1,7g/cm^3. Le cortège organique obtenu représente une image partielle de la matière MO totale puisque limitée à des particules de densité inférieure à 1,7. Cette technique nous a néanmoins permis d'estimer à la fois le niveau de maturité de nos sédiments à partir de la réflectance de la vitrinite (Ro) et la proportion relative de différents macéraux contenus dans les échantillons. En annexe nous détaillerons le principe de mesure de la réflectance.

II-1-1-3 Le palynofaciès

Pour cette approche, la matière organique est séparée de sa phase minérale par une série d'attaques acides selon la méthode de préparation des lames palynologiques (Durand et Nicaise, 1980) Une attaque à l'acide chlorhydrique (HCl) permet de détruire les carbonates, et une autre, à l'acide fluorhydrique, les silicates. Le résidu est ensuite monté entre lame et lamelle et observé en lumière naturelle transmise. Dans cette étude, seules les lames totales c'est à dire contenant outre des constituants organiques des particules de pyrite, ont aussi été observées. Une fois caractérisés, les constituant de ce résidu ont fait l'objet d'une étude semi-quantitative par comptage de points. On a ainsi pu déterminer les différents types de constituants organiques et leurs proportions relatives. Dans l'ensemble, deux grands types de particules organiques sont identifiées: la MO structurée reconnaissable par sa structure ou sa forme (spores, pollens, algues, débris opaques etc), et la MO optiquement amorphe dont les précurseurs ne peuvent être reconnus à cette échelle d'observation.

II-1-2 La microscopie électronique

Cette technique permet de passer à une échelle d'observation plus grande (nanométrique) compte tenu des limites de résolution du microscope photonique. Pour notre étude, nous avons essentiellement fait des observations sur la structure ultrafine de l'ensemble organo-minéral en microscopie électronique à balayage en mode électrons rétrodiffusés (MEB/ER). C'est une méthode qui s'appuie sur les différences de numéro atomique existant entre les différents constituants de la surface d'un échantillon. Les objets ainsi observés se distinguent par les niveaux de gris qui sont fonction du coefficient de rétrodiffusion (rapport entre le nombre d'électrons rétrodiffusés et le nombre d'électrons incidents). Ce coefficient augmente avec le numéro atomique moyen de chaque objet et plus ce dernier est élevé, plus la rétrodiffusion augmente et le point image va apparaître brillant. Ainsi la matière organique, composée essentiellement d'éléments légers à faible numéro atomique (Belin, 1992) apparaît noire. Par contre les minéraux dont les numéros atomiques moyens sont supérieurs à 10 apparaîtront dans plusieurs niveaux de gris pouvant aller jusqu'au blanc pour la pyrite.

II-2 Méthodes géochimiques

II-2-1 Géochimie organique globale

II-2-1-1 Pyrolyse Rock-Eval

Mise au point par Espitalié et al. (1977, 1985) cette technique consiste à chauffer environ 100mg d'échantillon de roche brute broyée en programmation de température (25°C/min) et sous atmosphère d'hélium, et à détecter les effluents émis durant l'augmentation de température. Cette technique permet ainsi de donner trois informations essentielles sur les roches mères: leur richesse en carbone organique, leur potentiel pétroligène et leur niveau de maturité. Dans l'annexe nous reviendrons sur le calcul et la signification des différents paramètres fournis par cette méthode.

II-2-1-2 La méthode de combustion par Leco

Il s'agit d'une combustion à 1100°C sous oxygène d'au moins 50mg de roche finement broyée. Les échantillons n'ayant pas subi de traitement préalable comme une décarbonatation par lavage à HCl, la méthode permet d'obtenir le carbone total, le soufre total, et l'azote total.

II-2-2 Géochimie moléculaire

II-2-2-1 Le couplage pyrolyse flash – chromatographie en phase gazeuse – spectrométrie de masse.

Pour caractériser la signature moléculaire de nos échantillons, nous avons utilisé une approche d'étude basée sur le couplage pyrolyse flash – chromatographie en phase gazeuse – spectrométrie de masse. La pyrolyse flash est une technique avantageuse en ce sens qu'elle ne nécessité pas de grande quantité de matière organique. Elle consiste à déposer un échantillon sur un fil ferromagnétique qui est ensuite porté à sa température de Curie (dans cette étude elle est de 650°C), dans une chambre de pyrolyse initialement chauffée à 300°C. Le couplage de la chambre de pyrolyse avec la chromatographie en phase gazeuse et la spectrométrie de

masse permet de séparer les différents constituants du pyrolysat et de les identifier suivant leurs ions-fragments spécifiques.

Deuxième partie: MODELISATION

I Définition

Le modèle MARGE utilisé dans le cadre de cette étude est un système numérique 2D dont les fondements ont été développés par Latil-Brun et Lucazeau (1988) et Lucazeau et al. (2003). Il permet de suivre l'évolution géodynamique des zones de rift et de marges passives, ainsi que la distribution spatio-temporelle des flux thermiques et leurs conséquences sur la maturation des roches mères. C'est un modèle qui intègre des phénomènes essentiels comme l'amincissement de la croûte suite à l'extension et la réduction de flux radiogénique, l'interaction thermique avec les phénomènes superficiels (effet de couverture, érosion).

II Principe

Le modèle permet de calculer le champ de température dans la lithosphère (manteau, croûte, et sédiments), la subsidence et les anomalies gravimétriques (Bouguer, air libre).La méthode de calcul est basée sur la formulation de Lagrange qui n'intègre pas l'effet de l'advection.:

$$\frac{\partial}{\partial x}(\lambda_x(x,y,t,T)\frac{\partial T}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(\lambda_y(x,y,t,T)\frac{\partial T}{\partial y})+A(x,y,t)-\rho(x,y,t,T)C(x,y,t)\frac{\partial T}{\partial t}=0$$

λ représentant la conductivité thermique ($Wm^{-1}°C^{-1}$), A Flux thermique produit (μWm^{-3}), ρ densité (Kgm^{-3}) et C capacité calorifique ($J°C^{-1}Kg^{-1}$), x et y sont des coordonnées, et t le temps.

Il est important de souligner que dans ce modèle s'appuie certes, sur le principe d'extension homogène de Mc Kenzie (1978), mais qu'il intègre aussi d'autres facteurs influençant la distribution des flux de chaleur (variation de conductivité, extension à durée finie, isostasie régionale, production de flux thermique). Les différents paramètres utilisés ainsi que le fonctionnement du modèle seront décrits ultérieurement.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Belin, S. (1992). Distribution microscopique de la matière organique disséminée dans les roches mères: technique d'étude, interpretation des conditions de dépôt et de diagenèse. Thèse de doctorat de l'Université d'Orsay, 371p.

Brown, G., Brindley, G. W (1980). X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In Brindley, G.W., Brown, g. (Eds), crystal Structures of clay Minerals and Their x-ray Identification. In London, Mineral Soc. Monogr. 5, pp. 305-359.

Durand, B., Nicaise, G. (1980). Procedures for kerogen isolations. In Kerogen, Ed. B. Durand, Technip, Paris, p.35-53.

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A. (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Fr. du Pétr.,* 32, p.23-42.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. du Pétr,* part I, 10 (pp.563-578); part II, 40, (pp.755-784); part III,41 (pp.467-481).

Holtzapffel, T. (1985). Les minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. Société Géologique du Nord Publications, Villeneuve d'Ascq, 136p.

Latil-Brun, M.V., Lucazeau, F. (1988). Subsidence, extension and thermal history of the West African margin in Senegal, *Eart. Plat. Sci. let., 90* (2), 204-220.

Lucazeau, F., Brigaud, F., Leturmy, P. (2003). Dynamic interactions between the gulf of Guinea passive margin and the Congo river drainage basin. Part II: isostasy and uplift, *J. Geophys. Res., 108*, doi:10.1029/2002JB001928, 2003

McKenzie, D.P. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins, *Eart. Plat. Sci. let, 40*, 25-32, 1978.

Reynolds, R.C. (1980). Interstratified clay minerals. In Brindley, G.W., Brown, g. (Eds), crystal Structures of clay Minerals and Their x-ray Identification. In London, Mineral Soc. Monogr. 5, pp. 249-3003.

Moore, G.T, Reynolds, R.C. (1989). X-ray diffraction and the Identification and Analysis of clays Mineral. Oxford University Press, 331p.

CARACTERISATION DE LA MATIERE ORGANIQUE DE LA PLATE-FORME SENEGALAISE

Avant propos

Cette partie présentée sous forme d'un article déjà paru sur *Marine and Petroleum Geology* est consacrée à la caractérisation de la matière organique de la plateforme sénégalaise. Elle permet notamment de préciser l'origine de cette matière organique, le degré d'évolution diagénétique qu'elle a atteint, ainsi que la paléogéographie générale du milieu de dépôt.

Les résultats indiquent des teneurs en carbone organique variant entre 0.3 et 3.5% qui suggérent une productivité primaire faible à modérée et/ou de mauvaises conditions de préservation de la matière organique. L'abondance des débris ligno-cellulosiques associée à de fortes valeurs de C/N (supérieures à 20) suggère une contribution notable de la matière organique d'origine terrestre. Cette interprétation est corroborée par les diagrammes IH et IO qui indiquent un kérogène de type III. Les faibles rapports S/C (supérieurs à 0,36) suggèrent des conditions de milieu suboxiques, dans un environnement soumis à un flux de matériel détritique important comme l'atteste l'abondance relative en vitrinite remaniée. A des apports organiques médiocres, s'ajoute une notable dilution de la matière organique par un abondants flux détritique.

La plate-forme sénégalaise correspond en fait à un environnement de transition entre un domaine marin ouvert et un domaine littoral soumis à l'action des courants oxygénés.

Les valeurs de Tmax (435 to 445°C) et de réflectance de la vitrinite (0.4 to 0.9%) suggèrent un niveau d'évolution thermique correspondant à l'entrée à la fenêtre à huile. La prédominance de la matière organique de type III suggère une tendance à générer du gaz plus que du pétrole. ***Dans l'ensemble cette étude fournit une image assez atypique du Cénomano-turonien et souligne le rôle des facteurs locaux, essentiellement liés à la paléogéographie, dans l'accumulation de la matière organique***.

ELSEVIER

Marine and Petroleum Geology 20 (2003) 411–427

Marine and Petroleum Geology

www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Organic matter characteristics of Cenomanian–Turonian source rocks: implications for petroleum and gas exploration onshore Senegal

P. Nzoussi-Mbassani*, J.-R. Disnar, F. Laggoun-Défarge

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 6113 du CNRS, Université d'Orléans, Bâtiment de Géosciences, 45067 Orléans cedex 2, France

Received 11 December 2002; received in revised form 24 April 2003; accepted 18 June 2003

Abstract

One hundred and fifteen samples of Cenomanian–Turonian sediments from the Senegal margin basin, believed to be the main source rocks in the area, have been characterised to determine their organic facies and their oil-generating potential. The samples have been subjected to detailed organic petrographic studies (palynofacies, maceral analysis, vitrinite reflectance measurements) combined with Rock-Eval and Leco determinations. Total organic carbon values comprised between 0.3 and 3.5% indicate poor to moderate primary bioproductivity and/or unfavourable organic matter (OM) preservation. Rather high C/N ratio values supported by the presence of well preserved ligno-cellulosic debris and of collotelinite suggest a notable contribution of terrestrial OM. This is supported by hydrogen and oxygen index values that testify to type III OM. S/C ratio values lower than 0.36 together with the presence of abundant reworked organic particles indicate that the studied sediments were deposited in a transitional and mixing zone, between a coastal area with well oxygenated waters and a fully marine environment with more or less pronounced anoxia. The rather low marine productivity and poor OM preservation are here strongly reinforced by a very marked dilution of the OM by mineral inputs. In addition to these combined factors indicating that the OM is mainly of the gas prone-type, a moderate maturity is shown by T_{max} and vitrinite reflectance values ranging from 435 to 445 °C and 0.4 to 0.9%, respectively. The reservoir facies consisting of sandstones interbedded with shales, are characteristic of prograding fluvio-deltaic formations developed during Maastrichtian regression. Faults and 'rollover' structures most probably constitute the main migration pathways and traps for hydrocarbons, respectively. Overall, the characteristics of the studied formations highlight the importance of local factors in OM accumulation, even during the so-called global Cenomanian–Turonian anoxic event.
© 2003 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Cenomanian–Turonian of the Senegal margin basin; Organic matter sources; Depositional environment; Petroleum source rock

1. Introduction

The Thies-Diam Niadio area covers a surface of 6602 km^2 on the onshore part of the Senegal basin (Fig. 1). Oil shows in this area have been recorded as bituminous traces at outcrops and from water wells since 1917. Petroleum exploration begun late in 1952 and the first well was drilled in 1953. To date more than 46 wells have been drilled in this area where Cenomanian–Turonian rocks are thought to be the main hydrocarbon source rocks.

The importance of the so-called Cenomanian–Turonian anoxic event in source rock accumulation has been widely recognised and has given rise to an abundant literature (Herbin et al., 1986; de Graciansky et al., 1982; Jenkyns, 1980). Different factors have been proposed to explain the global extent of this phenomenon: tectonics and topography (Arthur & Schlanger, 1979), ocean water stratification (Jenkyns, 1980; Lancelot, 1980), climatic conditions and oceanic water circulation (Busson, 1972), high planktonic production (Tissot, 1979a,b), euxinism (Waples, 1983), establishment of an oxygen minimum zone (Thiede & Van Andel, 1977), mantle CO_2 emission and sea water stratification (Busson & Cornée, 1996) and a combination of several of these factors (de Graciansky et al., 1984). Despite diverging opinions, numerous authors agree that this so-called anoxic event had a global impact and that oxygen deficiency of oceanic waters was primarily caused by abundant planktonic production.

While the study of Cenomanian–Turonian sediments drilled offshore Senegal during the Deep Sea Drilling Project revealed their richness in organic matter (Herbin et al., 1986), the extension of this event to the whole basin and especially to the onshore part, is not yet well

* Corresponding author. Tel.: +33-238-41-73-08.
E-mail address: pierre.nzoussi@univ-orleans.fr (P. Nzoussi-Mbassani).

0264-8172/03/$ - see front matter © 2003 Elsevier Ltd. All rights reserved.
doi:10.1016/S0264-8172(03)00076-X

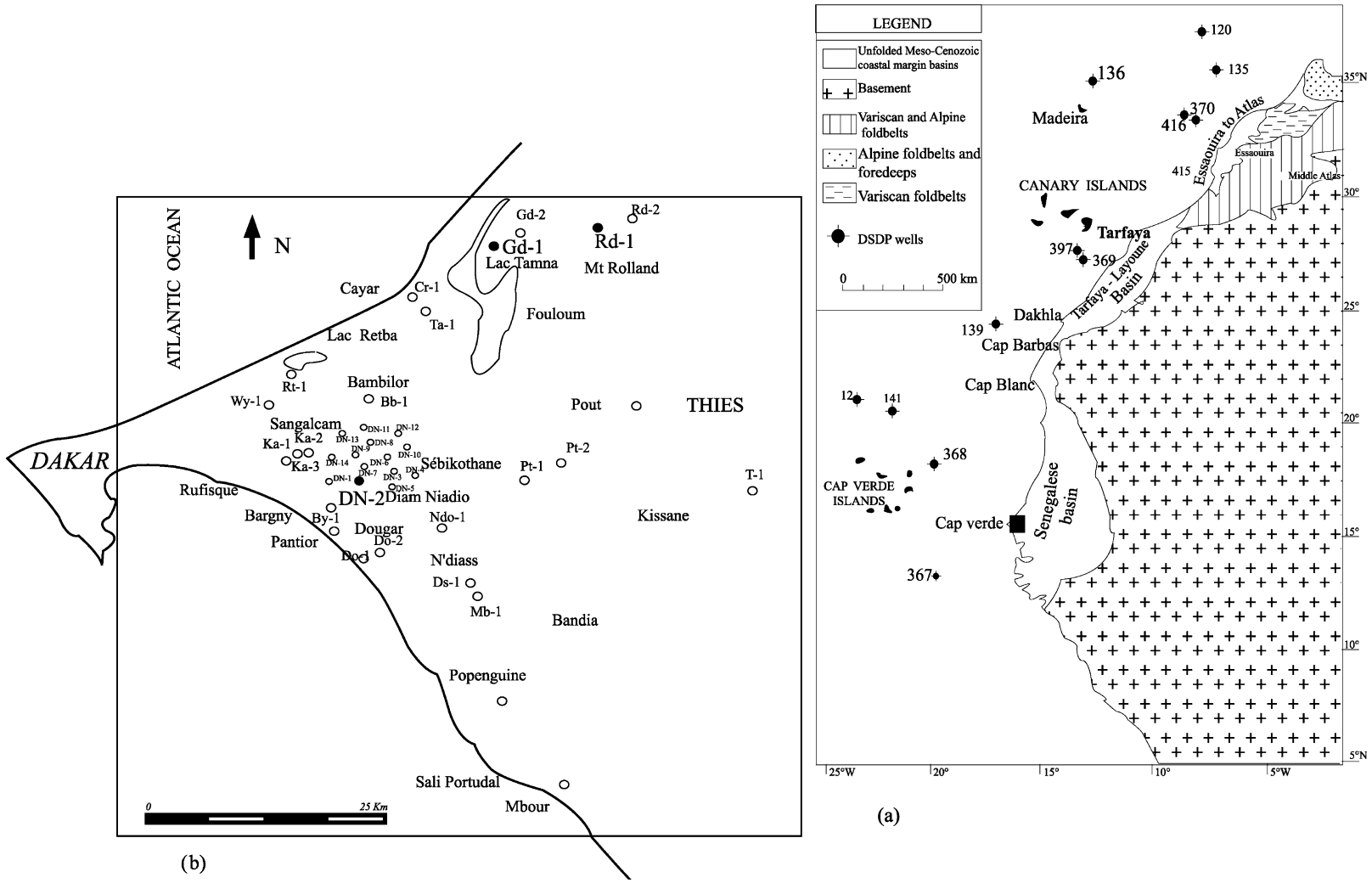


Fig. 1. (a) Map showing generalised geological setting of west African margin and the location of Thies-Diam Niadio study area within Senegalese basin. (b) Location of the boreholes within the Thies-Diam Niadio area (full circles show the three studied wells, i.e. DN-2, Gd-1, Rd-1).

understood. In addition, in spite of an already rather long exploration history, several aspects of petroleum generation and expulsion from Cenomanian–Turonian formations in this area, still remain obscure. One of the main enigmas addressed in this paper, concerns the nature and the diagenetic history of the organic matter believed to be the source of hydrocarbons exploited in Senegal.

2. Geological setting

Some 340,000 km^2 in area, the Senegal sedimentary basin occupies the central part of the large north-western Africa basin which extends along the Senegal, Gambia, Guinea-Bissau, Mauritania and Moroccan coastal areas (Fig. 1). The basin opens westward to the Atlantic ocean and it is limited by the Panafrican to Hercynian Mauritanides chain to the East (Dillon & Sougy, 1974; Villeneuve & Da Rocha Araujo, 1984).

It is a typical passive divergent continental margin subjected initially to extension in Triassic times, when rifting of Africa from America commenced (Pitman & Talwani, 1972). It contains more than 14 km thick Paleozoic to Tertiary sediments. Outcrops are rare and the known stratigraphy is based on deep wells. Three main phases characterise the geological history of the Senegal basin and different kinematic models have been proposed to explain the formation of such Atlantic-type continental margins (Falvey, 1974; Kinsman, 1975; McKenzie, 1978). In the Senegal basin the pre-rift phase is mainly represented by late Proterozoic and Paleozoic clastics sediments. The most complete Paleozoic section was characterised in the Diana-Malari (DM-1) and Kolda (KO-1) wells. These sediments were affected by the Panafrican (1000–570 Ma) and Caledonian-Hercynian (440–250 Ma) orogenies (Villeneuve & Da Rocha Araujo, 1984).

The syn-rift phase commonly associated with a thermal uplift of the mantle, begun with the formation of horst and graben structures followed by the break up of Gondwana. The graben system was filled by lower Triassic continental sandstones and lacustrine shales. Restricted marine conditions also led to the deposition of upper Triassic to Lower Liassic salt deposits. Unlike the adjacent Mauritanian basin, Upper Liassic to Lower Dogger clastic formations are absent. The last or post-rift phase began with the separation of the Gondwana lithosphere and the initiation of the Atlantic ocean. Falvey (1974) suggested that the syn-rift and post-rift phases are separated by an unconformity. The absence of the uppermost syn-rift in the Senegal basin might be due to this unconformity. The thickness of the post-rift sedimentary wedge can exceed 10,000 m in the western part of the basin. It consists of transgressive and regressive series successively comprising: (i) a Jurassic–Lower Cretaceous carbonate platform, (ii) a Cretaceous clastic wedge, and (iii) a cap of Tertiary carbonates and shales (Michaud, 1984).

Regional seismic profiles and well data successively revealed the stratigraphic and lithologic composition of these formations. Three facies characterise the lateral variations of the Cenomanian–Turonian sediments. The first consists of homogenous black shales deposited in fully marine environment. This facies dominates the western part of the Thies-Diam Niadio area and reaches maximum thickness in Casamance. No well has reached the base of this facies in the study area. However seismic profiles suggest a basinward increase in its thickness. The second facies is characterised by a succession of calcareous and shaly calcareous sediments typical of a transitional neritic environment. The third facies, typical of a sub-littoral to nearshore marine environment, is composed of shales with shaly siltstone intercalations. These sediments become increasingly rich in siltstone towards the shoreline.

3. Methods

One hundred and fifteen samples of drill cuttings were collected from the three wells DN-2, Gd-1, Rd-1 (Figs. 1 and 2) which penetrated one of the main facies of the Cenomanian–Turonian formation in the area.

Total Organic Carbon (TOC) contents (wt%), Hydrogen Index (HI, mg HC g^{-1} TOC), Oxygen Index (OI, $mgCO_2\ g^{-1}$ TOC), T_{max} (°C) and Petroleum Potential (PI) were determined by Rock-Eval® pyrolysis (Espitalié, Deroo & Marquis 1985; Lafargue, Marquis, & Pillot, 1998) with a model 6 device (Vinci Technologies). The analyses were carried out on 100 mg of crushed samples under standard conditions. Total C (TC), N and S were also determined by combustion with a Leco CNS 2000 analyser, without previous decarbonation.

Petrographic studies of organic matter were performed using a Leica DMR XP microscope under different illumination modes: identification and counting of organic constituents were carried out on total organic matter after acid hydrolysis of carbonates and silicates under transmitted light (palynofacies). Specific characterisation (maceral analysis) of land-derived organic particles, i.e. mainly vitrinite and inertinite groups, was performed on polished sections of densimetric concentrates of OM under reflected light and fluorescence, following the nomenclatures of Stach et al. (1982) and the International Commission for Coal Petrology procedures (ICCP, 1971). Random vitrinite measurements (R_r expressed in %) were made on the same densimetric concentrates under reflected light using a ×50 oil immersion objective (ICCP, 1971).

4. Results and discussion

TOC contents are usually rather low and vary between 0.3 and 3.5%. Maximum values were found in the DN-2 well which penetrated the more marine facies. TOC is

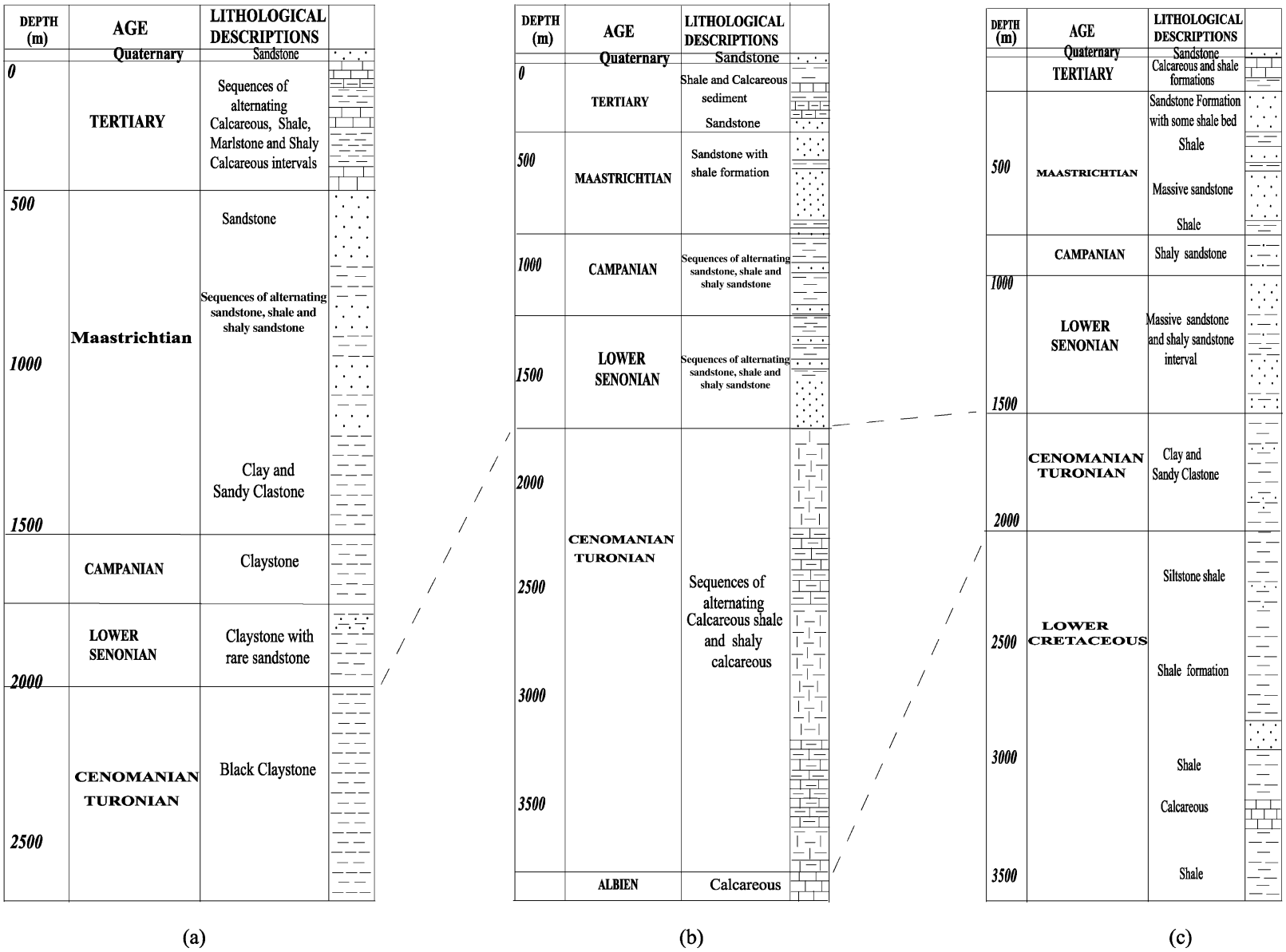


Fig. 2. Lithological descriptions of boreholes with the main Cenomanian–Turonian facies: (a) DN-2 well in distal environment, (b) Gd-1 transitional neretic environment, (c) Rd-1 littoral and nearshore area.

roughly correlated to lithofacies variations: it appears slightly higher in pure shale (1.7% on average in DN-2) than in shaly limestones (1.3% on average in Gd-1) or shaly siltstones (1.4% on average in Rd-1). Overall, TOC data do not show very significant difference in OM accumulation between the open marine environment (DN-2) and shallow marine deposits (Rd-1). Total Carbon (TC) contents which remain also rather low in the three wells studied (<5.0%) mostly denote the very low level or even total absence of carbonates in the drilled formations. However, in contrast to the DN-2 and Rd-1 wells which show a good correlation between TC and TOC, Gd-1 does not. (Fig. 3). In the latter well, TC values which are sometimes higher than TOC's obviously reflect a minor mineral carbon contribution. Mineral carbon contents which can be taken as the difference

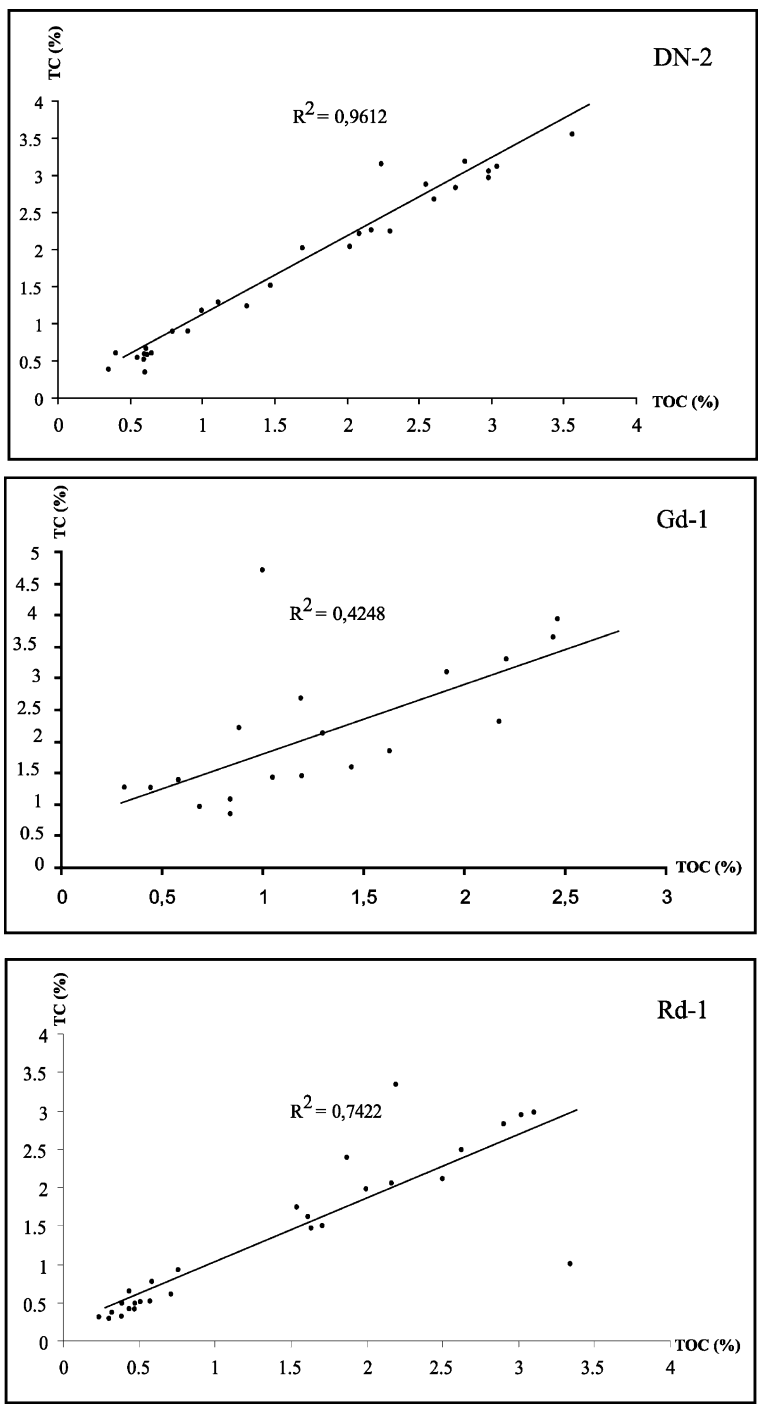


Fig. 3. Correlation between total carbon (TC) contents obtained from Leco CNS 2000 analyser and total organic carbon (TOC) yield obtained from Rock-Eval pyrolysis.

between TC (Leco) and TOC (Rock-Eval) correspond to lithologic alternances of shales and carbonated shales observed in the Gd-1 well (Fig. 2).

Total sulphur contents also show some disparity between the three wells. The DN-2 well shows higher sulphur contents and S/C ratios (Fig. 4) that suggest a greater development of anoxic conditions in the distal part of the basin. However, if one excepts some levels in the DN-2 and Rd-1 wells, S/C ratio values are generally lower than 0.36, suggesting that the deposition mostly occurred under medium oxic conditions (Fig. 4; Minster, Nathan, & Ravh, 1992; Morse & Berner, 1995; Raiswell & Berner, 1985; Raiswell, Buckley, Berner, & Anderson, 1988). The contrast between such conditions and the pronounced anoxia under which the Cenomanian–Turonian formations are believed to have been deposited in the nearby Senegal basin (Herbin & Deroo, 1982) suggest efficient oxygenation of waters by current circulation during this period.

The mineral sulphur contents are probably mostly or even totally due to generally isolated pyrite framboids. Higher proportions of framboidal pyrite (>10%,) determined from palynofacies analyses are found in DN-2 than in Rd-1 and Gd-1 (Fig. 5). Despite the simultaneous increase of pyrite and total sulphur contents in the DN-2 well, the absence of correlation between total sulphur and pyrite suggests that sulphur most probably also exists under an organic form via the so-called 'natural sulfuration process', during early diagenesis, (Boussafir & Lallier-Vergès, 1997; Tribovillard et al., 1994).

C/N ratios are generally higher than 10 and never exceed 50. Nevertheless, some intervals, especially in the distal environment (DN-2), present C/N values lower than 10 (Fig. 6). Such low values could be attributed to a notable contribution of nitrogen-rich OM of marine origin. However, because most of the nitrogen is known to be recycled during early diagenesis (Tyson, 1995), such ratio values might also be consistent with terrestrial OM originally presenting high C/N (>10) but strongly altered before burial (Müller, 1977; Waples, 1977). These considerations mean that without other arguments (e.g. petrographic observations), C/N ratio values must be used carefully for OM precursor characterisation.

HI values are generally low (often <300 mg HC g^{-1} TOC) in the studied wells, and kerogen typing based on a HI vs OI diagram indicates a predominance of type III OM (Fig. 7). Nevertheless, some samples, mainly from the western part of the study area (DN-2 well), present relatively high HI values (>300 mg HC g^{-1} TOC) that plot in the field of type II kerogens. In contrast, a part of the samples contain a hydrogen-depleted and oxygen-rich material that can thus be classified in the IV type OM. At the moderate degree of maturity reached by the samples (see below), such features probably indicate land-derived OM and/or strongly degraded OM of marine origin (Bordenave, 1993; Tissot & Welte, 1984).

HI does not correlate significantly with TOC values (correlation coefficient: $r^2 = 0.59$ in DN-2; $r^2 = 0.037$ in Gd-1; $r^2 = 0.451$ in Rd-1). The slightly better correlation observed for the DN-2 well certainly reflects the already stressed and greater contribution of hydrogen-rich marine OM in the studied sediments at that site. The rather high mean HI value of 190 mg HC g^{-1} TOC in DN-2 compared to those of 133 in Rd-1 and 159 in Gd-1, is consistent with this interpretation. In contrast, the low mean HI values in the Rd-1 and Gd-1 wells might be indicative of high terrestrial inputs and/or extensive OM alteration. This point is further discussed later.

Palynofacies analyses indicate a strong predominance of amorphous organic matter (AOM) (more than 60%) in all the studied samples (Fig. 5). The corresponding

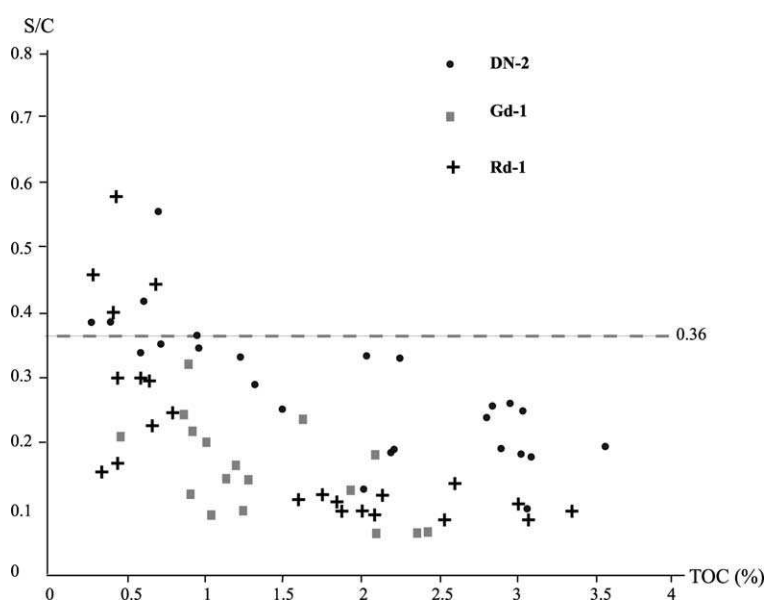


Fig. 4. Sulfur and carbon ratio (S/C) vs total organic carbon (TOC) indicating medium oxic conditions.

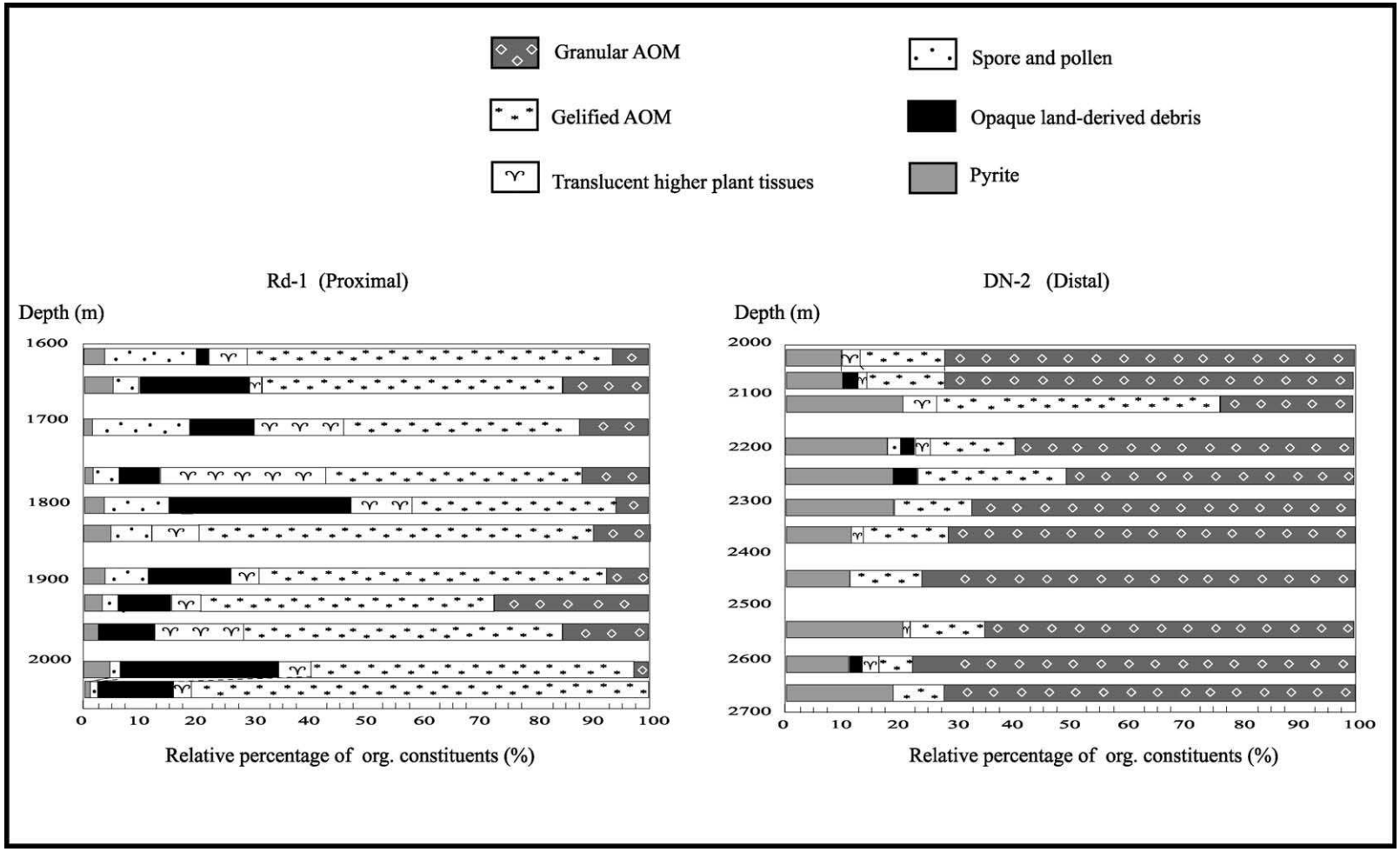


Fig. 5. Relative abundance of organic constituents (palynofacies) from proximal (Rd-1) to distal (DN-2) environment. Predominance of amorphous organic matter (AOM) with two main groups: gelified (glAOM) in proximal environment and granular (grAOM) in distal one.

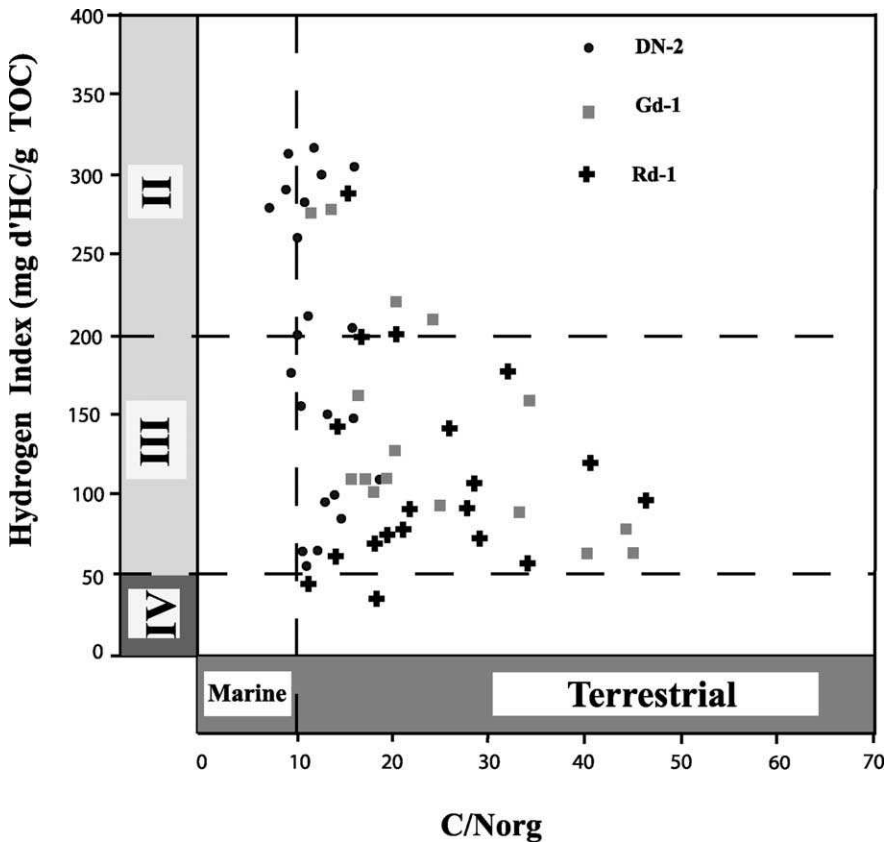


Fig. 6. Total organic carbon and nitrogen ratio (TOC/N) vs hydrogen index (HI) indicating that the maximum of the samples are plotted within the area of terrestrial domain/type III.

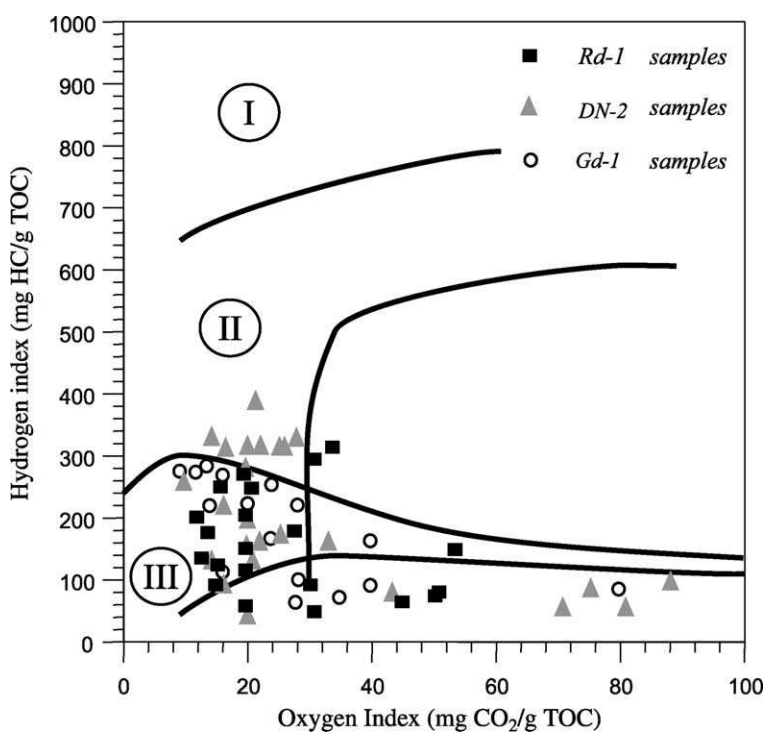


Fig. 7. Location of the studied samples in the hydrogen index—oxygen index diagram (modified from Espitalié et al., 1985).

particles can be classified into two main groups. The first group is composed of non-fluorescent gelified AOM mainly dominated by rounded particles with sizes ranging from 25 to 40 μm and generally presenting sharp contours (Plate 1a). Their content is variable in the samples but decreases from the Rd-1 to the DN-2 well. The second group is represented by granular AOM (grAOM) particles having the same form and

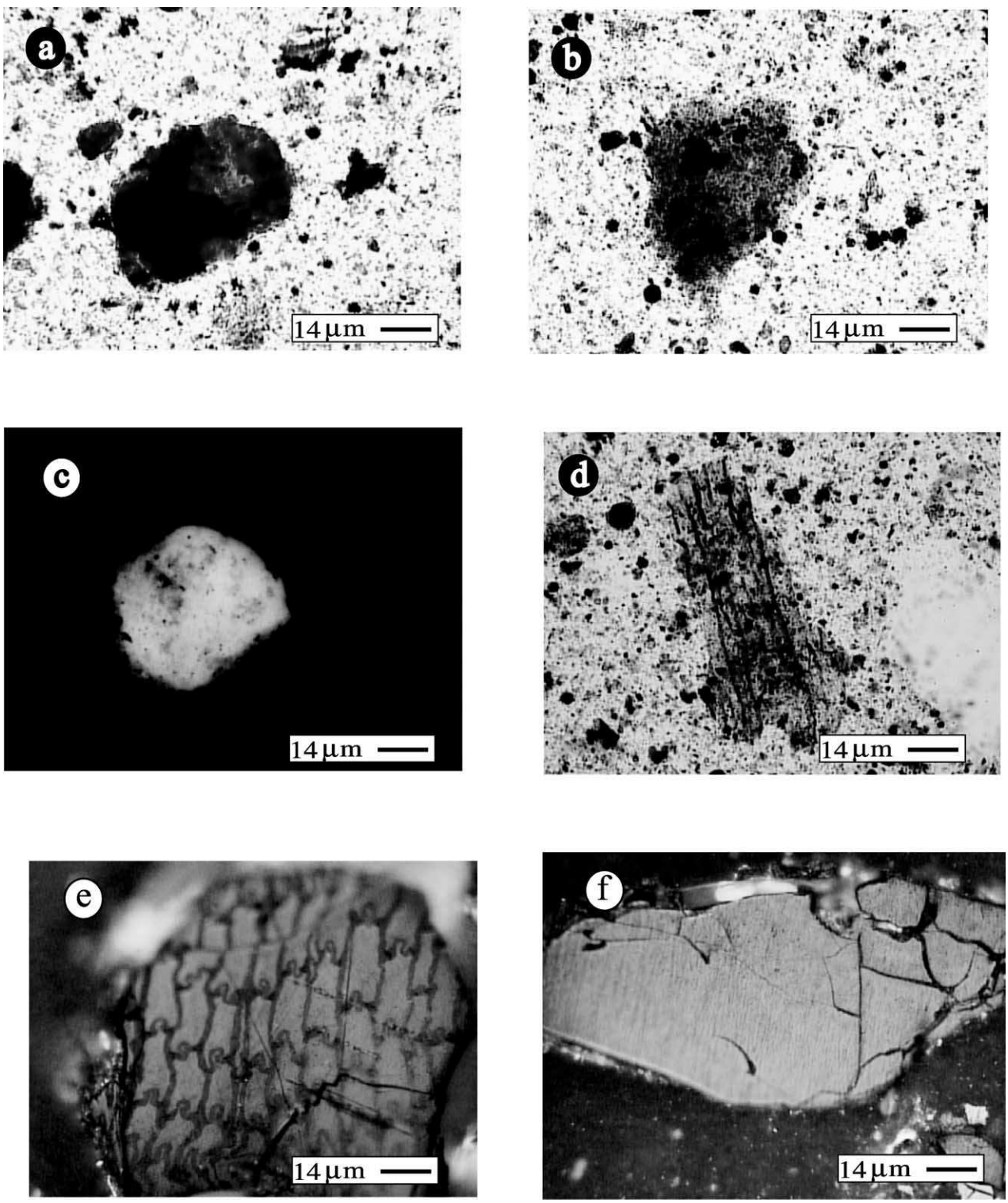


Plate 1. Optical microphotographs of the main organic constituents: (a) gelified AOM (transmitted light); (b) granular AOM (transmitted light); (c) granular AOM fluorescent in yellow (incident blue light); (d) translucent higher plant tissues (transmitted light); (e) telinite (incident white light); (f) collotelinite (incident white light).

size as those of the first group (Plate 1b). Although all the particles of the latter group present essentially the same appearance under transmitted white light, a small proportion of them are fluorescent under blue incident light (Plate 1c). This fluorescence suggests an oil-prone composition. Unlike gelified AOM, the percentage of grAOM decreases landward, i.e. from DN-2 to Rd-1.

The structured OM consists exclusively of higher plant debris (Plate 1d–f) at different states of diagenetic alteration, well shown by their partly preserved original structures. Indeed, beginning with translucent or yellow coloured ligno-cellulosic debris of 35–50 μm in size with still preserved cellular structures, different types of higher plant tissues can be recognised. Some of these particles display the onset of amorphisation. Gelified AOM appears to be derived from these particles, after complete amorphisation. The similar increase in ligno-cellulosic debris and gelified AOM towards the shoreline supports the relationship between these two types of debris. Cuticles and fluorescent spores and pollen, even present at a low level, are also characteristic of a proximal environment. Various gelified and opaque land-derived particles are also present in variable sizes (12–50 μm). However, their relative percentages as well as those of well-preserved tissues increase landward, i.e. from DN-2 to Rd-1.

As opaque particles cannot be characterised well by palynofacies analysis, a maceral analysis of densimetric concentrates which specifically targets these particles was carried out on the whole samples. The results of this analysis (Fig. 8) reveal that the particulate OM is mainly composed of vitrinite, with a predominance of collotelinite (44–69%) and to a lesser extent of telinite (<15%). The vitrinite particles have an angular shape and they are generally greater than 50 μm. Such characteristics exclude a strong fragmentation due to prolonged transportation, thus suggesting their sub-autochthonous origin. As usually observed in dispersed OM (Alpern & Cheymol, 1978; Barker & Pawlewicz, 1993; Dow, 1977; Lo, 1992; Robert, 1985), reworked vitrinite is also present. Its particles are slightly oxidised and are rather small (10–15 μm). These particles represent less than 10% in Gd-1 and more than 15% in some levels of Rd-1 and DN-2. As usually observed with reworked material, high amounts of small inertodetrinite particles are also present, particularly in DN-2. In the proximal area, i.e. in Rd-1, the decrease in inertodetrinite amounts is accompanied by an increase in the amounts of large fusinite particles (up to 35%; Fig. 8). From a general point of view, fusinite formation requires oxidising conditions in the depositional environment whereas inertodetrinite derives from inertinite mobilised by erosion of ancient sediments and undergoes some fragmentation during transport. Both macerals thus indicate an oxic and hydrodynamically active depositional environment. Macerals other than those originating from vascular plant tissues were seldom observed.

An assessment of the level of maturity reached by the samples is provided by classical Vitrinite Reflectance measurement (R_0%; Dow, 1977; Durand, Alpern, Pittion, & Pradier, 1986; Mukhopadhyay, 1994; Robert, 1985; Suggate, 1998) and T_{max} values determined by Rock-Eval

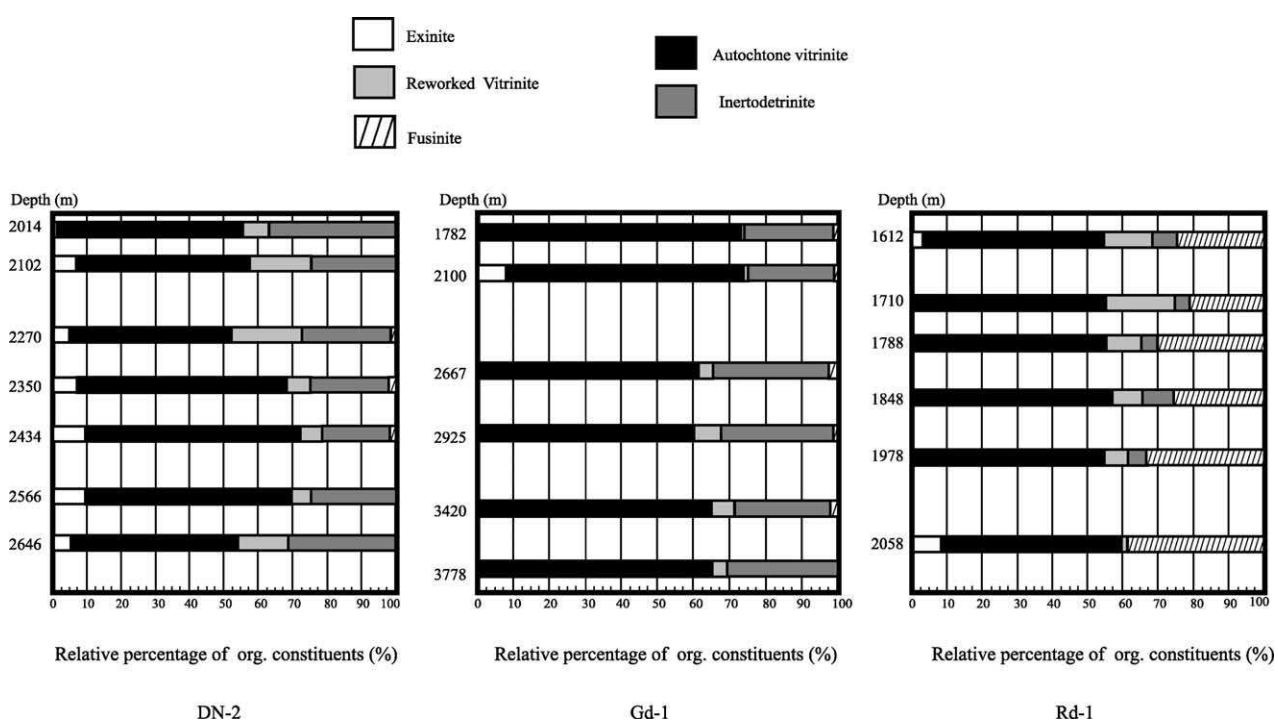


Fig. 8. Maceral composition performed on polished sections of densimetric concentrates of organic matter by optical microscopy (incident white and blue light). Note the predominance of vitrinite in all the samples. Fusinite content increase from distal (DN-2) to more proximal environment (Rd-1).

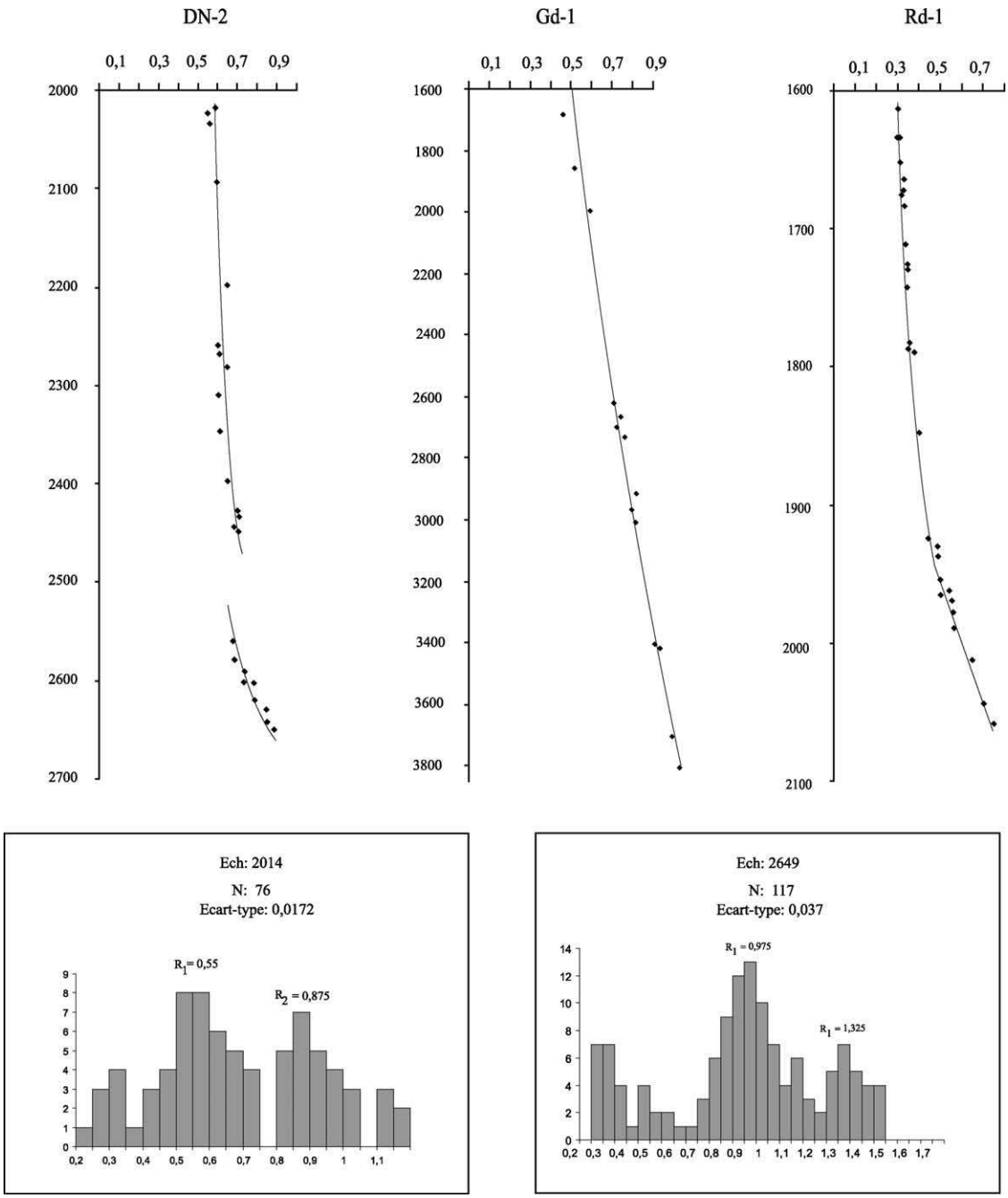


Fig. 9. Vitrinite reflectance vs depth and two examples of vitrinite reflectance histograms.

pyrolysis (Espitalié, Deroo, & Marquis, 1985). R_0 profiles (Fig. 9) show a gradual downward increase and vary from 0.30 to 0.75% in Rd-1, from 0.30 to 0.80% in Gd-1, and from 0.50 to 0.90% in DN-2. T_{max} values vary between 435 and 445 °C. As illustrated in a HI–T_{max} diagram (Fig. 10), the studied Cenomanian–Turonian series have reached a degree of thermal evolution globally corresponding to the first part of the oil window, i.e. from its onset to its middle part.

5. Discussion

5.1. Organic matter source

The composition of the dispersed OM in the studied sediments, and especially the abundance of well-preserved tissues typical of those derived from ligno-cellulosic plants, of vitrinite, inertinite particles and cuticles, suggest that OM inputs were dominated by terrestrial material. However,

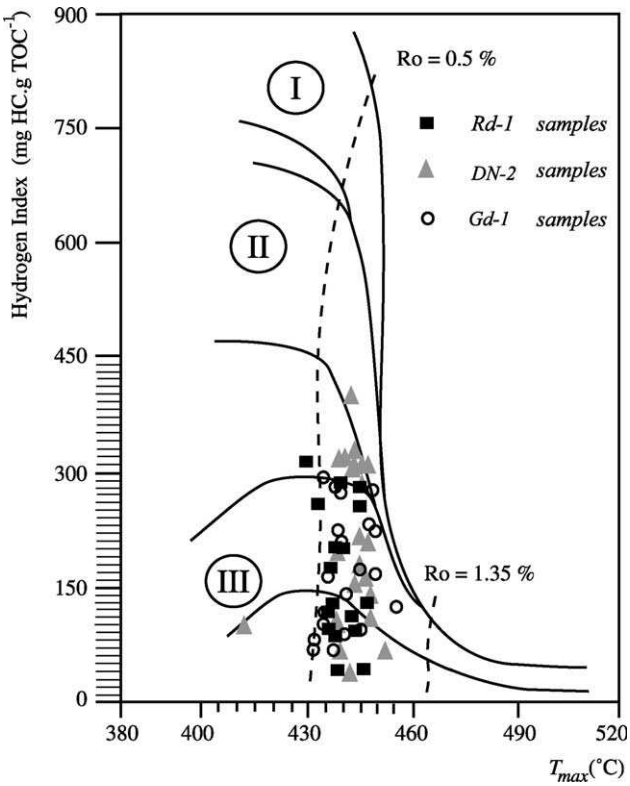


Fig. 10. Hydrogen index (HI) vs Rock-Eval T_{max} of Senegalese dispersed organic matter.

variations in maceral composition also highlight the role of the depositional setting in the transformation of ligno-cellulosic precursors. An anoxic environment was presumably responsible for OM gelification and vitrinite formation, whereas oxidising conditions were favourable to fusinite formation (Stach et al., 1982; Teichmüller, 1989). The relative abundance of telinite and collotelinite particles belonging to the vitrinite maceral group in all the samples may also imply the existence of a fairly dense vegetation cover close to the site of deposition. Hence, humid paleoclimatic conditions favourable to forest development must have persisted in the hinterland during the deposition of the studied series. These climatic conditions were most probably also favourable for the presence of a fluvial system efficient for particulate OM transportation. Although the origin and even the diagenetic fate of the structured OM can be rather well established, there is still a doubt concerning the origin of structureless AOM. Because the marine OM is dominated by less resistant material (inherited from phytoplankton and bacteria) compared to terrestrial OM, some authors consider that AOM generally derives from marine organisms (Lewan, 1986). However, this assumption must be supported by other arguments because it is now well known that the structureless material can also be derived from higher plant debris, and macrophyte tissues (Bourdon et al., 2000; Tyson, 1995). In this study the two kinds of AOM particles that are distinguished (granular and gelified AOM) suggest the two following major genetic hypotheses. On the one hand, the two types of AOM particles can have the same origin but were preserved in different conditions. On the other hand, these two types of particles might have different precursors and so additionally different reactivities in the depositional environment. The first hypothesis is less plausible because it is difficult to support different behaviours of the same organic precursor in similar diagenetic conditions. As described above, the thermal alteration of grAOM seems to be characterised by a fluorescence loss, while gelified AOM never fluoresces even in the low mature levels. In contrast to the previous type of amorphous debris, the clear association of the gelified AOM with well preserved ligno-cellulosic debris and the increase in the proportions of these particles towards the shoreline suggest that the amorphous material probably originates from the diagenetic transformation of land-derived plants. This hypothesis is fully supported by the existence of intermediate states of transformation between ligno-cellulosic debris and gelified AOM particles. In contrast, the fluorescent grAOM certainly forms from planktonic organisms, with no or limited terrestrial contribution, in the fully marine environment. From a general point of view, if one considers depositional conditions unfavourable to OM preservation, the predominance of terrestrial debris observed in the study area might result either from their initial predominance or from the further relative increase in their original contribution, due to the preferential alteration of autochthonous planktonic material. The gelified AOM that is now considered by some authors to have acquired its intrinsic resistance to degradation as a result of sulfuration by incorporation of H_2S (Baudin et al., 1999; Boussafir & Lallier-Vergès, 1997; Tribovillard et al., 1994), thus should necessarily be indicative of anoxic conditions that might have developed at or near the sediment–water interface.

5.2. Depositional environment and OM preservation

According to different authors cited above, the Cenomanian–Turonian is commonly considered as a period of worldwide anoxia. An atmospheric pCO_2 level 3–12 times higher than the pre-industrial pCO_2 level, a general absence of permanent ice caps, extremely high sea levels and much warmer ocean than today constitute the global Cretaceous setting (Berner, 1994; Hay, Deconto, & Wold, 1997). During this period the West African margin paleogeographic configuration was linked to Gondwana land dislocation and proto-Atlantic ocean formation. Previous study of the Cenomanian–Turonian formation in the Senegal basin, but in a much more distal environment (DSDP sites 367 and 368; Fig. 1), described a 150 m thick complex alternation of finely laminated shaly carbonates and black shales clearly representing pelagic sedimentation (Herbin et al., 1987). With TOC values which vary between 10 and 40% and HI values comprised between 600 and 800 mg HC g^{-1} TOC, the OM is of typically

planktonic—and partly bacterial—origin (Herbin et al., 1987). The richness in marine OM, well developed sedimentary laminations and the scarcity of benthic foraminifera point to the accumulation of these formations under oxygen poor conditions (Herbin et al., 1987). All these features also appear typical of the well-known Cenomanian–Turonian formations as defined worldwide. High primary productivity related to upwelling processes followed with a global spread of the oxygen minimum zone (Herbin & Deroo, 1982) was first suggested to explain the richness in OM of the sediments deposited on the Senegal margin during this period. Recent organic biomarker studies support the development of sulfides in the photic zone, thus entailing the establishment of strongly dysoxic or even anoxic waters over the whole tropical and sub-tropical Atlantic, from the Brazilian to the West African margin (Sinninghe Damsté & Köster, 1998). At the same time, in the Tarfaya basin (Morocco), on the same passive margin as the Senegal basin, the presence of isorenieratene originating from green sulphur bacteria also points to the temporal establishment of euxinic conditions into the photic zone (Kolonic et al., 2002). High HI values combined with molecular and petrological characteristics of the OM deposited in this context reveal its marine origin and good preservation state (Kolonic et al., 2002).

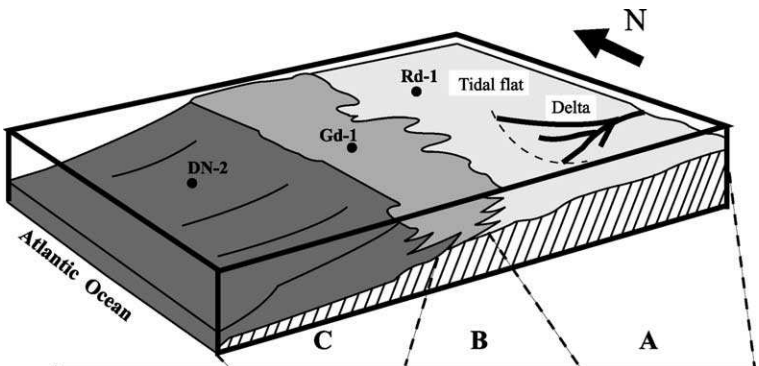
In contrast, low pyrite contents and S/C ratio values mostly lower than 0.36 suggest medium oxic conditions and thus, efficient oxygenation of the waters by current circulations during that time. In fact, the presence of inertodetrinite and reworked vitrinite clearly documents the occurrence of nearshore currents which transported these particles. In Rd-1, abundant fusinite indicates well-oxygenated conditions in the proximal area. In immature sediments, the impact of conditions unfavourable to OM preservation is also reflected by their fluorescence properties (Tyson, 1995). In general, fluorescent AOM is thought to be derived from well-preserved planktonic OM deposited in an anoxic setting (Lewan, 1986). In the study area, the marked predominance (>90%) of non-fluorescent particles among those of grAOM, suggests extensive degradation of the original material. The rather low maturity level reached in a large part of the drilled formations (first part of the oil window) excludes the possibility that fluorescence extinction could be due to thermal alteration (Brosse et al., 1990; Pradier, Bertrand, Martinez, & Laggoun-Défarge, 1991; Tissot & Welte, 1984; Tyson, 1995). Thus, the non-fluorescence of the grAOM is at least partly explained by extensive degradation of the original hydrogen-rich OM in oxic waters (Pilskaln, 1991).

The relatively low to moderate TOC values of the studied sediments can at first be taken as an indication of low primary productivity (Calvert, 1987; Demaison & Moore, 1980; Huc, Lallier-Vergès, Bertrand, Carpentier, & Hollander, 1992; Tissot & Welte, 1984). However, the basin (DSDP 367 and 368 sites) and platform series differ in another crucial factor than OM quantity and quality, namely the dilution of OM inputs by minerals. This very basic factor is likely to be very significant if one considers that the thickness of the black shale varies from a few centimetres to a few tens of meters in the basin, whereas it reaches several hundreds of meters and up to 1 km in the study area. In itself, mineral dilution is likely to account for a large part of the differences in TOC contents between the basin and the platform. The importance of this dilution factor stresses the crucial role played by the depositional environment on OM accumulation. This conclusion appears to be in general agreement with a previous statement made by Sinninghe Damsté & Köster (1998) who suggested that the restricted connection of the south Atlantic to the rest of the ocean might have promoted the development of euxinic waters and thus OM preservation. In the light of our results it is clear that such paleogeographic conditions did not exist on the Senegal shelf margin.

A synthesis of geochemical and petrographic data (Fig. 11) allows representation of lateral OM distributions according to terrestrial and marine precursors. All typical Cenomanian–Turonian facies were distinguished according to Jones' (1987) concepts. The first facies 'A' which is dominated by terrestrial and refractory OM is typical for a highly oxygenated environment. This area which was mainly affected by coastal and may be fluvial inputs, might correspond to a deltaic and/or littoral environment. For facies 'B' which is characteristic of a transitional slope environment, the terrestrial OM is always dominant, although the medium was generally less oxygenated that for 'A'. Facies 'C' corresponds to a fully marine environment where part of the AOM retained its fluorescence properties, presumably due to the development of more or less permanent anoxic conditions at the base of the water column. Fully anoxic conditions were obviously established basinward as revealed by the OM rich lateral equivalents penetrated by drilling at the 367 and 368 DSPD sites offshore Senegal. There high planktonic productivity and low energy hydrodynamic conditions favoured the development of anoxic waters and hence OM preservation.

5.3. Source rocks characterisation and petroleum system

Based on the Cenomanian–Turonian source rock characteristics in the distal part of the Senegal basin, it has long been suggested that this formation is the main source rock in the study area. However, its oil-generating potential has not yet been clearly estimated. Overall Rock-Eval and petrographic data on the studied sediments suggest a predominance of gas prone OM from terrestrial and marine origin, this latter material being represented by non-fluorescent amorphous kerogen. This gas prone potential is in general in agreement with most of the hydrocarbon discoveries in the study area which are composed of gas (Nzoussi, 1998). The rare oil prone levels evidenced in an OI vs HI diagram correspond to sediments from the DN-2 well that were deposited in a fully marine environment.



		C	B	A
	Environment	Continental shelf with fully marine influence.	Continental shelf with carbonate sedimentation	Continental to marine transitional environment (Tidal flat - Delta)
	Lithology	Black shale	Shaly calcareous to calcareous shale	Silty shale
Petrographic characteristics	Palynofacies Characteristics	Predominance of grAOM Poor LC debris	Predominance of glAOM Fair LC debris	Strong predominance of glAOM, Abundant LC debris
	Dominant maceral Component (1>2>3)	1- Vitrinite 2- Inertodetrinite 3- Reworked vitrinite	1- Vitrinite 2- Inertodetrinite 3- Reworked vitrinite	1- Vitrinite 2- Fusinite 3- Reworked vitrinite
Geochemical composition	TOC	0,33 - 3,53	0,34 - 2,18	0,28 - 3,18
	C/N	8,9 - 19	11 - 45	10,5 - 48
	HI	30 - 390	62 - 276	36 - 317
	KEROGEN TYPE	Dominant: III Fair: II Poor VI	Dominant: III Poor VI	Dominant: III Poor VI
	OM origin	Marine and Terrestrial OM	Terrestrial OM	Terrestrial OM

grAOM: Granular amorphous organic matter glAOM: Gelified amorphous organic matter
L C: Ligno-cellulosic debris

Fig. 11. Organic facies model and lateral repartition of Cenomano-Turonian depositional setting in Onshore Senegalese basin as deduced from petrographic and geochemical data.

Thermal maturity indications given by T_{max} and vitrinite reflectance are in agreement and indicate that in all the Senegal platform, the OM has entered the oil window. The general trends observed in the basin show that the maturity conditions clearly improve southward, i.e. in Casamance, where Cenomanian–Turonian sediments are buried more deeply.

The oil and gas discovered in the study area are mainly found in Late Cretaceous sediments reservoirs (Maastrichtian). The latter which consist of thin and lenticular sandstones interbedded in shales, are characteristic of the prograding fluvio-deltaic environment developed during Late Cretaceous regression (Nzoussi, 1998). Tectonic complexity increases westward and results in slump features expressed by syn-sedimentary normal faulting and the development of associated 'rollover' anticlinal traps. The Mississippi and Niger delta are the best-known examples of such complex structures (Harding & Lowell, 1979). Stratigraphic traps are likely to become more important targets in distal and deeper portions of the delta.

The origin and the migration pathway of the hydrocarbons accumulated in Maastrichtian formation are not yet clearly determined. No direct correlation has been established between Maastrichtian reservoired hydrocarbons and Cenomanian–Turonian source rocks. However, although not very rich, the latter appear to have the best generating potential in the study area. In addition, they have reached the minimum thermal level required for effective oil generation (this study). The Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform has never been totally penetrated but the few wells that have been drilled have revealed poor OM contents. The only other horizons which contain some OM are the Campanian and Lower Maastrichtian. However, recent studies proved that they have not reached the oil (and gas) window(s) (Nzoussi, 1998). Thus, it can be assumed

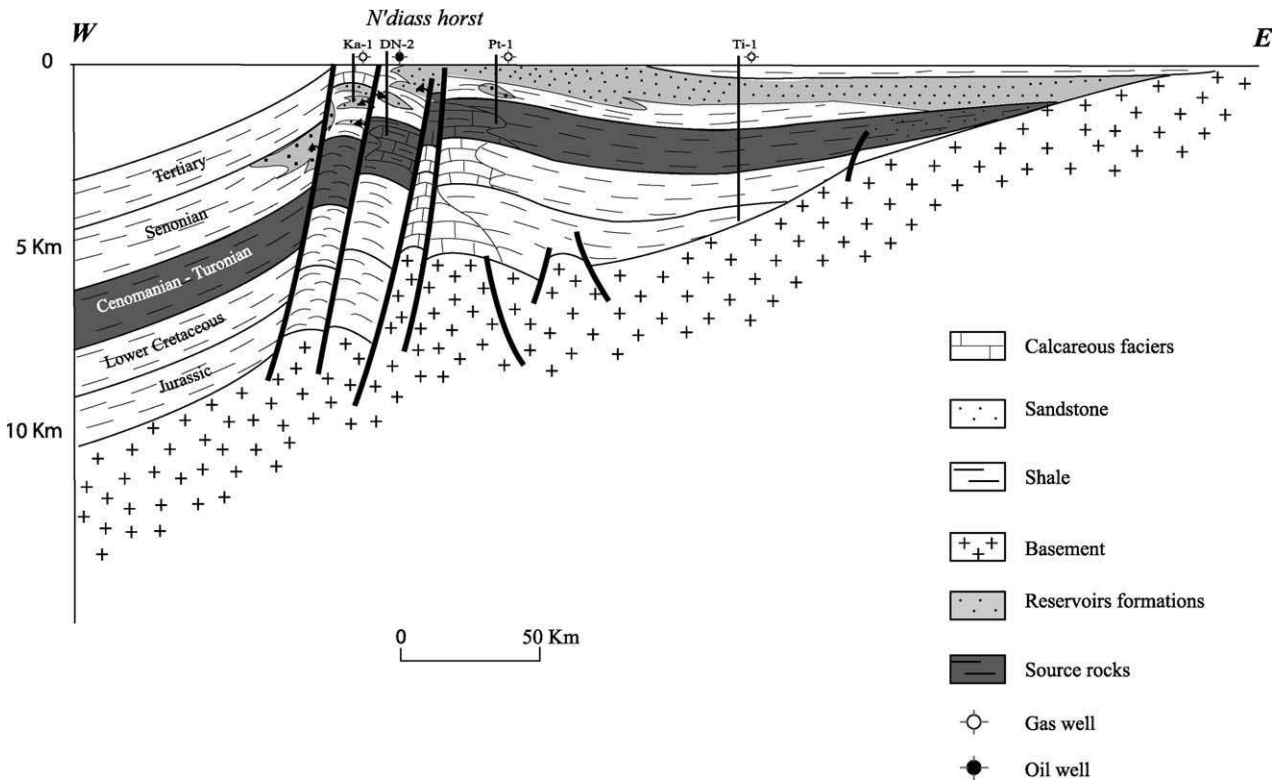


Fig. 12. Thies-Diam Niadio cross-section illustrating relationship between Cenomanian–Turonian source rocks and Maastrichtian sandstones reservoirs. Normal faults represent the main migration pathway.

that the petroleum system in the study area is Cretaceous and is composed of Cenomanian–Turonian source rocks and Maastrichtian reservoirs (Fig. 12). Hydrocarbon migration may have been controlled by the movement of the listric faults that affect all the Meso-Cenozoic cover. However, these assumptions need to be verified by oil-source rock and reservoir correlations.

6. Conclusion

The petrographic and bulk geochemical characterisation of the OM from Cenomanian–Turonian formations in the Senegal margin basin, defines the sources, preservation conditions and hydrocarbon potential. Globally, the sediments show rather low to moderate OM contents. Notable proportions of well-preserved higher plant debris clearly indicate terrestrial inputs. This observation appears in agreement with both the predominance of type III OM as revealed in a HI and OI diagram and relatively high C/N values. The low TOC values are difficult to interpret according to one single factor. Nevertheless, it is clear that the paleogeographic setting appears to be the main factor which determined OM quality and abundance. This factor explains both oxic waters with littoral water influences and high clastic sediment inputs. With respect to the southern area of the basin (Casamance), where Cenomanian–Turonian sediments were deposited in an anaerobic fully marine environment, there is a south–north lateral transition towards the open ocean where anoxic conditions have prevailed.

Moderate bioproductivity, poor OM preservation conditions, marked dilution of the primary organic inputs and moderate maturity (onset of the oil-window) limit the hydrocarbon potential of the studied formation. Based on basin evolution during the post-rift phase, the petroleum system reflects all the characteristics of 'the continental platform type system' defined by Perrodon (1992, 1995). The essential elements are Cenomanian–Turonian source rocks, Maastrichtian sandstone reservoirs and rollover structural traps related to syn-sedimentary tectonic.

Compared to common Cenomanian–Turonian formations assumed to have been deposited in an anaerobic marine environment with restricted water circulations, the specificities of the studied area appear entirely linked to local paleogeographic factors, namely the margino-littoral situation of its depositional setting that mostly entailed very abundant terrestrial inputs (with reworked OM particles) and oxygenated waters.

Acknowledgements

The authors would like to thank A.O. Wane and J. Medou from the Senegalese Petroleum Corporation for allowing us

to access the data and collect the samples. They are grateful to M. Hatton and D. Keravis for technical assistance and to M. Boussafir for fruitful discussions. They also thank E. Jolivet who improves the manuscript English. The authors also thank the reviewers for their constructive comments on the initial version of the manuscript.

References

Alpern, B., & Cheymol, D. (1978). Reflectance et fluorescence des organoclastes du Toarcien du bassin de Paris en fonction de la profondeur et de la température. *Revue Institut Français du Pétrole*, *XXXIII*(4), 515–535.

Arthur, M. A., & Schlanger, S. O. (1979). Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bulletin*, *63*(6), 870–885.

Barker, C. E., & Pawlewicz, M. J. (1993). An empirical determination of the minimum number of measurements needed to estimate the mean random vitrinite reflectance of disseminated organic matter. *Organic Geochemistry*, *20*(6), 643–651.

Baudin, F., Tribovillard, N., Laggoun-Défarge, F., Lichtfouse, E., Monod, O., & Gardin, S. (1999). Depositional environment of a Kimmeridgian carbonate "black band" (Akkuyu Formation, south-western Turkey). *Sedimentology*, *46*, 589–602.

Berner, R. A. (1994). Geocarb II: a revised model of atmospheric CO_2 over phanerozoic time. *American Journal of Science*, *294*, 56–91.

Bordenave, M. L. (1993). *Applied petroleum geochemistry*. Paris: Technip, p. 524.

Bourdon, S., Laggoun-Défarge, F., Disnar, J.-R., Maman, O., Guillet, B., Derenne, S., & Largeau, C. (2000). Organic matter sources and early diagenetic degradation in a tropical peaty marsh (Tritrivakely, Madagascar). Implications for environmental reconstruction during the Sub-Atlantic. *Organic Geochemistry*, *31*, 421–438.

Boussafir, M., & Lallier-Vergès, E. (1997). Accumulation of organic matter in the kimmeridge clay formation (KCF): an update fossilisation model for marine petroleum source-rocks. *Marine and Petroleum Geology*, *14*(1), 75–83.

Brosse, E., Riva, A., Santucci, S., Bernon, M., Loreau, J.-P., Frixa, A., et al. (1990). Some sedimentological and geochemical characters of the late Triassic Noto Formation source rock in the Ragusa basin (Sicily). *Organic Geochemistry*, *16*(4–6), 715–734.

Busson, G. (1972). Principes, méthodes, et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mémoire Muséum Histoire Naturelle Paris, série C*, *XXVI*, 441.

Busson, G., & Cornée, J. (1996). *L'évènement océanique anoxique du Cénomanien supérieur-terminal (95–125). Société Géologique du Nord, Publication 23*.

Calvert, S. E. (1987). Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. In J. Brooks, & A. J. Fleet (Eds.), *Marine petroleum sources rocks* (pp. 137–151). *Geological Society of London, Special Publication, 26*.

Demaison, G. J., & Moore, G. T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*, *64*, 1179–1209.

Dillon, W. P., & Sougy, J. (1974). Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. In A. E. M. Nairn, & F. G. Stehli (Eds.), *The ocean basins and margins, 2* (pp. 315–390). New York: Plenum Publication Corp.

Dow, W. G. (1977). Kerogen studies and geological interpretation. *Journal of Geochemical Exploration*, *7*(2), 79–99.

Durand, B., Alpern, B., Pittion, J. L., & Pradier, B. (1986). Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments. In J. Burrus (Ed.), *Thermal modeling in sedimentary basins* (pp. 441–474). Paris: Technip.

Espitalié, J., Deroo, G., & Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue Institut Français du Pétrole, part I*, *10*, 563–578. Espitalié, J., Deroo, G., & Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue Institut Français du Pétrole, part II*, *40*, 755–784. Espitalié, J., Deroo, G., & Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue Institut Français du Pétrole, part III*, *41*, 467–481.

Falvey, D. A. (1974). The development of continental margin in plate tectonic theory. *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, 95–106.

de Graciansky, P. C., Brosse, E., Deroo, G., Herbin, J. P., Montadert, L., Müller, C., et al. (1982). Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique nord et leur matière organique: paléogéographie et milieux de dépôt. *Revue Institut Français du Pétrole*, *37*(3), 275–338.

de Graciansky, P. C., Deroo, G., Herbin, J. P., Montadert, L., Müller, C., Schaaf, A., et al. (1984). Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. *Nature*, *308*, 346–349.

Hay, W. W., Deconto, R. M., & Wold, C. N. (1997). Climate: is the past the key to the future? *Geologsche Rundschau*, *86*, 471–491.

Harding, T. P., & Lowell, J. D. (1979). Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *AAPG Bulletin*, *63*, 1016–1058.

Herbin, J. P., & Deroo, G. (1982). Sédimentologie de la matière organique dans les formations du mésozoïque de l'Atlantique nord. *Bulletin de la Société Géolologique de France*, *7*(3), 497–510.

Herbin, J. P., Montadert, L., Müller, C., Gomez, R., Thurow, J., & Wiedmann, J. (1986). Organic-rich sedimentation at the Cenomanian–Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *Geological Society of London, Special Publication, 21*, 389–422.

Herbin, J. P., Müller, C., de Graciansky, P. C., Jacquin, T., Magniez-Jannin, F., & Unternehr, P. (1987). Cretaceous anoxic events in the South Atlantic. *Revue Brasileira de Geociencias*, *17*, 92–99.

Huc, A. Y., Lallier-Vergès, E., Bertrand, P., Carpentier, B., & Hollander, D. J. (1992). Organic matter response to change of depositional environment in Kimmeridgian shales, Dorset, UK. In J. Whelan, & J. Farrington (Eds.), *Productivity, accumulation, and preservation of organic matter in recent and ancient sediments* (pp. 469–486). New York: Columbia University Press.

International Committee of Coal Petrology (1971). *International handbook of coal petrography* (2nd ed). Paris: CNRS.

Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society, London*, *137*, 171–188.

Jones, R. W. (1987). Organic facies. In J. Brooks, & D. H. Welte (Eds.), *Advances in petroleum geochemistry* (pp. 1–80). London: Academic Press.

Kinsman, D. J. J. (1975). Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margin. In A. C. Fisher, & J. Judson (Eds.), *Petroleum and global tectonics* (pp. 83–128). Princeton, NJ: Princeton University Press.

Kolonic, S., Sinninghe Damsté, J. S., Böttcher, M. E., Kuypers, M. M. M., Kuhnt, W., Beckmann, B., et al. (2002). Geochemical characterization of Cenomano/Turonian Black shales from the Tarfaya basin (SW Morocco). Relationships between palaeoenvironmental conditions and early sulphurization of sedimentary organic matter. *Journal of Petroleum Geology*, *25*(3), 325–350.

Lafargue, E., Marquis, F., & Pillot, D. (1998). Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue Institut Français du Pétrole*, *56*(4), 421–437.

Lancelot, Y. (1980). Birth and evolution of the "Atlantic Tethys". *Mémoire Bureau Recherche Géolologique et Minière*, *115*, 215–223.

Lewan, M. D. (1986). Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from phanerozoic sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *50*, 1581–1591.

Lo, H. B. (1992). Identification of Indigenous vitrinites for improved thermal maturity evaluation. *Organic Geochemistry*, *18*(3), 359–364.

McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Sciences Letters*, *40*, 25–32.

Michaud, L. (1984). *Les milieux sédimentaires crétacés du Sénégal et leur évolution diagénétique (étude de subsurface)* (p. 285). Unpublished PhD Thesis, University of Aix-Marseille, 3.

Minster, T., Nathan, Y., & Ravh, A. (1992). Carbon and sulfur relationships in marine Senonian organic-rich, iron-poor sediments from Israel—a case study. *Chemical Geology*, *97*, 145–161.

Morse, W. J., & Berner, A. R. (1995). What determines sedimentary C/S ratio. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59*, 1073–1077.

Mukhopadhyay, P. K. (1994). Vitrinite reflectance as maturity parameter: petrographic and molecular characterisation and its applications to basin modeling. In P. K. Mukhopadhyay, & W. G. Dow (Eds.), *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter. Applications and Limitations* (pp. 1–24). *ACS Symposium Series No. 570*, Washington, DC: American Chemical Society.

Müller, P. J. (1977). C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *41*, 765–776.

Nzoussi, M. P. (1998). *Etude des faciès réservoirs de la zone de Thiès Diam Niadio (Sénégal)* (p. 69). Unpublished Master Memor., University of Dakar.

Perrodon, A. (1992). Petroleum systems: models and application. *Journal of Petroleum Geology*, *15*(3), 319–326.

Perrodon, A. (1995). Petroleum systems and global tectonics. *Journal of Petroleum Geology*, *18*(4), 471–476.

Pilskaln, C. H. (1991). *Biogenic aggregate sedimentation in the black sea basin*. Dordrecht: Kluwer Academic, pp. 293–306.

Pitman, W. C., & Talwani, M. (1972). Sea floor spreading in north Atlantic. *American Geological Society Bulletin*, *83*, 619–646.

Pradier, B., Bertrand, P., Martinez, L., & Laggoun-Défarge, F. (1991). Fluorescence of organic matter and thermal maturity assessment. *Organic Geochemistry*, *17*(4), 511–524.

Raiswell, R., & Berner, R. A. (1985). Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *American Journal of Sciences*, *285*, 710–724.

Raiswell, R., Buckley, F., Berner, R. A., & Anderson, T. F. (1988). Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *Journal of Sedimentary Petrology*, *58*, 710–724.

Robert, P. (1985). Histoire géothermique et Diagenèse thermique. *Bulletin Centre de Recherche Exploration—production Elf-Aquitaine*, *8*, 133–160.

Sinninghe Damsté, J. S., & Köster, J. (1998). A euxinic southern North Atlantic Ocean during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Sciences Letters*, *158*, 165–173.

Stach, E., Mackowsky, M. T., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, D., & Teichmüller, R. (1982). *Stach's textbook of coal petrology*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, p. 535.

Suggate, R. P. (1998). Relations between depth of burial, vitrinite reflectance and geothermal gradient. *Journal of Petroleum Geology*, *21*(1), 5–32.

Thiede, J., & Van Andel, T. H. (1977). The palaeoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic south atlantic ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, *33*(3), 301–309.

Teichmüller, M. (1989). The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. *International Journal of Coal Geology*, *12*, 1–87.

Tissot, B. (1979a). La répartition mondiale des combustibles fossiles. *La Recherche, Paris*, *104*(10), 984–991.

Tissot, B. (1979b). Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. *Nature*, *277*, 463–465.

Tissot, B. P., & Welte, D. H. (1984). *Petroleum formation and occurrence*. Berlin: Springer, p. 699.

Tribovillard, N. P., Desprairies, A., Lallier-Vergès, E., Bertrand, P., Disnar, J.-R., Pardier, B., & Moureau, N. (1994). Geochemical study of organic-rich cycles from kimmeridge clay formation of Yorshire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *108*, 165–181.

Tyson, R. V. (1995). *Sedimentary organic matter. Organic facies and palynofacies*. London: Chapman & Hall, p. 615.

Villeneuve, M., & Da Rocha Araujo, P. R. (1984). La stratigraphie du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). *Bulletin de la Société Géologique de France*, *32*, 29–40.

Waples, D. W. (1977). C/N ratios in source rock studies. *Colorado School of Mines Mineral Industries bulletin*, *20*(5) 7 pp.

Waples, D. W. (1983). Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on cretaceous of North Atlantic. *AAPG Bulletin*, *67*(6), 963–978.

SIXIEME CHAPITRE

PARTICULES ORGANIQUES REMANIEES: CRITERES D'IDENTIFICATION ET EVOLUTION THERMIQUE

Avant propos

La relative abondance de matériel organique remanié dans les séries cénomano-turoniennes de la plate-forme sénégalaise (cf. chapitre précédent), nous a conduits à tenter de (re-) préciser les critères d'identification de ce type de particules, ainsi qu'à réexaminer les conséquences de l'altération oxydative du matériel charbonneux et de son ré-enfouissement, sur ses propriétés physico-chimiques, et plus particulièrement sur sa réflectance. Ce débat a antérieurement été initié à l'époque par Dow (1977) et Alpern et Cheymol (1978) sans qu'une explication a priori satisfaisante ne soit proposée sur les propriétés de ce type de matériel. Dans le souci de valider les critères d'identification définis à partir des échantillons du bassin sénégalais, des observations complémentaires ont aussi été réalisées sur des échantillons provenant d'une autre paléomarge, précisément de celle de l'Ardèche (SE de la France), pénétrée par le forage GPF de Morte-Mérie 1.

Les résultats obtenus, présentés sous forme d'article en préparation, ont permis de définir deux critères de distinction majeurs entre les particules autochtones et les remaniées: l'association de la télinite et de la collotélinite, avec la transformation progressive du second macéral, avec la profondeur. Cette transition entre ces deux types de particules est un argument indéniable en faveur du caractère autochtone de ces constituants. Le deuxième critère concerne les inclusions de pyrite dans les particules autochtones. La pyrite est un minéral diagénétique dont l'association avec la collotélinite tend à indiquer la contemporanéité entre le processus de gélification et celui de la sulfato-réduction.

En ce qui concerne l'évolution des propriétés optiques de la vitrinite remaniée et notamment de sa réflectance durant le ré-enfouissement, cette étude montre la complexité de ce processus. En fait, si l'on se fonde sur l'évolution de sa réflectance, ce matériel apparaît comme intermédiaire entre les vitrinites et les inertinites, mais avec le cinétique plus proches de ces dernières. Quelque soit son degré d'altération ou d'oxydation, un matériel remanié possède un potentiel d'évolution lui permettant d'évoluer sans que cette évolution ne reflète l'équilibre thermodynamique donné par les vitrinites autochtones.

De cette étude il ressort que les critères d'identification des vitrinites autochtones et remaniées sont tributaires des conditions diagénétiques et de la maturité thermique des échantillons, ce qui rend difficile toute possibilité de standardisation. Les particules remaniées se situent comme un groupe intermédiaire entre les vitrinites et les inertinites, avec une cinétique d'évolution proche de celle des inertinites.

Vitrinite reworking: diagnostic criteria and reflectance changes during weathering and re-burial

P. Nzoussi-Mbassani, Y. Copard and J.-R. Disnar

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). UMR 6113 du CNRS, Université d'Orléans, Bâtiment de Géosciences, 45067 Orléans cedex 2, France.

Keywords: reworked vitrinite; vitrinite reflectance; Senegalese basin; Ardeche area; weathering

Corresponding author: Fax : +33.238.41.73.08

E-mail address : jean-robert.disnar@univ-orleans.fr

Abstract

The aim of this study was first to review or even identify reliable diagnostics criteria to distinguish reworked and autochthonous vitrinite particles and second, to discuss about the impact of weathering and re-burial on optical changes (reflectance) of reworked material. The work was based of indigenous and reworked particles of two sample sets from two wells, drilled in the Senegalese margin basin and the Ardeche paleomargin (S-E France), respectively. In addition to reflectance measurements, the studied samples have also been analysed by Rock-Eval pyrolysis. For both sample sets, HI and OI values suggest a type III organic matter of dominant terrestrial origin.

Two main diagnostics criteria appear particularly useful to identify indigenous and reworked vitrinite particles: the first is the clear genetic relationship evidenced between telinite and collotelinite; the second is the presence of pyrite framboid inclusions in indigenous vitrinite. The pyrite-vitrinite association illustrates the relationship between sulphate-reduction, pyritisation and in situ organic matter transformation according to gelification process. However, the application of both diagnostic criteria requires some additional information about depositional conditions (i.e. anoxicity) and the thermal maturity of the studied samples. Weathering has no or only very limited effect on vitrinite reflectance. During their new burial history, reworked vitrinites follow a reflectance evolution path close to that of inertinites and

thus appear as transitional materials between vitrinite and inertinite macerals. Consistently, this behaviour implies that reworked vitrinite reflectance changes during burial diagenesis does not solely depend on their chemical composition, but most probably on combined chemical and structural changes inherited from their past burial history and from the impact of weathering during their reworking stage.

Introduction

Vitrinite reflectance is one of the most widely used parameters for thermal reconstitution of sedimentary basins and maturation evaluation of source rocks (Dow, 1977; Alpern and Cheymol, 1978; Durand et al, 1986; Robert, 1985; Mukhopadhyay, 1994; Suggate, 1998). According to a non-exhaustive literature review (Tissot and Welte, 1984; Murchinson et al., 1985; Durand et al., 1986), temperature and time are considered as the main factors influencing vitrinite reflectance increase according to first order kinetics (Burnham and Sweeney, 1989). However, various limitations have been noted on the value of this parameter as a rank indicator. Overall, two major kinds of problems can be encountered when vitrinite reflectance is commonly employed as a tool for organic matter maturity assessment and/or for paleotemperature reconstitution. The first type of problem that is related to intrinsic characteristics of vitrinite, is responsible for erroneous maturity assessment in affecting reflectance values. It is dependent on various factors such as: (i) palaeoenvironmental conditions of vitrinite formation (Kalkreuth, 1982; Price and Barker, 1985; Raymond and Murchinson, 1991; Goodarzi et al., 1994; Jimenez et al., 1994), (ii) the influence of the mineral matrix (Jones et al., 1971; Pearson and Murchinson, 1989), (iii) hydrocarbon contamination (Iglesias et al., 2000). The second problem is even more basic, since it lies in optical difficulties in identifying appropriate collotelinite particles, maceral of the vitrinite group in which measures of reflectance are preferentially carried out (Alpern and Cheymol, 1978; Robert, 1985). Indeed, if collotelinites are easily determined in coal formations, their determination sometimes becomes more difficult in dispersed organic matter (DOM) where they are usually mixed with anomalously higher maturity vitrinite reworked from older sedimentary rocks (Dow, 1977; Barker, 1996). Previous studies concerning those latter high reflectance particles point out two fundamental questions. The first one, is the need to determine reliable identification criteria to discriminate reworked and autochthonous vitrinite (Dow and O'Connor 1980; Teichmüller 1982; Barker, 1996; Malinconico, 2000). The poor

agreement between reflectance data from different laboratories (Lo, 1992) illustrate clearly that this problem is still relevant today. Without precise petrographic criteria, the optical identification is partly subjective and can lead to erroneous maturity estimates.

The second aspect concerning reworked vitrinite is about the impact, on their reflectance, of new thermal conditions than those experienced during their previous burial history and additionally, during their reworking (Dow, 1977; Alpern and Cheymol, 1978). As a matter of fact, at least in a first approximation, the change in the optical characteristics of these recycled materials during their second burial history, does not agree with the maximum paleotemperature concept to which obeys autochthonous material (Dow, 1977; Alpern and Cheymol, 1978; see later).

In this context, starting from the analysis of two samples sets taken from two different wells, the present study first aims to (re-)examine classical and possibly new criteria for distinguishing and identifying primary and secondary vitrinites. Then, in the light of these observations and of previous findings we re-examined and tried to explain the various changes that affect reworked vitrinites from their mobilisation after weathering of their host formation to their second burial site.

1. Background and geological setting

This study is focused on two different sedimentary series belonging to two different stratigraphic and geological contexts, but both deposited on a paleomargin where sedimentation was markedly influenced by terrestrial inputs. The first is Cenomano-turonian black shale deposits of Senegal platform environment and the second, Triassic sediments from the western paleomargin of the Tethys (Ardèche, France).

With its 340000 km^2 the Senegal basin (**Fig. 1**) is the largest Meso-Cenozoic basin developed on the western Africa margin. It results from the breakdown of Gondwana during Permo-triassic times (Liger and Roussel, 1979; Villeneuve and Da Rocha, 1984). Outcrops of sedimentary rocks are rare and the geological knowledge is mainly based on subsurface data. The lateral distribution of various sediments in the Cenomano-turonian formation reflects the

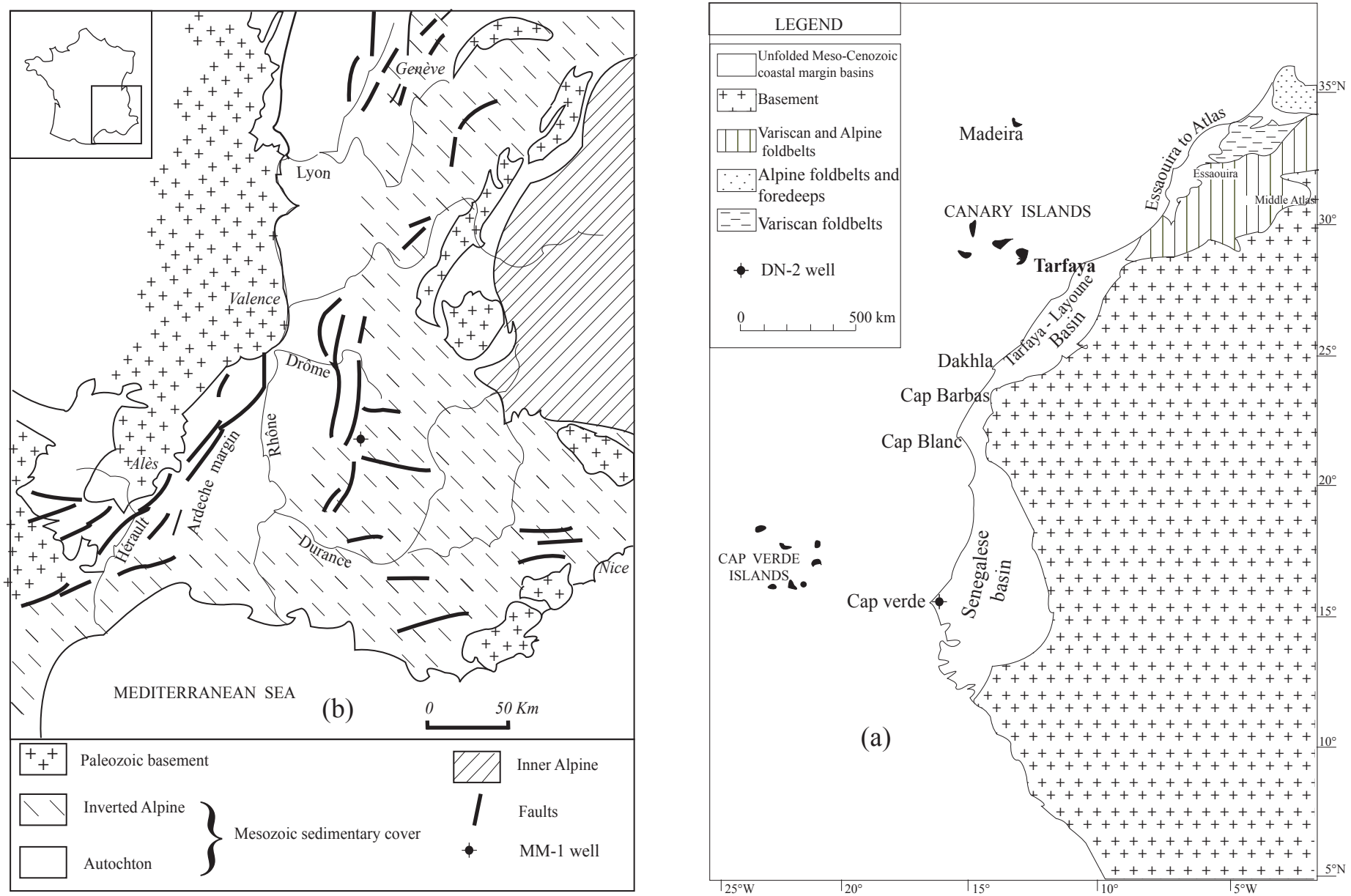


Fig. 1. (a) Map showing Senegalese basin into the geological setting of West African margina and DN-2 well location.
(b) Location map of Ardeche area and MM-1 well in the South-Eastern France.

interplay between fully marine, marginal marine and littoral depositional processes (refs. in Nzoussi, 2003). Two major tectonic styles characterise the Senegalese basin: the prerift and synrift system dominated by transverse faults with formation of horst and grabben compartments. The post-rift system is dominated by major normal faults and a gravitational tectonic style. Lateral facies variations roughly show a regional parallelism with tectonic feature suggesting a relation between sedimentation and contemporaneous tectonic activity.

The second studied series consists in Triassic sediments originating from Morte Merie well drilled in the Ardeche area (**Fig. 1**), in the south of France (Vinchon et al., 1996). Studied sediments are a complex series green shales, sandstones, anhydrite clays deposed in lagoonal to marine environment during sea transgression across a peneplaned surface cutting across a Carboniferous and Permian basement. The basin progressively developed during Mesozoic times and the sedimentary cover locally reached 9 km in thickness. The South East basin of France has experienced a complex geodynamic evolution and was lately affected by late Cretaceous and Tertiary deformations during Pyrenean and Alpine orogenies, with uplift and erosion, folding and partial basin inversion (Vinchon et al., 1996). Geological configuration of the studied part of the basin was mainly influenced by Uzer fault activity which separated this area in two compartments: the western Balazuc compartment and the eastern Uzer compartment in which is located the Morte Mérie well. During Liassic and Dogger, major tectonic activity affected this fault resulting in a different subsidence history for both compartments (Elmi et al., 1991). The existence of major inconformity between Paleozoic and Triassic sediments suggest erosion and possible reworking of Palaeozoic sedimentary material during Mesozoic times, thus allowing favourable conditions for vitrinite reworking.

2. Methods

38 samples of drill cuttings and core samples were collected from two wells, DN-2 and Morte Merie-1 (MM-1), having penetrated Mesozoic formations, in Senegal and in Ardèche, France, respectively. Microscopic observations were performed with a Leica DMR XP microscope under natural (reflected and transmitted) light as well as under fluorescence induced by ultraviolet light. Random vitrinite measurements (Rr expressed in %) were made following usual International Commission of Coal Petrology (ICCP) procedures, on polished sections of concentrates of dispersed organic matter (DOM) using an oil immersion objective

(x 50). The maceral composition of the dispersed organic matter (DOM) was determined on concentrates of dispersed organic matter (DOM) following the nomenclatures of Stach et al., (1982) and ICCP (1971). Total Organic Carbon (TOC) contents (weight %), Hydrogen Index (HI, mg HC g^{-1} TOC), Oxygen Index (OI $mgCO_2$. g^{-1} TOC), Tmax (°C) and Petroleum Potential (PI) were determined by Rock-Eval pyrolysis (Espitalié et al, 1977; Lafargue et al., 1998) with a model 6 device. The analyses were carried out on 100 mg of crushed samples under standard conditions.

3. Results

Organic matter characterisation

Geochemical data indicate low to very low organic carbon contents in both sedimentary series (Tables 1& 2). TOC values vary from 0.5 to 3.53 in DN-2 and do not exceed 2% in MM-1 (Disnar et al., 1997). Except for some rare levels, HI is generally very low in MM-1 (lower than 100 mgHC. g^{-1} TOC) whilst in DN-2 this parameter is higher than 100 mg HC g^{-1} TOC. Tmax values vary from 435 to 445°C in DN-2 and from 439 to 465 in MM-1, thus indicating that all studied samples have entered the oil window. Nevertheless, MM-1 samples are more mature than DN-2 ones. As illustrated in Tmax vs. HI (**Fig. 2**) and HI vs. OI diagrams (**Fig. 2**), OM belongs predominantly to the type III. This latter statement combined with the presence of rather abundant maceral particles derived from higher plants allow us to assume that in both study areas, the OM is mostly of terrestrial origin (Tissot and Welte, 1984). However, concerning MM-1 this assumption must be taken with caution because of the relatively high maturity level reached by the samples.

Maceral analyses (Tables 3, 4) reveal that the sedimentary OM is dominated by vitrinite particles in both wells. Different subgroups of this maceral have been recorded particulary in DN-2. In this later well vitrinite has been found to be dominant, constituting 44 and 69% of total macerals. A small part of vitrinite is composed of telinite but the majority is made of collotelinite particles. Telinite is present in the top levels examined, but disappears progressively with depth. The relative proportions of reworked particles (see diagnostic criteria here after) vary between 5 and 20%. The liptinite content that is lower to 15% is mostly constituted by resinite particles. Inertinite is mainly represented by 10 to 25% of

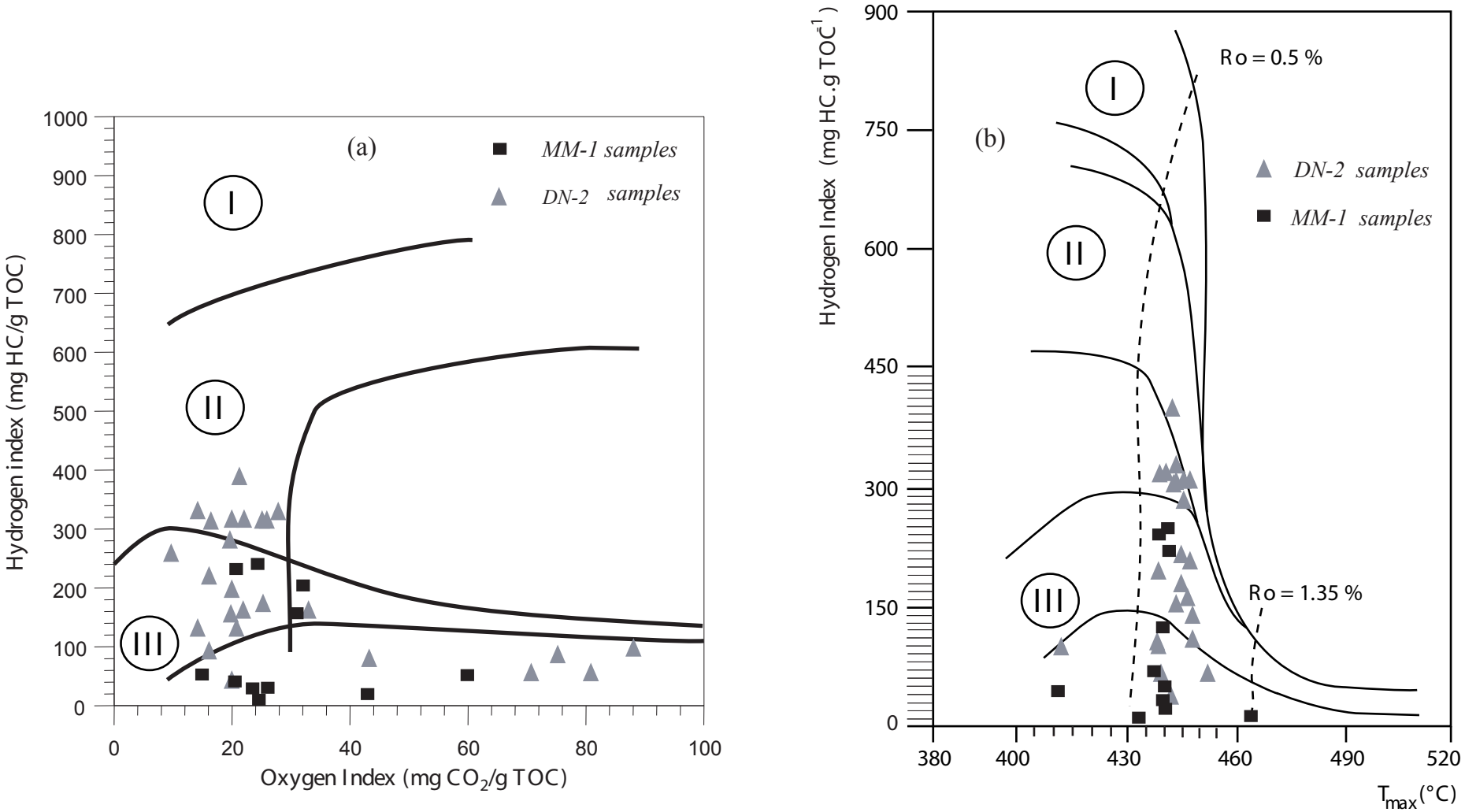


Fig. 2 Location of the studied samples in the hydrogen index - oxygen index diagram (a) and in Hydrogen index (HI) vs Rock-Eval Tmax (b)

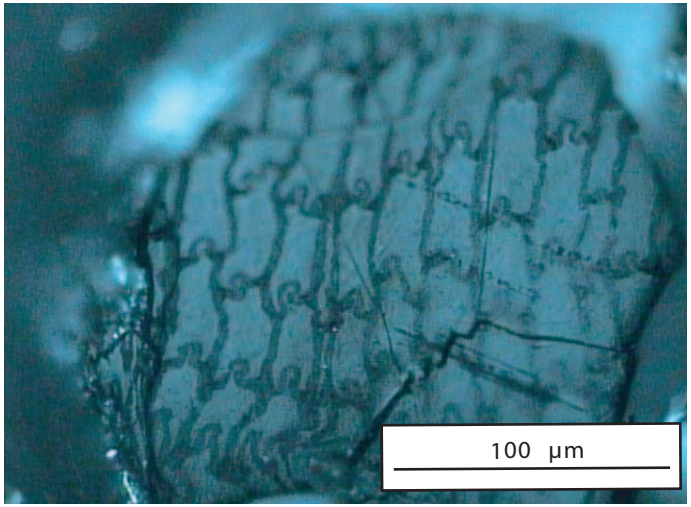
inertodetrinite particles which can be considered as "recycled" debris of inertinite maceral group. As in DN-2, maceral composition in MM-1 is dominated by vitrinite particles. The proportions of reworked particles are here higher than in the previous well and vary from 30 to 45 %, while autochthonous particles rarely exceed 50 %. Inertinite particles are very minor (lower to 10%) and also dominated by inertodetrinite. Contrary to DN-2, telinite and liptinite were not observed in MM-1 samples

Petrographic diagnostic criteria

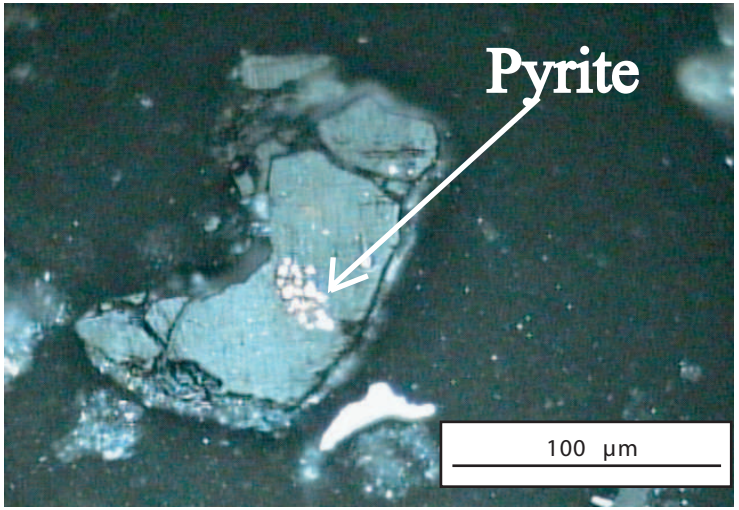
Different diagnostic criteria are used to distinguish autochthonous vitrinite from reworked one. From the morphological point of view, autochthonous vitrinite is mainly characterised by angular forms and a generally rather large size (more than 50µm; Lo, 1992). This angular shape and rather large size certainly exclude a strong fragmentation due to long transportation. However those purely morphologic features cannot solely be taken as a reliable identification criterion. They need to be coupled with other observations and here two main criteria are used. A first criterion is the presence of telinite and associated collotelinite. It is well known that telinite is a category of vitrinite with still presents well-preserved cellular structures (Stach et al, 1982; Scott, 2002). Such structures certainly witness in situ degradation of original ligno-cellulosic tissues. In the samples located at the top of Cenomano-turonian series (immature - mature limit) where telinite coexists with collotelinite, there is undeniable similarity in size and form between both particle types. The progressive disappearance of the former ones at depth suggests their progressive transformation into collotelinite during coalification. This clear relationship and even filiation between telinite and collotelinite supports an autochthonous origin for vitrinite particles.

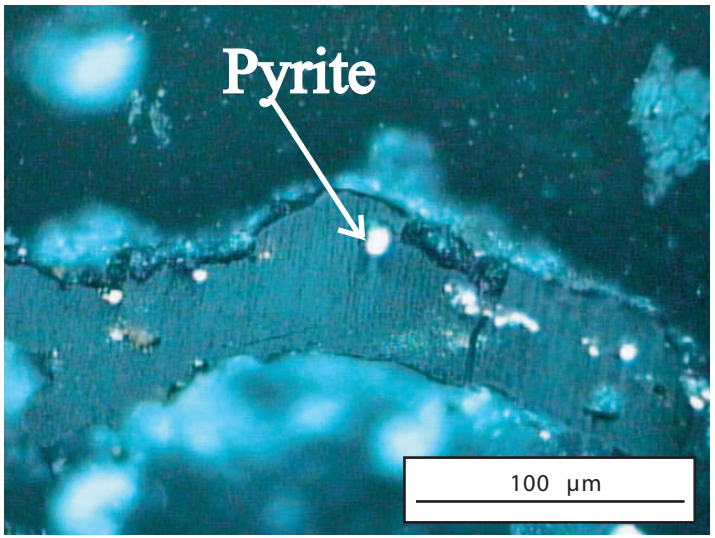
Autochthonous vitrinite often contains pyrite framboid inclusions (**Plate. 1**). This is never the case in particles of reworked organic material (**Plate. 2**). Pyrite is an indicator of anoxia in the sediment deposition medium. Such conditions are required for the gelification of ligno – cellulosic debris to proceed and so to allow vitrinite formation. Thus, the pyrite-vitrinite association supports a relationship between sulphate-reduction, pyritisation and gelification processes during early diagenesis. Nevertheless, the presence of pyrite inclusion was not clearly observed in vitrinite particles from the MM-1 well, thus clearly illustrating the fact that the presence of sulphide minerals is not an absolute criterion of primary vitrinite

(a)



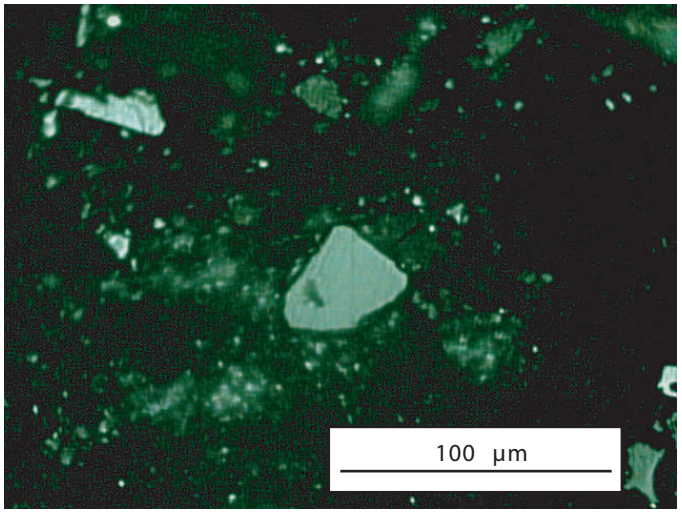
(b)

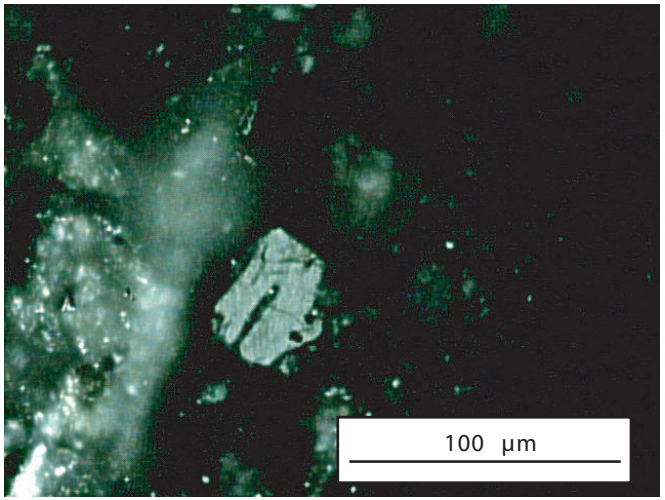




(c)

Plate 1. Optical microphotographs of indigenous vitrinite (incident white light): (**a**) telinite particle; (**b**) and (**c**) angular collotelinite particles with framboid pyrite inclusions.





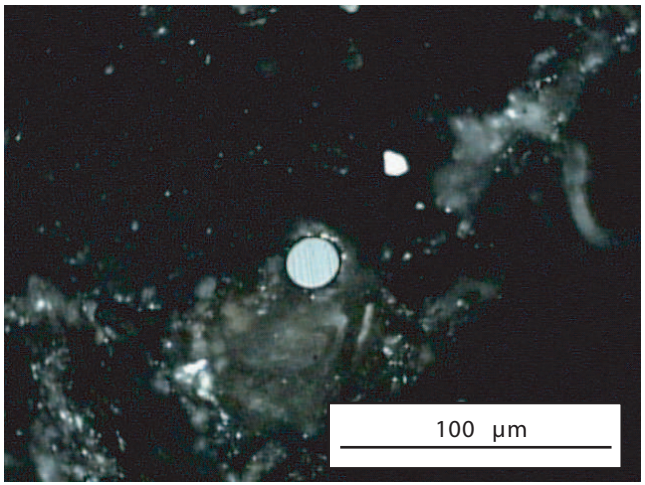


Plate 2. Optical microphotographs of reworked vitrinite: (d) and (e) small and sub-rounded particle: rounded particle Note the absence of pyrite framboids inclusions.

identification. Another classical feature of reworked vitrinites is the small size and rounded form of the particles that is attributable to long transport impact. In order to support the two last criteria mentioned above, reflectance evolution for autochthonous were correlated to Tmax data (see below for details).

Reflectance measurements

DN-2 well

The number of reflectance measurements made on individual samples varied between 52 and 117. Reflectance histograms (**Fig. 3**) globally show trimodal distributions thus suggesting the presence of three principal populations of vitrinite-like particles. The first population (P_1) which presents the lower Ro value, is minor. Generally low reflectance may suggest different material such as perhydrogenous vitrinite, debris from caving or drilling mud or exinite (Barker, 1996; Dow and O'Connor, 1980). Because the reflectance of these particles practically does not change with depth, they certainly correspond to an artefact, this later one being either due to pollution by lignite debris used during drilling operations or to caving. This interpretation conforms to DN-2 samples mainly composed of cuttings. The second population (P_2) represents the previously characterised autochthonous vitrinite which shows reflectance values comprised between 0.50 to 0.90% (**Fig. 4**). The good correlation between these reflectance values and those of Tmax supports the autochthonous origin of this group of particles. The third population of particles which presents Ro values varying between 0.8 and 1.3% corresponds to reworked material (**Fig. 4**). The reflectance profile slope gives an indication on the vitrinite transformation rate (Dow, 1977). **Fig. 4** clearly indicates that despite the same thermal context the transformation rate of both reworked and autochthonous material is different. This later point will be further discussed below.

MM-1 well.

The number of reflectance measurements made on individual samples varies between 41 and 102. Vitrinite reflectance histograms suggest two main populations (**Fig. 5**). There is a similarity between reflectance evolution observed in DN-2 and MM-1 wells. In the latter borehole, the normal maturity trend corresponding to autochthonous particles is depicted by

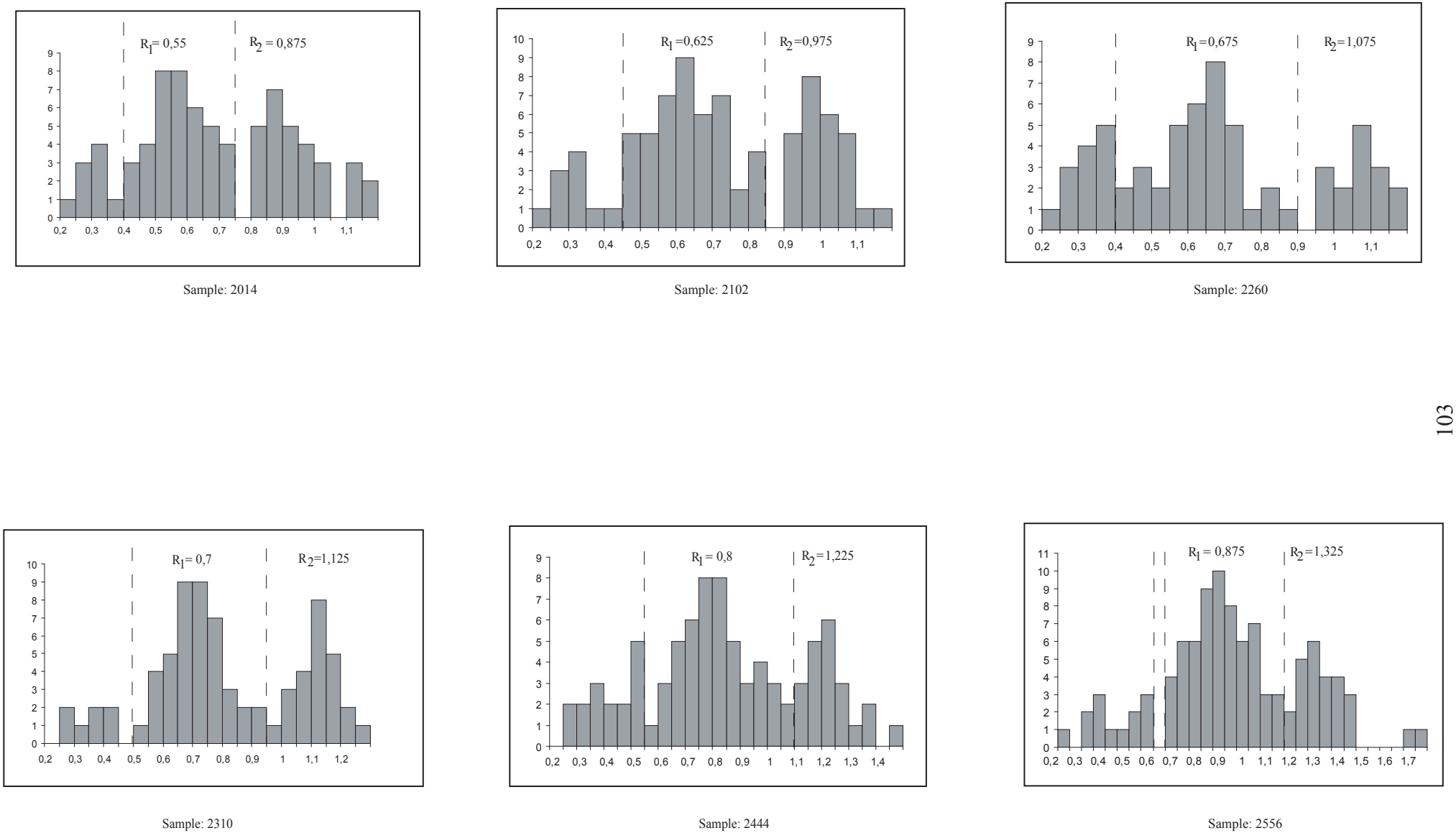


Fig. 3 Reflectance histograms showing three vitrinite population in DN-2 well

reflectance values increasing from 0.67 to 1.09 between 20.25 and 300.67 m and from 1.1% to 1.69% for reworked particles between the same levels (**Fig. 4**).However, in MM1 contrary to DN-2, Tmax data do not show a good correlation with autochthonous vitrinite reflectance values. In addition, the reflectance profile slope also suggests that the autochthonous particles obey to a much higher transformation rate than reworked particles. Overall, the results from both wells clearly suggest that in spite the same thermal heat, autochthonous and reworked particles do not follow the same evolution trend.

Discussion

Generally two main approaches are used to determine reflectance data and so to distinguish autochthonous and reworked vitrinite. As illustrated here above, the first approach consists in measuring random reflectance on 50-100 particles supposed to represent all the possible vitrinite group types present in the studied sample, then in differentiating these groups in reflectance vs. measurement frequency plots (Stach et al., 1982; Barker and Pawlewicz, 1993). Usually, the group with the lowest reflectance is supposed to represent autochthonous vitrinite. However there is a major risk of confusion with liptinite, caving mud or lignite which may also have a very low reflectance. In the second approach, reflectance measurements are made only on first cycle or autochthonous particles recognized according to a particular morphology (non-rounded, relatively high length, wispy appearance; Lo, 1992) and a specific reflectance (low grey; Barker, 1996). However, all morphologic criteria defined in this second approach especially the size and shape are not specific to one category of vitrinite and can depend on hydrodynamic conditions encountered during the transport of particulate material to the deposition site, or even at this latter one.

In the present study, we used two main petrographic criteria to recognise autochthonous vitrinite particles. The first criterion is related to the presence of telinite and its genetic relation with collotelinite. This criterion requires a reliable identification of macerals and on the in situ transformation of one type (collotelinite) of maceral in another one (telinite). The second criterion lies in the presence of pyrite. As a matter of fact, this mineral denotes anoxic conditions in the depositional environmental. Such conditions are favourable to ligno-cellulosic organic matter gelification and thus, vitrinite formation. Indeed, in oxic conditions organic matter degradation mostly proceeds to fusinisation. The presence of pyrite

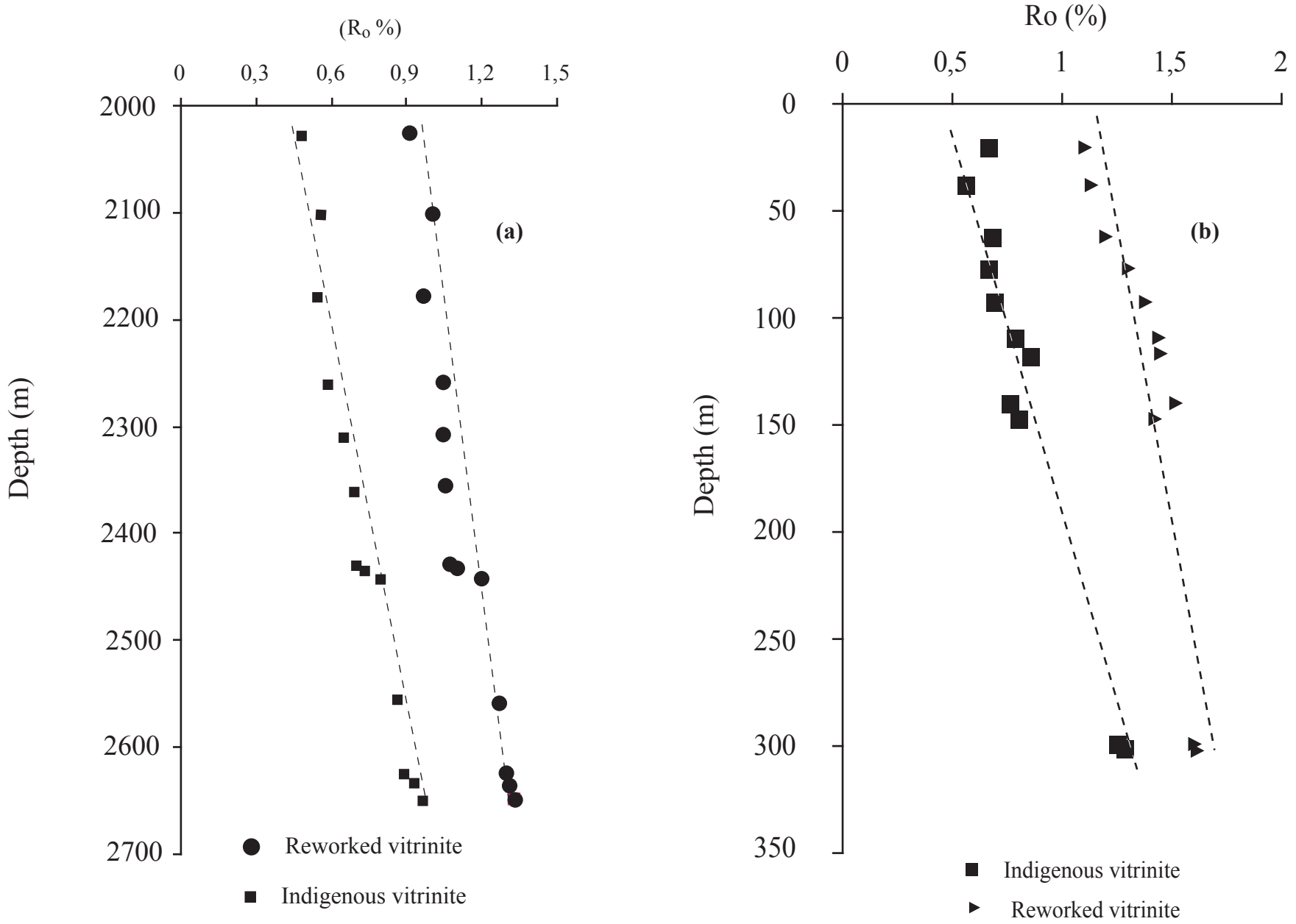
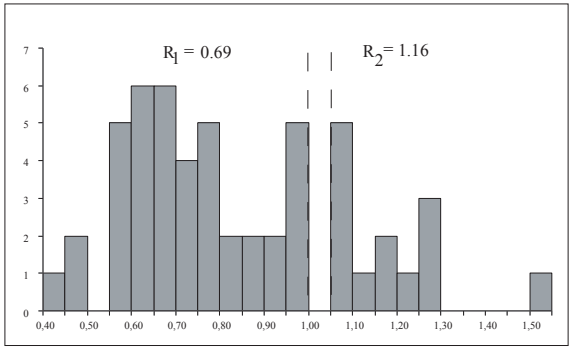


Fig. 4 Plot of indigenous and reworked vitrinite reflectance data against the depth in DN-2 (a) and MM-1 (b) Note the sub-parallel trend of both profile with depth.

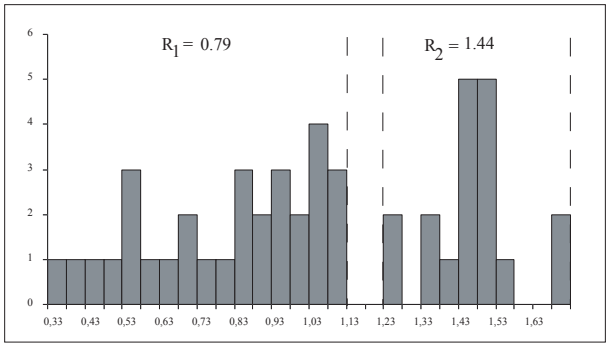
in inclusions in organic particles was one of the seven criteria used by Benedict et al. (1968) to discriminate autochthonous particles from reworked ones in American coals. In contrast, these authors also mentioned the paucity or even the absence of framboid pyrite inclusions in pseudovitrinite particles. Our own observations are fully consistent with those of these authors. Nevertheless, it must be kept in mind that the occurrence of pyrite flamboids depends on several environmental factors, beginning with free iron availability in the medium. Such a lack must results in an absence of pyrite in the sediment and particularly in autochthonous vitrinite particles that must obviously not be interpreted in terms of reworking. This observation may certainly explain the absence of such inclusions observed in MM-1 well. In a similar way, telinite mainly characterises the organic matter immature stage and become scarcer and scarcer when rank increases. This progressive disappearance is imputable to the homogenisation of telinite particles that progressively leaves place to more homogeneous gel-like material. This telinite-collinite transformation makes the use of the related diagnostic criterion difficult or even impossible at high maturity levels.

It finally appears that the diagnostic criteria mainly depend on the particularity of the depositional environments and local coalification history. Thus, our observations fully illustrate the difficulty of standardising vitrinite recognizance diagnostic criteria because of the diversity of geological setting in sedimentary basin. However for each studied sample the best way to distinguish indigenous and reworked particles suppose to take into account complementary indications about depositional conditions and maturity level in sedimentary basin.

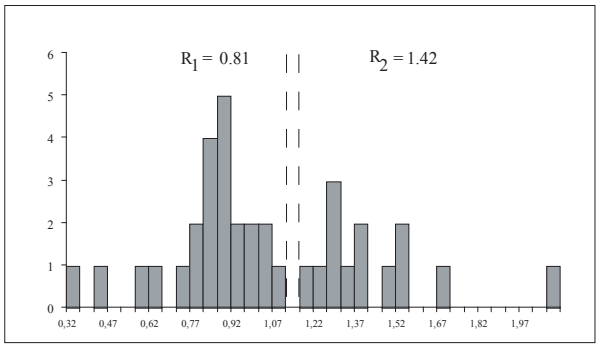
In addition to the difficulty of their identification, reworked particles pose several other problems related to the evolution of their reflectance during reworking and the subsequent reburial stage. In previous work it was admitted that for reworked virinite, the reflectance value extrapolated from a linear log Ro vs. depth plot to the sediment surface, was equivalent to that acquired by this material, previous to its reworking (Dow, 1977; Alpern and Cheymol, 1978). In so doing, the authors admitted that vitrinite reflectance did not change during the whole of its remobilization history, i.e. the erosion of the primary host formation, the weathering of the OM, the transportation of the particles to their new burial place and *in situ* early diagenesis.



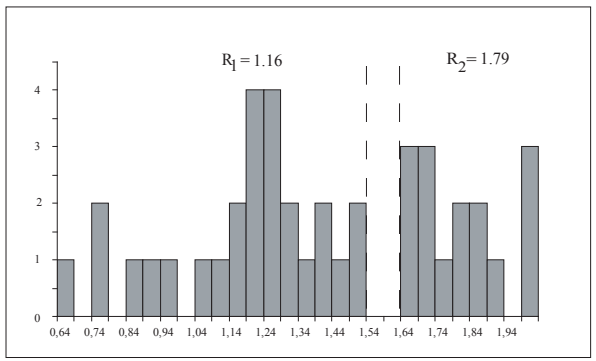
Sample 61



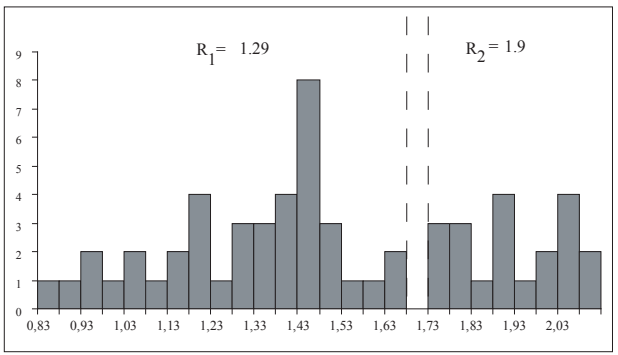
Sample: 109



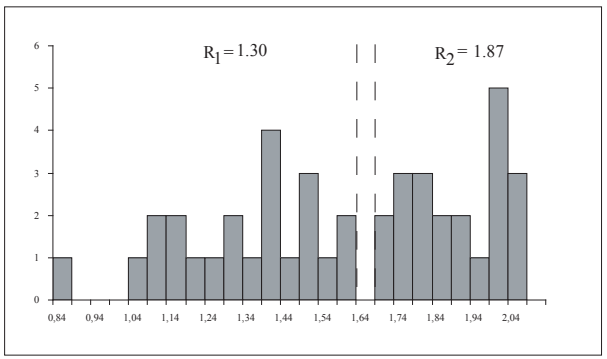
Sample: 147



Sample: 298



Sample: 540



Sample: 884

Fig. 5 Reflectance histograms showing two vitrinite population in MM-1 well

In addition, another common characteristic of reworked vitrinite is that it seems to evolve at a greater rate than autochthonous material with increasing burial. As first emphasized by Dow (1977) in his study of Texas Gulf Coast sediments, this can be evidenced in a log Ro vs. depth plot, by the greater slope of the regression line obtained from the reflectance of autochthonous material than that of the reworked one. This author explained tentatively the observed difference by the previous thermal history known by the reworked material. A similar trend was effectively also observed with our two sample sets from DN2 and MM1 wells. Comparable observations had also been made by Alpern and Cheymol (1978) when studying the lower Jurassic beds in the East of the Paris basin. According to reflectance values, these authors defined three vitrinite populations the reflectance of which increased progressively with depth. In order to determine the real maturity level of these sediments they took the average reflectance of the first two groups of macerals having the lower reflectance.

The apparent new increase of reflectance of recycled vitrinite immediately from the re-burial stage and its faster raise than that of authothonous material during the subsequent diagenetic history, both contradict the classical maximum paleotemperature concept according to which Ro is mostly or even totally controlled by temperature (e.g. Barker and Pawlewicz, 1994). This concept entails that any increase of reworked vitrinite Ro supposes that the thermal conditions are then comparable to those reached at the acme of the previous diagenetic history. This requirement was nicely illustrated by Saxby et al (1986) experiment. Indeed, by comparing thermal evolution of vitrinite in brown coal (0.6 % initial Ro) and brown Torbanite (0.2 % initial Ro) these authors demonstrated that vitrinite reflectance in brown coal remained globally constant during the first maturation stage until the vitrinite of both samples reached the same maturity level (i.e. 0.6 %). Then, they increased in the same way. In other words, all things being taken equal between laboratory and field conditions, the reflectance of the already highly mature brown coal vitrinite, only begun to rise when the thermal energy level reached by heating in the laboratory was similar to that reached during the previous geological thermal stage. Thus, consistently with more or less empirical approaches (Karweil, 1956; Bostick, 1971; Barker and Pawlewicz, 1994) and kinetic modeling (Burnham and Sweeney, 1989), the experiment of Saxby et al (1986) verifies that temperature exerts the main control on vitrinite reflectance evolution, time intervening only as a secondary factor. From a more detailed point of view, two major phases are usually recognized in vitrinite evolution: the first phase (0.2-0.7 %) where vitrinite increases slowly because of the low

appearance of polycyclic aromatic molecules (Carr and Williamson, 1990; Suggate, 1998). The second phase (0.7-3%) results in the rapid rise in the reflectance value attributed to an abundance of polycyclic aromatic molecules.

Two main factors are to be taken into account when considering the new evolution of recycled vitrinites: their previous thermal evolution and reworking impact. Exposure of vitrinite to the atmosphere during host rock erosion and further particle transportation to a new burial place, necessarily results in extensive weathering. The impact of this process on the physical and chemical proprieties of the OM is very complex (Chang and Berner, 1999 and other references therein). Ultimate analysis shows that it leads to a loss of hydrogen and a gain of oxygen (expressed by H/C and O/C ratios as well as by HI and OI Rock-Eval indexes) (Lo et Cardott, 1995). From a structural point of view, its provokes the loss of aliphatic moieties and the formation of carbonyl and other oxygenated functional groups (Lo et Cardott, 1995; Marchioni, 1983; Copard, 2002). Nevertheless, may be except when it is very extensive, it does not affect the aromatic nuclei that constitute the kerogen basic structural units, the so-called "BSU's" (Copard, 2002). There is seemingly no general agreement on the impact of weathering on vitrinite reflectance. However, recent work has shown that extensive weathering of low mature (Lo and Cardott, 1995) as well as of highly mature coals (Copard et al., 2002) does not cause any significant evolution of vitrinite reflectance, despite considerable compositional changes (**Fig. 6**).

In this respect, the distinction of low and mature coals is important since, at the difference of the formers, the latter also undergo a significant increase of their Rock-Eval Tmax value with increasing weathering intensity (Copard et al., 2002). As already mentioned here above a detailed analysis of series of highly mature coals revealed that weathering affect the functional groups peripheral to the polyaromatic nuclei that constitute the basic structural units (BSU's) of the coal structure, but not these latter ones. These observations are important since they provide strong support to the postulate of the preservation of the reflectance of vitrinites during reworking. This postulate was admitted and applied by Dow (1977) and other authors when estimating the original reflectance of reworked material by extending the intercept of a R_0 vs. depth plot to the sediment surface. The considerable chemical changes undergone by vitrinites in the course of their oxidation opposed to the preservation of their

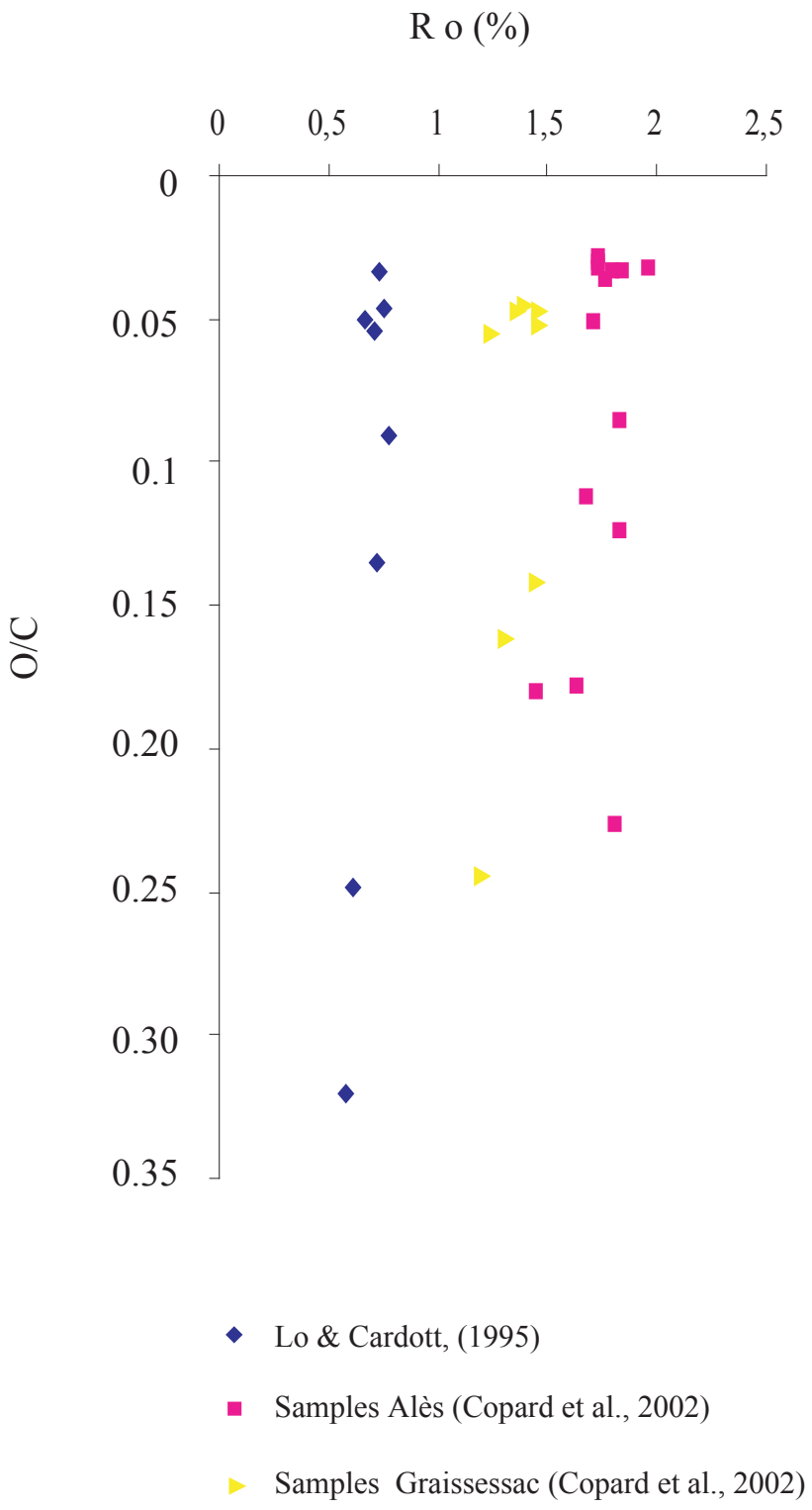


Fig. 6 Elemental Oxygen and carbon ratio (O/C) vs Reflectance (Ro) showing any significant reflectance evolution during weathering.

aromatic nuclei also bring some logical support in favour of this postulate. In addition, these dual effects also provide some ideas in an attempt to explain the rise of the reflectance of recycled material immediately from the beginning of its new burial stage, i.e. in the low temperature conditions that exist near the sea bottom. The rejuvenation provoked by weathering with the formation of new oxygenated chemical groups may confer them a new reactivity and thus, the susceptibility to evolve in low temperature conditions. Reversibly, during the subsequent burial stage, the original preservation of already well-developed aromatic moieties might limit the rate of development of the new structural organisation, thus explaining why reworked particles mature more slowly that autochthonous ones.

According to Murchinson et al., 1985 (**Fig. 7**), it is clear that the reflectance evolution path of reworked particles is located between those of the vitrinite and inertinite groups, or more precisely between the hydrogen-rich and hydrogen-poor collotelinite and inertinite, respectively. During reworking, exposure to oxidation for variable durations progressively changes vitrinite into inertinite-like material which does not obey to the same kinetic laws than indigenous vitrinite. This assumption is consistent to artificial experience of Kaegi (1985) who observed that low temperature oxidation converts pseudovitrinite into oxyvitrinite which is practically inertinite debris. Later, Bustin and Guo (1999) suggest that vitrinite and inertinite particles affected by the same thermal conditions, show a subparallel increase in reflectance. In a comparable way, Gauthier et al. (1985) also observed a simultaneous increase of autochthonous and allochthonous vitrinite and inertinite particles, in response to a hydrothermal event that affected the host carbonate formation. All these observation led us to suggest that no maceral is completely inert and thus still present potentialities for transformation during further thermal evolution.

Thus, reworked vitrinite and inertinite particles still present residual reactivity determining their transformation in low thermal conditions. Nevertheless, the initial reflectance of these materials reflects anterior geological history and consequently cannot be used for thermal maturity assessment. As exemplified by the only slight reflectance changes that affect coals during extensive weathering, the transformation potentiality of such materials which determined their reflectance changes rely on unknown factors that most certainly have very little to do with their chemical composition, unless in an indirect (i.e. non proportional) way.

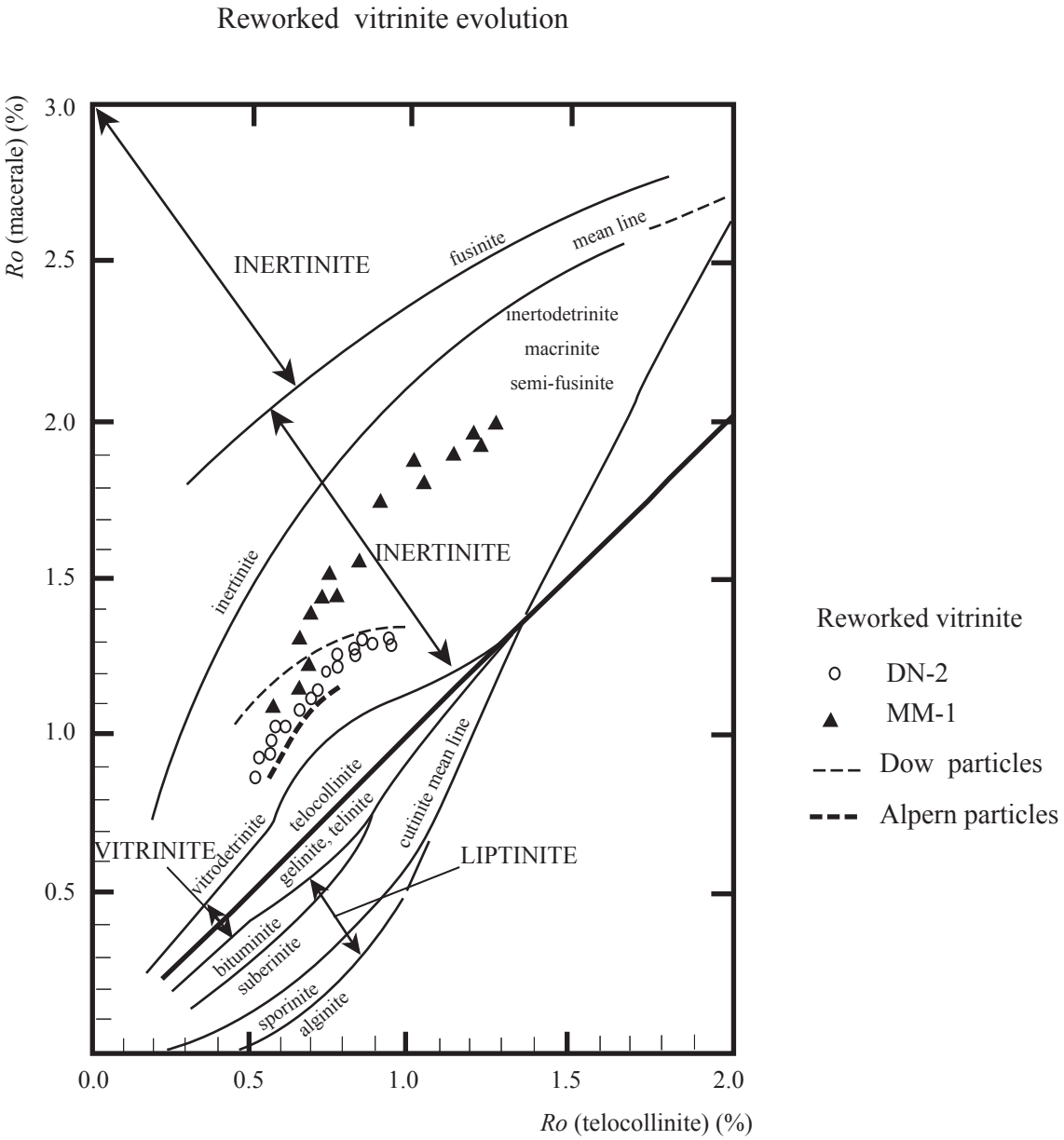


Fig. 7 Murchinson et al., (1985) diagram showing reflectence pathway of various maceral group
Reworked particles are located between vitrinite and inertinite maceral groip

Assuming that inert particles have no transformation potentialities, then reworked vitrinites can be seen as transitional material or moderately oxidized debris when compared to

inertinite. Then, the confrontation of our observations to those previously made by Dow (1977) and Alpern and Cheymol (1978) led us to admit the existence of various groups of reworked or oxidized particles between inertinite and vitrinite macerals, the starting chemical composition of these materials mostly depending on the maturation level they reached during their previous burial history.

All this explanation is only tentative, the comparison between inertinite and vitrinite reflectance evolution remaining very complex. For example, some electron microprobe studies allowed demonstrating that vitrinite having same reflectance than inertinite did not necessarily have the same ultimate chemistry (Mastalerz and Bustin, 1993). At least, this observation confirms that reflectance does not obey to a single and rather simple factor.

Conclusions

The discussion of diagnostics criteria to identify reworked vitrinite and the characterisation of their optical properties during the various stages of their evolution has shown that:

(1) because vitrinite is a large and complex family according to chemical composition, depositional environment and maturation level, the attempt of standardisation is limited by the particularity of each geological context. However in a favourable geological context the genetic relationship between telinite and collotelinite coupled to the presence of pyrite inclusions in primary vitrinite appear as reliable identification criteria.

(2) Mostly based on reflectance evolution, reworked vitrinites appear as transitional materials between autochthonous vitrinite and inertodetrinite. Their chemical and structural characteristics are related to their previous thermal evolution and their subsequent oxidation during the weathering stage. Their reflectance evolution which tends to mimic that of inertinite particles does not rely anymore to the thermal maturity trend followed by autochthonous particles.

(3) Finally this study point out the complexity in reflectance characteristic of natural organic materials. More than to chemical composition, reflectance changes probably depend on the "transformation capacity" of each particle. This latter parameter is supposed to depend both on the chemical and structural composition of the materials, at a given stage of geological evolution. Then, the inert state (e.g. for oxidised material) should be reached when there is no more any transformation capacity.

Acknowledgements

The authors would like to thank A O. Wane and J. Medou from the Senegalese Petroleum Corporation for allowing us to access the data and collect the samples. They are grateful to M. Hatton and D. Keravis for technical assistance and to M. Boussafir for fruitful discussions.

References

Alpern, B., Cheymol, D., 1978. Réflectance et fluorescence des organoclastes du Toarcien du bassin de Paris en fonction de la profondeur et de la température. Rev. Inst. Fr. du Pétrol. 4, 515-535.

Barker, C.E., 1996. A comparison of vitrinite reflectance measurements made on whole- rock and dispersed organic matter concentrate mounts. Org. Geochem. 24, 251-256.

Barker, C.E., Pawlewicz, M.J., 1993. An empirical determination of the minimum number of measurements needed to estimate the mean random vitrinite reflectance of disseminated organic matter. Org. Geochem. 20 (6), 643-651.

Barker, C.E., Pawlewicz, M.J., 1994. Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures. In ACS Symposuim Series 570, Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter, Applications and Limitations. Mukhopadhyay P. K. & Dow W. G. eds. Chapter 14, 216-229.

Benedict, L.G., Thompson, R.R., Shigo, J.J., Aikman, R.P., 1968. Pseudovitrinite in Appalachian coking coals. Fuel 47, 125-143.

Bostick, N.H., 1971. Thermal maturation of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. Am. Ass. Stratigr. Palynologist. Proc. 2nd Geosc. Man. 3, 83-92.

Burnham A.K., Sweeney J.J., 1989. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. Geochim. Cosmochim 53, 2649-2657.

Bustin, R.M., Guo, Y., 1999. Abrupt changes (jumps) in reflectance values and chemical composition of artificial charcoals and inertinite in coals. Int. J. Coal. Geol. 38, 237-260.

Carr, A.D., Williamson J.E., 1990. The relationship between aromaticity, vitrinite reflectance and maceral composition of coals: implications for the use of vitrinite reflectance as a maturation parameter. Org. Geochem. 16, 313- 323.

Chang, S., Berner, R.A., 1999. Coal weathering and the geochemical carbon cycle. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 3301-3310.

Copard, Y., 2002. Altération diagénétique et post-diagénétique (thermicité, oxidation) des charbons carbonifères du Massif Central français (Saint-Etienne, Graissessac et autres lieux) Thesis, University of Orléans, 305 p.

Copard, Y., Disnar J. R., Becq-Giraudon, J. F., 2002. Erroneous maturity assessment given by T_{max} and HI Rock-Eval parameters on highly mature weathered coals**.** Int. J. Coal Geol.*,* 49, 57-65

Disnar J. R., Marquis F., Espitalié J., Barsony I., Drouet S., Giot D., 1997. Géochimie organique et reconstitution de l'histoire thermique et tectono-sédimentaire de la marge ardéchoise (programme GPF; France). Bull. Soc. Géol. Fr., 168 (1): 73-81

Dow, W.G., 1977. Kerogen studies and geological interpretation. J. Geochem. Explo. 7 (2), 79-99.

Dow, W.G., O'Connor, D.I, 1980. Kerogen maturity and type by reflected light microscopy applied to petroleum exploration, in Staplin, F.L.(Eds), How to assess organic maturation and paleotemperatures: S.E.P.M. Short Course 7, 133-157.

Durand, B., Alpern, B., Pittion, J.L., Pradier, B., 1986. Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments. In Burrus, J. (Ed.), Thermal Modelling in Sedimentary Basins, pp. 441-474. Technip, Paris.

Elmi, S., Dromart, G., Giot, D., Manivit, H., Courtinat, B., Ruget, C., Steinberg, M., Depeche, F., Fauconnier, D., Gargi, S., Rauscher, R., Reale, V., Schuller, M., 1991. La succession stratigraphique (Trias-Jurassique) du sondage Balazuc n°1 (Programme Géologie Profonde de la France, Ardèche) : un exemple d'épaississement remarquable le long d'une marge tectonique contrôlée. C.R. Acad. Sc. Paris. 312, 747-754.

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A. (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Fr. du Pétr.,* 32, p.23-42.

Gauthier B., Disnar J. R., Macquar J. C., Trichet J., 1985. Pétrographie de la matière organique des séries carbonatées liasiques du gîte Zn-Pb de Trèves (Gard, France). Implications génétiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, série II, 300, 413-416.

Goodarzi, F., Snowdon, L., Gentzis, T., Pearson, D., 1994. Petrological and chemical characteristics of liptinite-rich coals from Alberta, Canada. Mar. Petrol. Geol. 11, 307-319.

Iglesias, M.J., Jimenez, A., del Rjo J.C., Suarez-Ruiz, I., 2000. Molecular characterisation of vitrinite in relation to natural hydrogen enrichment and depositional environment. Org. Geochem. 31, 1285-1299.

International Committee of Coal Petrology 1971. International Handbook of Coal Petrography, 2nd Ed., CNRS, Paris.

Jimenez, A., F. Laggoun-Defarge, M.J. Iglesias, J.G. Prado, Suarez-Ruiz, I., 1994. Significance of the resinization and oil impregnation processes in reflectance suppression of the vitrinite (abstract): ICCP News, no. 10, pp. 10-11.

Jones, J.M., Murchinson, D.G., Saleh, S.A., 1971. Variation of vitrinite reflectivity in relation to lithology, in Advances in organic geochemistry 1971, pp. 601-612. Pergamon Press, Oxford.

Kaegi, D.D., 1985. On the identification and the origin of pseudovitrinite. Int. J. Coal. Geol. 4, 309-319.

Kalkreuth, W., 1982. Rank and petrographic composition of selected Jurassic-Lower Cretaceous coals of British Columbia, Canada. Bull. Cana. Petrol. Geol. 30, 112-139.

Karweil, J. 1956. Die Metarmorphose der kohlen vom standpunky der physikalischen chemie. Z. Dtsch. Geol. Ges., 107, 132-138.

Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock–Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. Rev. Inst. Fr. Pét. 56, 421-437.

Liger, J., L., Roussel, J., 1979. Etude gravimétrique du bassin côtier profond du Sénégal. Rev. Géol. Dynam. Géogr.. Phy. 21 (5), 411- 419.

Lo, H.B., 1992. Identification of Indigenous vitrinites for improved thermal maturity evaluation. Org. Geochem. 18(3), 359-364.

Lo, H.B., Cardott, B.J., 1995. Detection of natural weathering of Upper McAlester coal and Woodford Shale, Oklahoma, U.S.A. Org. Geochem. 22, 73-83.

Malinconico, M.L., 2000. Using reflectance crossplots and rotational polarization for determining first-cycle vitrinite for maturation studies. Int. J. Coal. Geol. 43, 105-120.

Marchioni, D.L., 1983. The detection of weathering in coal by petrographic, rheologic and chemical methods. Int. J. Coal. Geol. 2, 231-259.

Mastalerz, M., Bustin, R.M., 1993. Variation in maceral chemistry within and between coals of varying rank: an electron microphobe and micro-Fourier transform infrared investigation. J. Microscopy 171, 153-166.

Mukhopadhyay, P.K. 1994. Vitrinite reflectance as maturity parameter: Petrographic and Molecular Characterisation and its Applications to Basin Modeling. In: Mukhopadhyay P.K., Dow, W.G. (Eds), Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter. Applications and Limitations. ACS Symposium Series No. 570, pp. 1-24. Am. Chem. Soc. Washington DC

Murchinson, D.G., Cook A. C., Raymond A.C., 1985. Optical properties of organic matter in relation to thermal gradients and structural deformation. Phil. Trans. R. Soc. Lon., A 315, 157- 486

Nzoussi, M. P., Disnar, J. R., Laggoun-Défarge, F. 2003. Organic matter characteristics of Cenomanian-Turonian source rocks: Implications for petroleum and gas exploration onshore Senegal. Mar. Petrol. Geol. 20, 411 – 427.

Pearson, J., Murchinson, D.G., 1989. Influence of a sandstone washout on the properties of an underlying coal seam. Fuel 69, 251-253.

Price, L.C., Barker, C.E., 1985. Suppression of vitrinite reflectance in amorphous rich kerogen - a major unrecognized problem. J. Petrol. Geol. 8, 59-84.

Raymond, A.C., Murchinson, D.G., 1991. Influence of exinitic macerals on the reflectance of vitrinite in Carboniferous sediments of the Midland Valley of Scotland. Fuel 70, 155-161.

Robert, P. 1985. Histoire géothermique et diagenèse thermique. Bull. Centre Rech. Explo. – prod. Elf-Aquitaine. 8, 133-160.

Scott, A. C. 2002. Coal petrology and the origin of coal macerals: a way ahead? Int. J. Coal Geol., *50, 119-134*

Saxby, J-D., Bennet, A.J.R., Corcoran, J.F., Lambert, D.E., Riley, K.W., 1986. Petroleum generation simulation over six years of hydrocarbon formation from torbanite and brown coal in subsiding basin. Org. Geochem. 9 (2), 69-81.

Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R., 1982. Stach's Textbook of Coal Petrology, 535 p. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Suggate, R.P., 1998. Relations between depth of burial, vitrinite reflectance and geothermal gradient. J. Petrol. Geol. 21(1), 5-32.

Teichmüller, M., 1982. Rank determination on sedimentary rocks other than coal. In stach's Textbook of coal Petrology (edited by Stach E., Mackowsky M.-Th., Teichmüller M., Taylor G. H., Chandra D. an Teichmüller) pp. 361-371. Gebrüder-Bontraeger, Berlin.

Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence, 699 p. Springer-Verlag, Berlin.

Villeneuve, M., Da Rocha Arajou, P.R., 1984. La stratigraphie bu bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). Bull. Soc. Géol. France. 32, 29-40.

Vinchon, C., Giot D., Orsag-Sperber, F., Arbey, F., Thibieroz, J., Cros, P., Jeannette, D., Sizun, J. P., 1996. Changes in reservoir quality determined from the diagenetic evolution of Triassic and Lower Lias sedimentary successions (Balazuc borehole, Ardèche, France), Mar Pet. Geol., 13, 685-688.

SEPTIEME CHAPITRE

SEDIMENTATION ORGANIQUE DANS L'ATLANTIQUE NORD
COMPARAISON ENTRE LE BASSIN SENEGALAIS ET CELUI DE TARFAYA

Avant propos

Dans ce chapitre présenté sous forme d'article en préparation, la problématique de sédimentation organique du Cénomano-turonien est élargie à l'ensemble de la marge Nord-Atlantique. L'approche consiste à comparer l'expression du Cénomano-turonien observée sur la plate-forme sénégalaise (chapitre 5) à un autre mode d'expression, notamment celui rencontré dans le bassin de Tarfaya au Maroc. Partant de bassins à histoire géodynamique similaire, l'approche mise en jeu visait à la compréhension des caractéristiques environnementales spécifiques ayant déterminé l'accumulation de matière organique ou non. Dans la phase suivante, cette confrontation a été étendue à l'ensemble de la marge, notamment grâce aux données de forages DSDP.

Les résultats obtenus nous permettent de distinguer deux faciès majeurs en fonction des conditions de dépôt. Un premier faciès à faible teneur en carbone organique (<4%) d'une matière organique mixte terrestre et marine, et dont les conditions de dépôt correspondent à un environnement suboxique (S/C< 0,36), soumis à un flux détritique considérable. Le deuxième faciès présente des teneurs en carbone organique élevées: en moyenne plus de 9%, pouvant localement atteindre plus de 17%. Ici, la matière organique qui est homogène et d'origine marine, présente des IH élevés dénotant d'excellentes conditions de préservation. Cette caractéristique s'accorde avec des teneurs en soufre elles aussi élevées (S/C>0,36) indiquant des conditions de préservation anoxique. De telles conditions ont notamment été favorables à un processus de sulfuration attesté par l'abondance des composés organo-soufrés. Les caractéristiques de ce deuxième faciès sont presque similaires à celles observées au niveau d'autres environnements profonds (Sud Casamance, DSDP 367). La comparaison entre ces environnements anciens et des modèles de sédimentation actuels amène a émettre des réserves sur le concept de forte productivité fréquemment évoqué pour expliquer le dépôt de "black – shales".

De cette étude il ressort principalement que, durant le Cénomano-turonien, les niveaux riches en matière étaient principalement déposés dans des milieux profonds protégés des courants oxygénés et des flux terrestres par des barrières structurales. Aucun modèle d'upwelling actuel ne semble rendre compte de la distribution de telles séries au niveau de l'Atlantique Nord. Plus que la productivité primaire, ce sont les conditions de préservation liées, entre autres, à l'évolution tectonique particulière de la marge atlantique, qui a joué un rôle essentiel dans l'isolement du milieu, et donc dans la préservation de la matière organique.

CENOMANIAN-TURONIAN ORGANIC SEDIMENTATION IN NORTH-WESTERN AFRICA: A COMPARISON BETWEEN TARFAYA (MAROC) AND THE SENEGALO-MAURITANIAN (SENEGAL) BASINS

P. Nzoussi-Mbassani[1], N. Khamli[2], J.-R. Disnar[1], F. Laggoun-Défarge[1] and M. Boussafir[1]

1 Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). UMR 6113 du CNRS, Université d'Orléans, Bâtiment de Géosciences, 45067 Orléans cedex 2, France.

2 Faculté des Sciences Département de Géologie B.P. 2121 Université de Tétouan (MAROC) Fax: (00212) (0)39 99 45 00.

Corresponding author.: +33.238. 49. 46.63
E-mail address : Fatima.Laggoun-Defarge@univ-orleans.fr

Abstract

The Cenomanian-turonian Oceanic Anoxic Event was recognised in North Western Africa in various depositional settings from abyssal areas to continental shelves. To derive information on environmental conditions in these different settings and define a depositional model, a petrographical and geochemical study of the organic matter was performed on sediments from Tarfaya (Morocoo) and Senegal basins. Then, the results obtained on these two locations were compared to those of previous studies, namely from DSDP wells.

Petrographic and geochemical data allow the differentiation of two main organofacies: a shallow depositional facies (continental shelf) is characterised by low total organic carbon (TOC) contents (< 4%). As attested by low hydrogen index (HI) values (100 to 400 mg HC/gTOC), the organic matter (OM) is moderately preserved. Petrographycally, this facies is composed of mixed OM with high proportions of reworked vitrinite indicating detrital material influence. The depositional environment is typical of dysoxic conditions (S/C<0.36) exposed to high mineral inputs and oxygenated water currents.

The second organofacies deposited in deep marine environment (slope and abyssal) shows a high TOC content (> 7%). The predominance of fluorescing amorphous OM combined with high HI values suggest the existence good preservation conditions. The S/C ratio (>0.36) and abundance of organic-sulphur compounds support such interpretation and indicate a development of anoxic conditions.

To explain the organic contrast between both environment a depositional model has been developed which is based on limited water exchange between both depositional setting. The

main factor which has determined black shale sedimentation is the restricted water circulation related to the presence during Atlantic ocean opening of isolated depositional environment. Compared to present upwelling zones, the palaeoproductivity in the studied area was relatively moderate during Cenomanian-Turonian and seems to be not the only determining factor of organic matter accumulation

Introduction

On the North African continental margin, Cenomanian-turonian (C-T) sediments have been recognised in shelf and slope area from Senegal in the South to Tunisia in the North (Herbin et al., 1986; Wiedmann et al., 1978; Leine, 1986; El Albani et al., 1999a, b; Kuhnt et al., 1997; Kolonic et al., 2002). These formations have also been penetrated by several ODP and DSDP wells (138, 367, 368 Sites) and petroleum exploration boreholes (CM7, CM10) in offshore Senegal. C-T sediments also occur at outcrops along the Moroccan Atlantic coast (Tarfaya and Agadir) and as the Bahloul formation, in Tunisia. Since the introduction of the concept of Oceanic Anoxic Event (OAE) by Schlanger and Jenskyns (1976), aiming to explain the richness in organic carbon of these formations, there are still active controversies on the origin and the extension of this event. Many authors have discussed the main factors which are susceptible to lead to high OM contents usually found in these sedimentary formations (Arthur and Schlanger, 1979; Jensky, 1980; Busson, 1972; Tissot, 1979a; b; Lancelot, 1980; Waples, 1983; Thiede and Van Andel, 1977; Busson and Cornée, 1996; de Graciansky et al., 1984).

The depositional model which presupposes the establishment of euxinic conditions in a large part of water column, is presently considered as one of the most susceptible mechanism to explain black shale sedimentation in North Atlantic area (Lüning et al., 2003). This assumption is essentially supported by the presence of molecular biomarkers (isorenieretane) derived from photosynthetic green sulphur bacteria (chlorobiaceae) founded both in the Tarfaya basin (Kolonic et al., 2002) and the Senegal offshore (DSDP 367) (Sinninghe Damsté and Köster, 1998)However, recent work (Nzoussi-Mbassani et al., 2003) led us to admit that the supposed global anoxic conditions did not affect all depositional environments in North Atlantic area and that organic matter sedimentation was also dependent on local paleogeographic and environmental factors. In addition, most of the work that have been made on C-T series lacked from a comparison between shallow and deep environments that makes difficult the establishment global depositional model for these formations. The

similarity of geological evolution between Morocco and Senegal sedimentary basins provide us the opportunity to compare the expressions of the C-T sediments in these two areas, along the Western coast of the paleo-Atlantic Ocean.

The present study includes petrographic and geochemical analyses from both. Senegalese platform and Tarfaya basin (Morocco) in order to compare sediment characteristics, and especially organic matter contents. These data are compared to other C-T occurrences in the study area to propose a depositional model for the North African margin area.

Regional paleogeological context:

The geological evolution of the North African domain was controlled by the Late Trias-Jurassic break-up of the supercontinent Pangaea, resulting in the opening of oceanic basins forming the Western NeoTethys and the central Atlantic (Baudin, 1995) (Fig.1). During the Cenomano-turonian, the Tethys and the Atlantic Ocean showed sluggish oceanic circulations due to limited connection to the neighbouring oceans (Handoh et al., 1999). These conditions contributed to the development of anoxic bottom waters (Philipp et al., 1993; 2000). During Late Cretaceous, a major oceanic reorganisation occurred when the direction of the deep water circulation reversed from Equator ward to Pole ward (Hay, 1982). Accordingly, the establishment of water exchange in response to the deepening and the widening of the Atlantic Ocean had an important impart on the resulting sedimentary facies due to the influence of oxic water currents (Herbin et al., 1986).

Senegal basin: The Senegal sedimentary basin covers an area of 340,000 km^2 between 11 and 17°N latitudes (Fig. 2). The basin occupies the central part of the large north-western Africa basin which extends along Senegal, Gambia, Guinea-Bissau, Mauritania and Moroccan coastal areas. It opens westward to the Atlantic Ocean and is limited by the Panafrican to Hercynian Mauritanides chain to the East (Herbin et al., 1986; Villeneuve and Da Rocha Arajou, 1984).This basin contains more than 14 km thick Paleozoic to Tertiary sediments. Outcrops are rare and the known stratigraphy is based on deep wells. The thickness of the Meso-cenozoic sediments can exceed 10,000 meters in the western part of the basin. It consists in transgressive and regressive series successively comprising: (i) a Jurassic – Lower Cretaceous carbonate platform, (ii) a Cretaceous clastic wedge and (iii), a cap of Tertiary

Fig.1: Paleogeographic map during Cenomanian-turonian period with DSDP wells (according to Schlanger et al., (1987) Herbin et al., (1986) and Arthur et al., (1990).

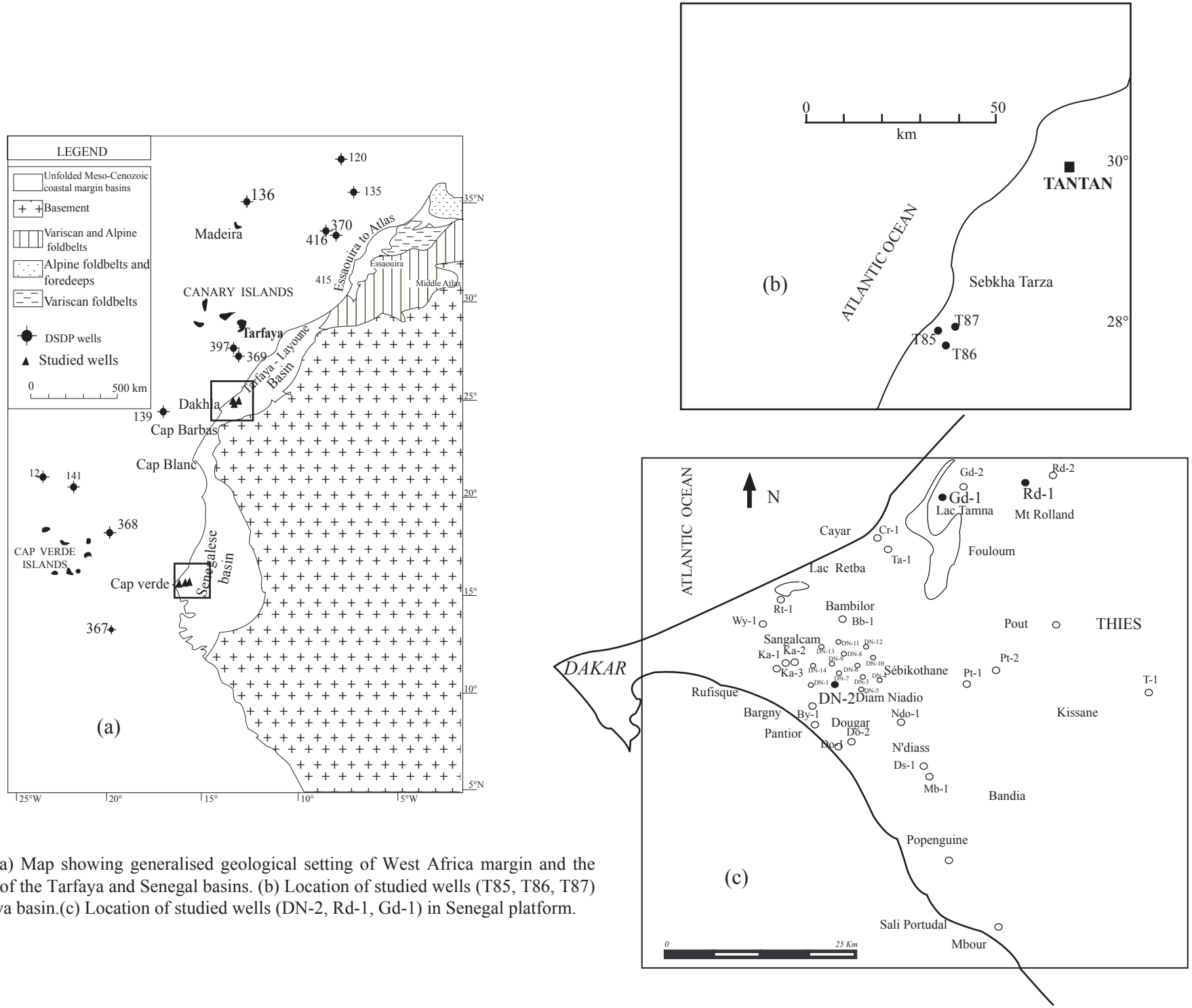


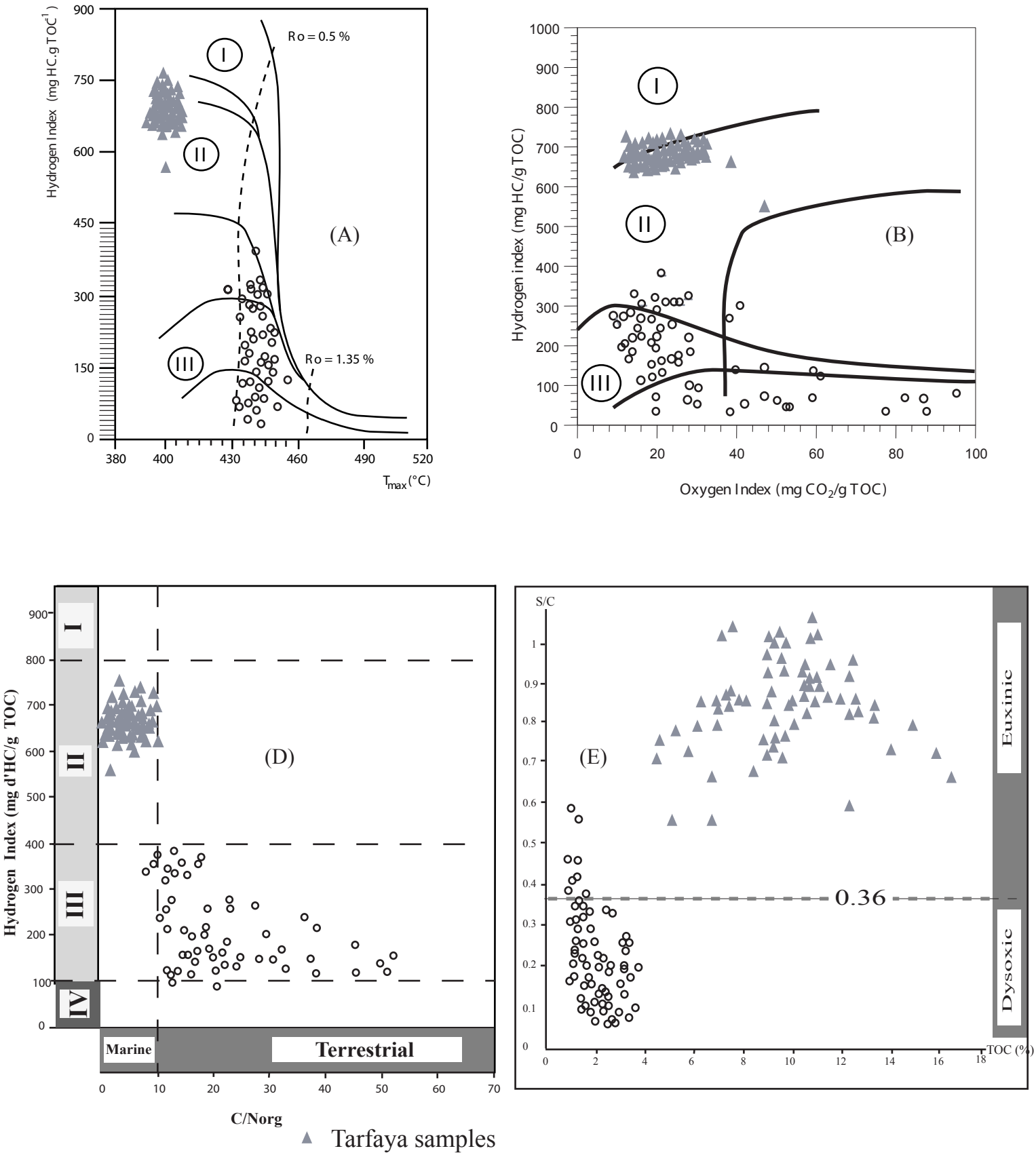
Fig.2. (a) Map showing generalised geological setting of West Africa margin and the location of the Tarfaya and Senegal basins. (b) Location of studied wells (T85, T86, T87) in Tarfaya basin.(c) Location of studied wells (DN-2, Rd-1, Gd-1) in Senegal platform.

carbonates and shales (Michaud, 1984). Three facies characterise the lateral variations of the C-T sediments. The first consists of homogenous black shales deposited in fully marine environment. This facies dominates the western part of the Thies-Diam Niadio area and reaches maximum thickness in Casamance. No well has reached the base of this facies in the study area. However seismic profiles suggest a basinward increase in thickness. The second facies is characterised by a succession of calcareous and shaly calcareous sediments typical of a transitional neritic environment. The third facies, typical of a sub-littoral to nearshore marine environment, is composed of shales with shaly siltstone intercalations. These sediments become increasingly rich in siltstone towards the shoreline.

***Tarfaya basin**:* the Tarfaya coastal basin (Fig. 2) is a tectonically stable Mesozoic basin, which extends along the southern Morocco coast between latitudes 27°40' and 28°40 N and covers an area of 10,000 km^2. It is bounded by the Anti-Atlas Mountains in the North, the Precambrian Reguibat massif in the East and the Atlantic Ocean in the West. Studies based on correlations between deep onshore and offshore (DSDP 369, 397) drillings permitted to make a synthesis of the stratigraphy and of tectonic evolution of the basin (Wiedmann et al., 1982). During Triassic time, a synrift continental megasequence (1000 m) was deposited. The sediments include evaporite horizons followed by silts of dolerite basalts. The post rift phase started with the Jurassic marine transgression which only affected the northern part of the basin. The maximum of transgression was reached in Late Cenomanian – early Turonian times. The Cenonomanian-turonian sediments are composed of hemipelagic facies (Leine, 1986). The strata consist of dark brownish and greyish laminated kerogeneous chalks, alternating with non laminated lightly coloured, often nodular limestones having a low kerogen content. Kerogen-rich chalks contain abundant fossils (foraminifera tests) and a carbonate matrix mainly composed of coccoliths and micrite (Leine, 1986; El Albani et al., 1999a, b).

Material and analysis approach

In the Tarfaya basin, 94 core samples were obtained from three wells (85, 86 and 87) drilled in the western part of the sebkha Tazra anticline. Petrophysical data show excellent correlation between wells, and palaeontological investigations attribute them to Upper Cenonamian-Lower Turonian age (upper *Rotalipora cushmani* to lower *Wihiteinella archaeocretacea* biozone) (Kuhnt et al.; 1990, 1997, 2001). The sequence consists of dark laminated bituminous limestones (facies 1) alternating with less bituminous grey limestones



▲ Tarfaya samples

○ Senegal platform samples

Fig.3 Bulk geochemical characteristics of studied samples. HI-Tmax diagram(A); HI vs OI diagram (B) ; Total organic carbon (TOC) and nitrogen ratio vs HI (C); Sulphur and carbon ratio vs. TOC (D)

(facies 2). Thin layers of nodular limestones or cherts are intercalated in the sequence. Concerning the Senegal basin, 115 samples of drill cuttings were collected from three wells (Fig. 2) which penetrated one of the main facies of the C-T formation in the area.

Bulk geochemical analyses

Total Organic Carbon (TOC) contents (weight %), Hydrogen Index (HI, mg HC g^{-1} TOC), Oxygen Index (OI, $mgCO_2$. g^{-1} TOC), Tmax (°C) and Petroleum Potential (PI) were determined by Rock-Eval 6 pyrolysis (Espitalié et al., 1977; Lafargue et al., 1998). The analyses were carried out on 100 mg of crushed sample under standard conditions. The Tarfaya basin samples were first analysed using Rock-Eval II. However, for a better comparison between both basins, some of these samples were re-analysed with the model 6 device. Elemental analyses have been performed on bulk material with a Leco CNS2000 analyser in order to determine Total C (TC), N and S contents.

Microscopic observations

OM petrographic studies of were performed using a Leica DMR XP microscope under different illumination modes: identification and counting of organic constituents (palynofacies) were carried out under transmitted light on total organic matter (TOM) obtained after acid hydrolysis of carbonates and silicates. Specific characterisation (maceral analysis) of land-derived organic particles, i.e. mainly from vitrinite and inertinite groups, was performed on polished sections of densimetric OM concentrates. These preparations were studied under reflected light and fluorescence. Identifications were made following the nomenclatures of Stach et al. (1982) and the International Commission for Coal Petrology procedures (ICCP, 1971). Random vitrinite measurements (Rr expressed in %) were made on the same densimetric concentrates under reflected light using a x 50 oil immersion objective (ICCP, 1971).

The microtexture of selected samples with contrasted geochemical and sedimentological characteristics was studied using a Scanning Electron Microscope (SEM, Hitachi S4200 apparatus) in backscattered electron (BSE) mode combined with energy dispersive X-ray spectrometry (EDS). The obtained imaging is dependent on atomic number (Z) contrasts between the different constituents of the sample, i.e. organic matter and mineral matrix.

Investigations were carried out both on polished sections of rock and of palynofacies residues, previously coated with carbon, with an accelerating voltage of 15 kV.

Flash pyrolysis – Gas chromatography/mass spectrometry (PY-GC-MS)

The kerogens used for Flash pyrolysis – Gas chromatography/mass spectrometry analyses were isolated by HCl/HF treatment according to Durand and Nicaise (1980) method. Py-GC-MS analyses were carried out on a Thermofinnigan GCQ TRACE gas chromatography-mass-spectrometer equipped with Ficher GSG pyrolysis unit set at 300°C.
The samples were applied to a ferromagnetic wire with a Curie temperature of 650°C. Pyrolysis products generated between 300 and 650°C were analysed by gas chromatographic analysis according to the following temperature program: 40°C during 1mn, then 40 – 100°C at 20°C/min, 100°C – 300°C at 5°C/min, and finally 40 min hold at 300°C. Helium was a used as carrier gas. Separation was achieved using a fused silica capillary column (30m x2.5mm) with 0.25 mm of stationary phase. The mass spectrometer operated at 70 eV in the electron ionisation mode with a mass range of m/z 50 – 650.

Results and Discussion

Senegalese basin

Petrographic and bulk geochemical characteristics

Results of petrographic and bulk geochemical analyses obtained on the whole series were described in detail elsewhere (Nzoussi-Mbassani et al., (2003). C-T sediments are characterised by low to moderate TOC contents which does not exceed 4% (Fig. 3). HI values are generally

low (< 300 mgHC g^{-1}TOC) except in some samples originating from the distal part of the basin. When plotted in a HI/OI diagram (Espitalié et al, 1977), the data points are mainly located in the type III OM field thus suggesting an OM of predominant terrestrial origin (Tissot and Welte, 1984; Bordenave, 1993). Nevertheless, the high values observed toward the distal part of the basin indicate marine OM influences. C/N ratios also depend on depositional area. In the proximal areas they are generally higher than 10 in contrast to the distal part where some intervals present C/N values lower than 10 (Fig. 3). S/C ratio values

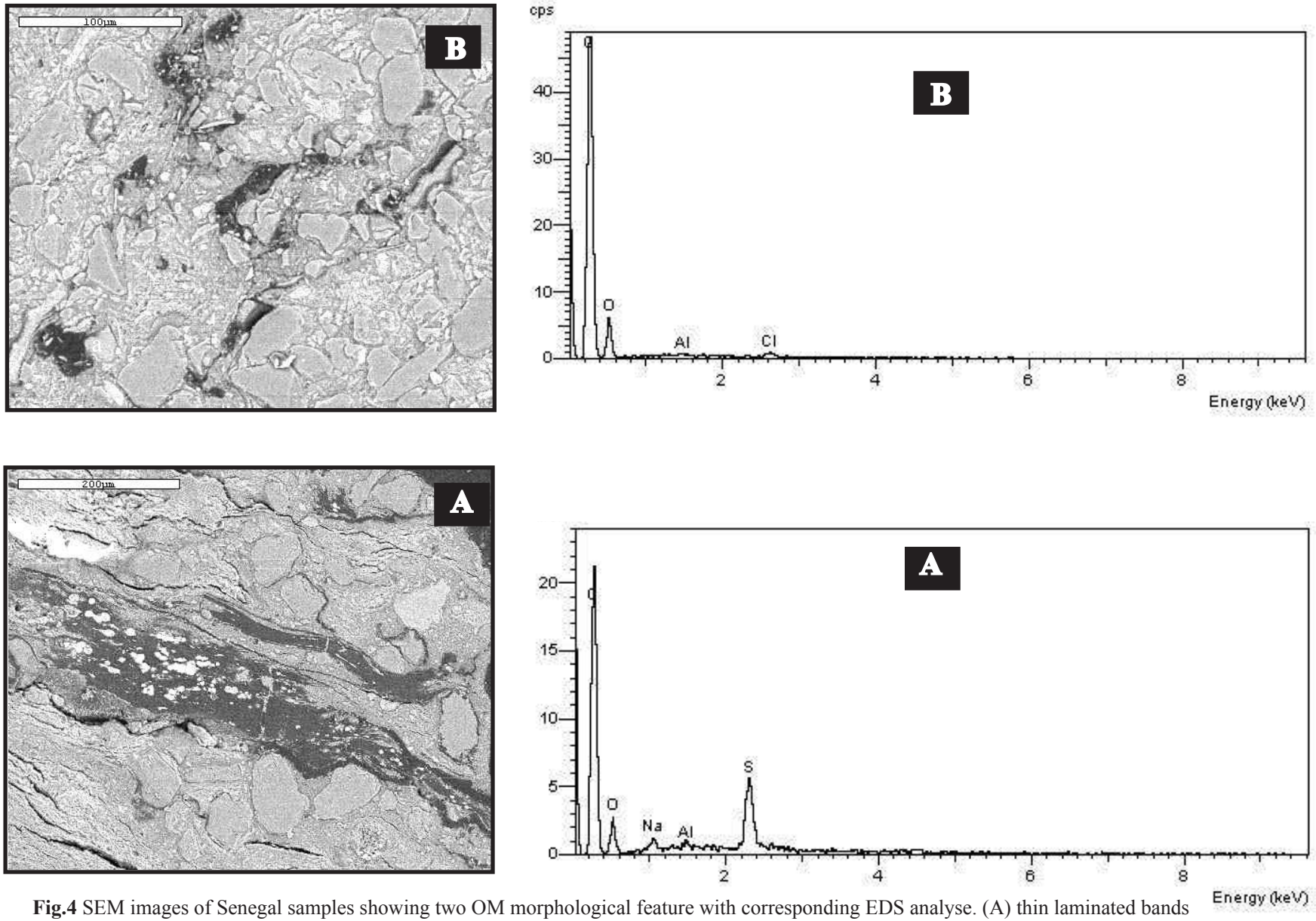


Fig.4 SEM images of Senegal samples showing two OM morphological feature with corresponding EDS analyse. (A) thin laminated bands with sulphur enrichment; (B) dispersed OM without sulphur presence

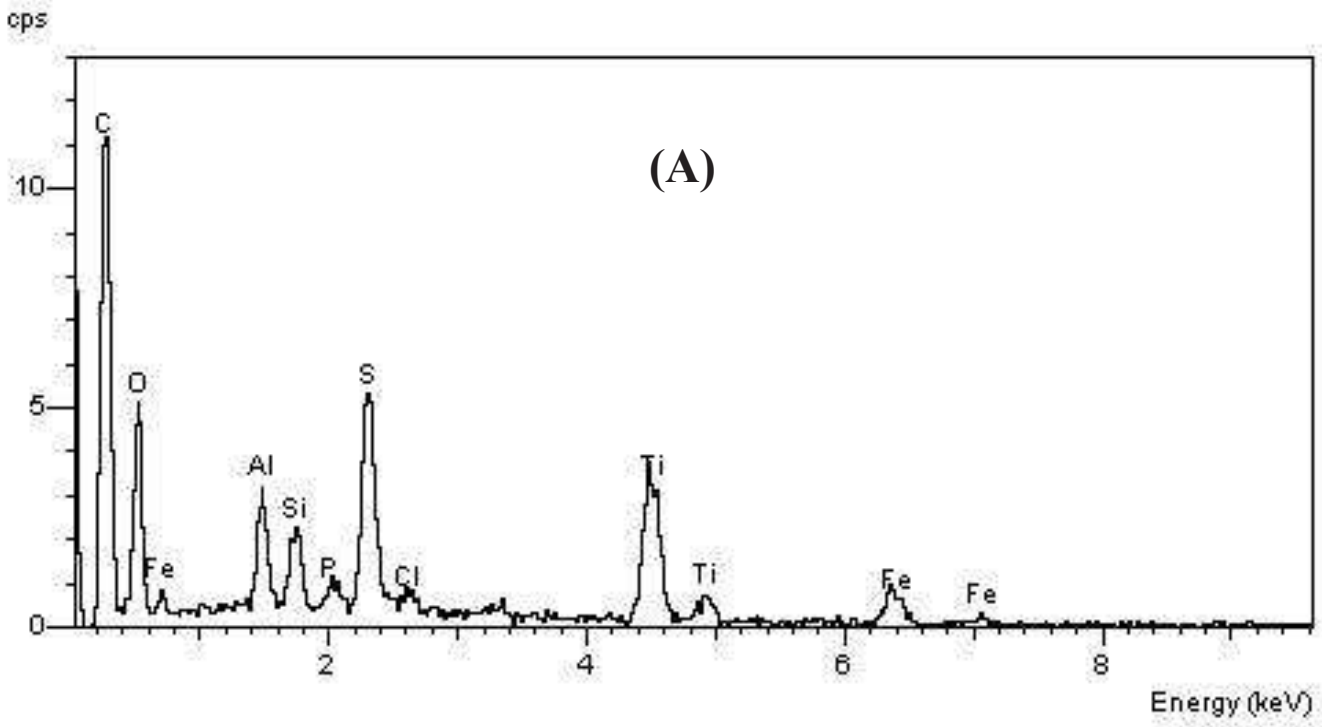
are generally lower than 0.36 (fig. 3)., thus suggesting that the deposition mostly occurred under medium oxic conditions (Raiswell and Berner, 1985; Raiswell et al., 1988; Minster et al., 1992; Morse and Berner, 1995).

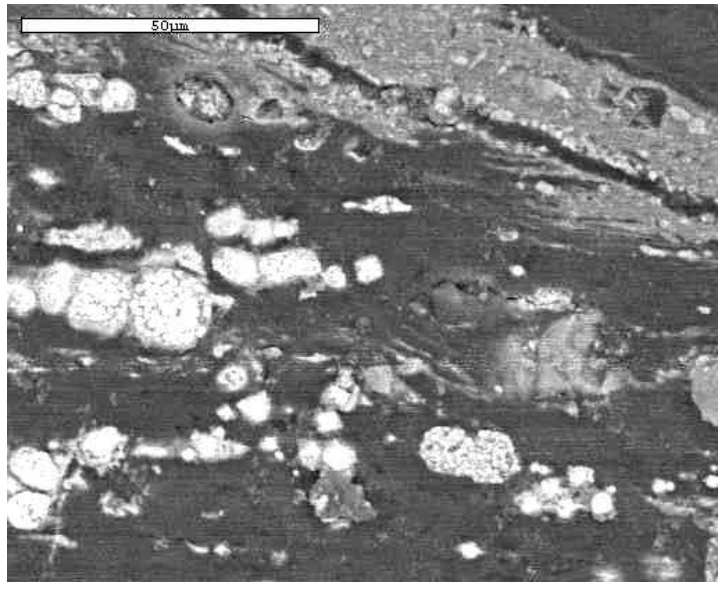
Palynofacies data indicate a strong predominance of amorphous organic matter (AOM) (more than 60%) in all the studied samples (Nzoussi-Mbassani et al., 2003) Three groups of particles are distinguished: (i) non-fluorescent gelified AOM mainly observed in the proximal area, (ii) granular AOM present mainly in the distal area, (iii) structured OM exclusively composed of higher plant derived debris. Maceral analyses show a predominance of vitrinite particles with a notable contribution of reworked particles indicating terrestrial input influence (Nzoussi-Mbassani et al., 2003). As illustrated in a HI – Tmax diagram and by reflectance values, the studied C-T series have reached a degree of thermal evolution globally corresponding to the first part of the oil window, i.e. from its onset to its middle part. Such a moderate maturity suggests a limited thermal alteration of OM quality e.g. depicted by Hydrogen Index values (Fig. 3).

Two samples originating from the proximal (N° 1996) and distal area (N° 2430), respectively, were selected for Scanning Electron Microscopic (SEM) observations. No major distinction in OM distribution has been made between these two samples. In both cases, the OM shows two main morphological features. Firstly, it occurs as thin laminated bands interbedded within the mineral matrix. In the second case, the OM occurs as rounded to subrounded structures/particles finely dispersed/disseminated in the mineral matrix.

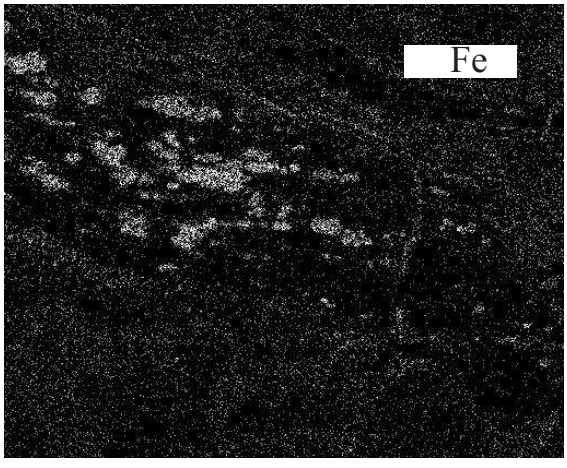
EDS microanalysis (Fig. 4) shows that, unlike the particulate OM, the laminated OM systematically presents sulphur enrichment. Such results suggest that (i) the sulphurisation reaction has not affected all the OM (ii) apparently, there is a relationship between organic-sulphur bounds presence and OM morphological feature.

The mineral matrix is dominated by Al, Fe, K, Si. Ca is rare (Fig. 5). It is also worth mentioning the presence of titanium which indicates terrigeneous influences (Latimer and Filippelli, 2002). Element chemical mapping that have been performed in order to gain a more comprehensive view of elemental distribution, mostly confirms the association of sulphur either with OM or iron in pyrite.





(B)



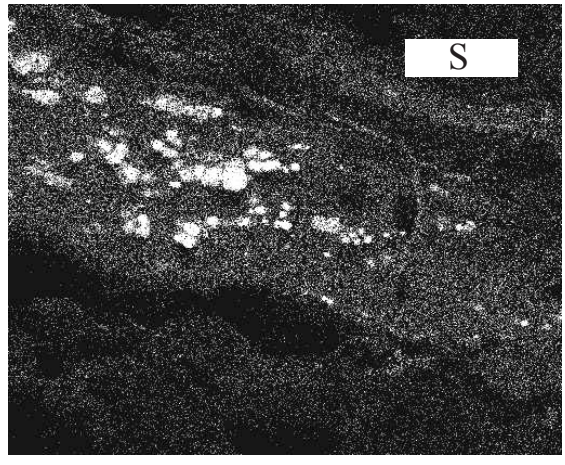


Fig. 5 (A) EDS analyses spectra showing mineral composition of Senegal sediments; (B) an example of elemental (Fe, S) fingerprints of Senegal sample

Molecular organic geochemical data

The distributions of the major classes of compounds founded in the pyrolyzates can be appreciated in the chromatograms displayed in Fig. 6. These latter ones comprise alkylbenzenes, n-alkanes and alkylnaphthalenes. There is a smilingly alkylbenzene predominance with a similar distribution of these compounds in the proximal and distal Senegal areas. Ethylbenzene is the dominant alkylbenzene compound. The occurrence of these compounds in the pyrolysates could result from the cyclisation and further aromatisation of primary linear functionalised lipid precursors such as fatty acids and fatty alcohols (Allan et al., 1980; Largeau et al. 1986; Derenne et al., 1990; Saiz-Jimenez, 1995).

Peak	*Compounds*
1	Methyl benzene
2	1, 2 Dimethylbenzene
3	Ethylbenzene
4	1-Ethyl-3methylbenzene
5	1, 3 Dimethylbenzene
6	1-Methyl -3 ethylbenzene
7	1-Ethlyl -2 methlybenzene
8	Propylbenzene

Table. 1 Alkylbenzenes identified in Senegal samples

The *n*-alkane distributions (Fig. 7) differ between the distal to the proximal sites. The chromatogram from the proximal environment shows a bimodal distribution with a major mode centred on nC_{12}, and the second one on nC_{22}, with no obvious odd-over-even predominance in the $C_{23} – C_{29}$ range. Such a bimodal distribution indicates a mixed terrestrial and marine-derived OM. In contrast, the chromatogram from the distal environment is characterised by a unimodal n-alkane distribution pattern centred on compounds in C_{11} - C_{15}, fully representative of a marine-derived OM.

In addition to alkylbenzene compounds, aromatic fractions also comprise alkylnaphthalenes (Fig. 6) and minor alkylphenanthrenes. These compounds which are particularly well represented in the sample from the proximal environment confirm the importance of terrestrial OM inputs in this area. Minor amounts of hopanoids ($C_{27} – C_{31}$) which were identified in the distal area sample (Fig. 8) witness for the development of anaerobic bacteria in the corresponding deposition environment (Peters and Moldowan, 1993; Tissot and Welte, 1984).

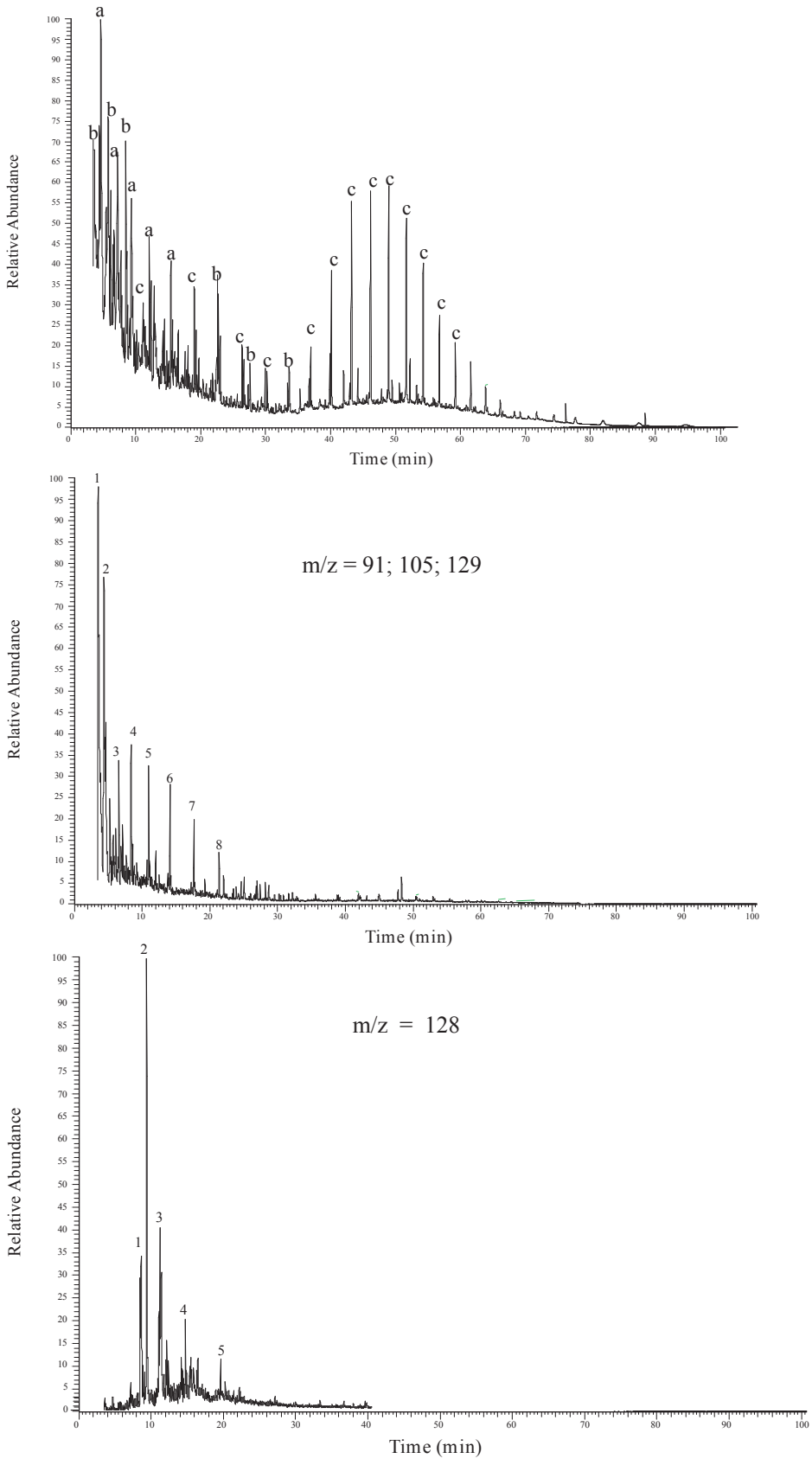


Fig. 6. (A) Gas chromatogram showing relative abundance of major compound in Senegal samples. (a): alklylbenzene; (b) Naphtalene; (c) alkane.
(B) Gas chromatogram showing distribution of alklybenzene serie (see table1 for identification);
(C) Gas chromatogram showing the distribution of Naphtalene serie (see table 2 for identification).

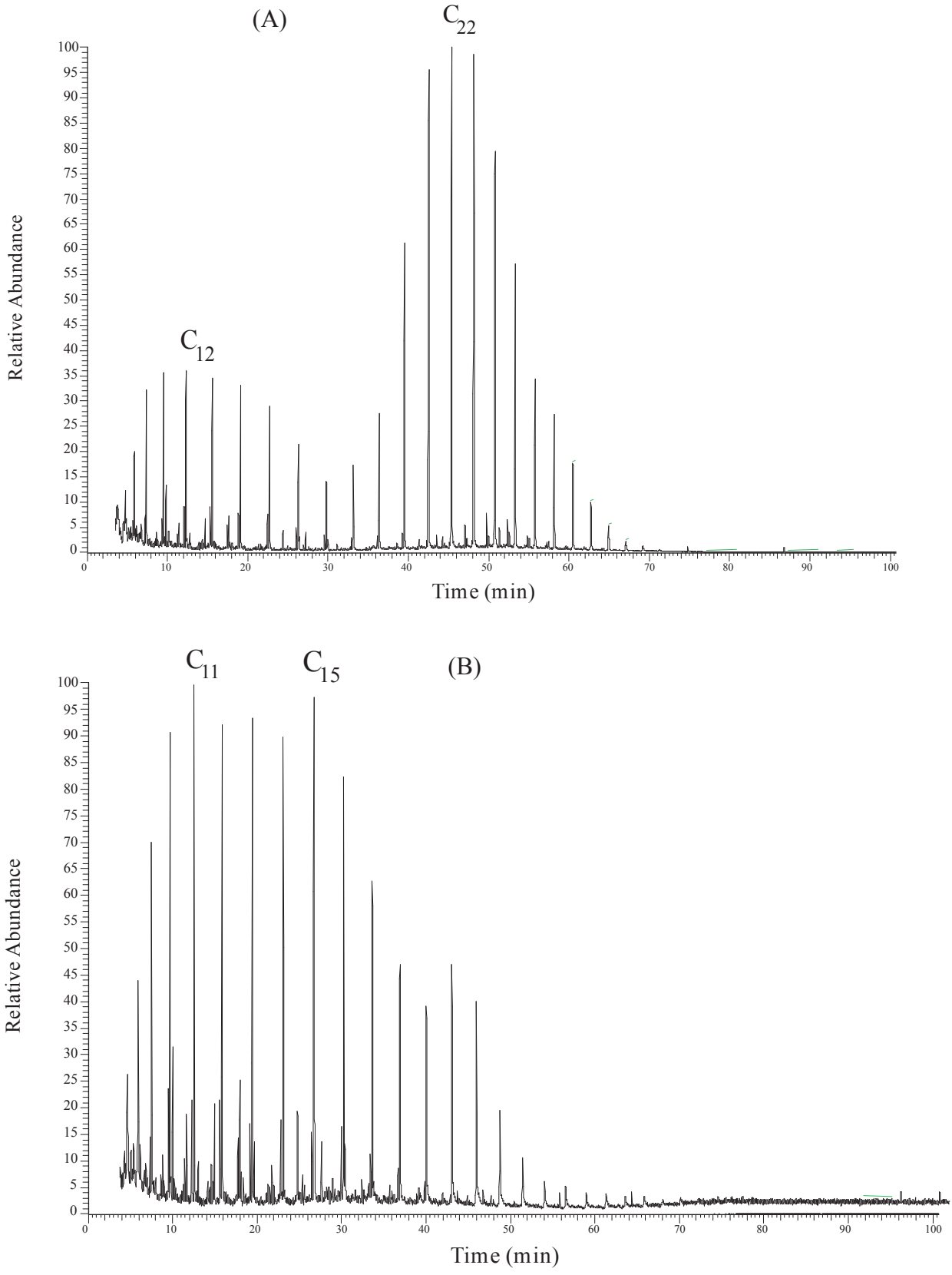


Fig. 7 Gas chromatograms showing n-alkane distribution in Senegal samples. (A) Proximal area with bimodal distribution; (B) distal showing unimodal distribution

Peak number	*Compounds*
1	Naphthalene
2	Methylnaphthalene
3	Dimethylnaphthalene
4	Trimethylnaphthalene
5	Ethylnaphthalene

Table. 2 Naphthalene identified in Senegal samples

Tarfaya basin

Petrographic and bulk geochemical characteristics

Tarfaya sediments which appear as dark laminated bituminous limestones, show much higher TOC contents than lateral equivalent samples from the Senegal. As a matter of fact, despite some organic-poor levels (ca. 1.5% TOC), the Moroccan sediments present mean TOC contents of 7.5% which can reach up to 16% (fig. 3). HI values vary from 500 to 850 mg HC g^{-1} TOC with an average around 600 mg HC g^{-1} TOC. According to HI vs. OI as well as HI vs. Tmax diagrams, OM fall close to the maturation pathways typical for type I and type II kerogens (Fig. 3). Such high TOC and HI contents suggest high primary phytoplanktonic productivity or/and favourable OM preservation conditions (Tissot and Welte, 1984).

In this general context, C/N ratios lower than 10 (Fig. 3) could be indicative of a notable contribution of nitrogen-rich OM of marine origin. S/C ratios (Fig. 3) greater than 0.36 suggest that the depositional environment was submitted to euxinic conditions (Raiswell and Berner, 1985; Raiswell et al., 1988; Minster et al., 1992; Morse and Berner, 1995).

Organic particles observed under photonic microscope (Fig. 9) consist mainly of liptinite (90 – 95%). The prevailing liptinite groups are alginite and bituminite, while liptodetrinite is seldom observed. Alginite occurs as small (usually less than 20 µm long) elongated particles (lamalginite). In marine sediments, alginite and liptodetrinite respectively represent the morphologically well and little preserved remains of marine plankton. Bituminite is commonly regarded as a microbial degradation product of more labile OM that can only be (partly) preserved under exceptional conditions such as anoxic bottom waters (Teichmuller,

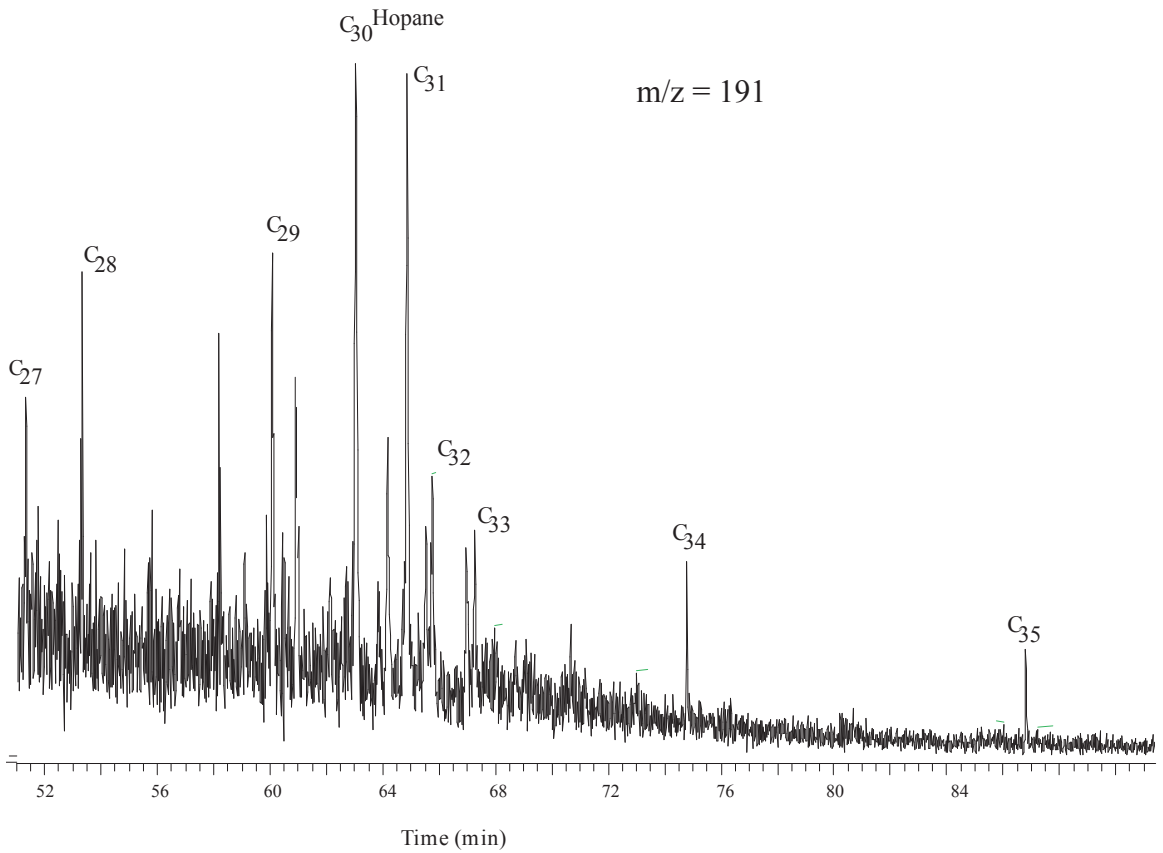


Fig.8 Gas chromatogram showing hopane serie in distal part of Senegal platform

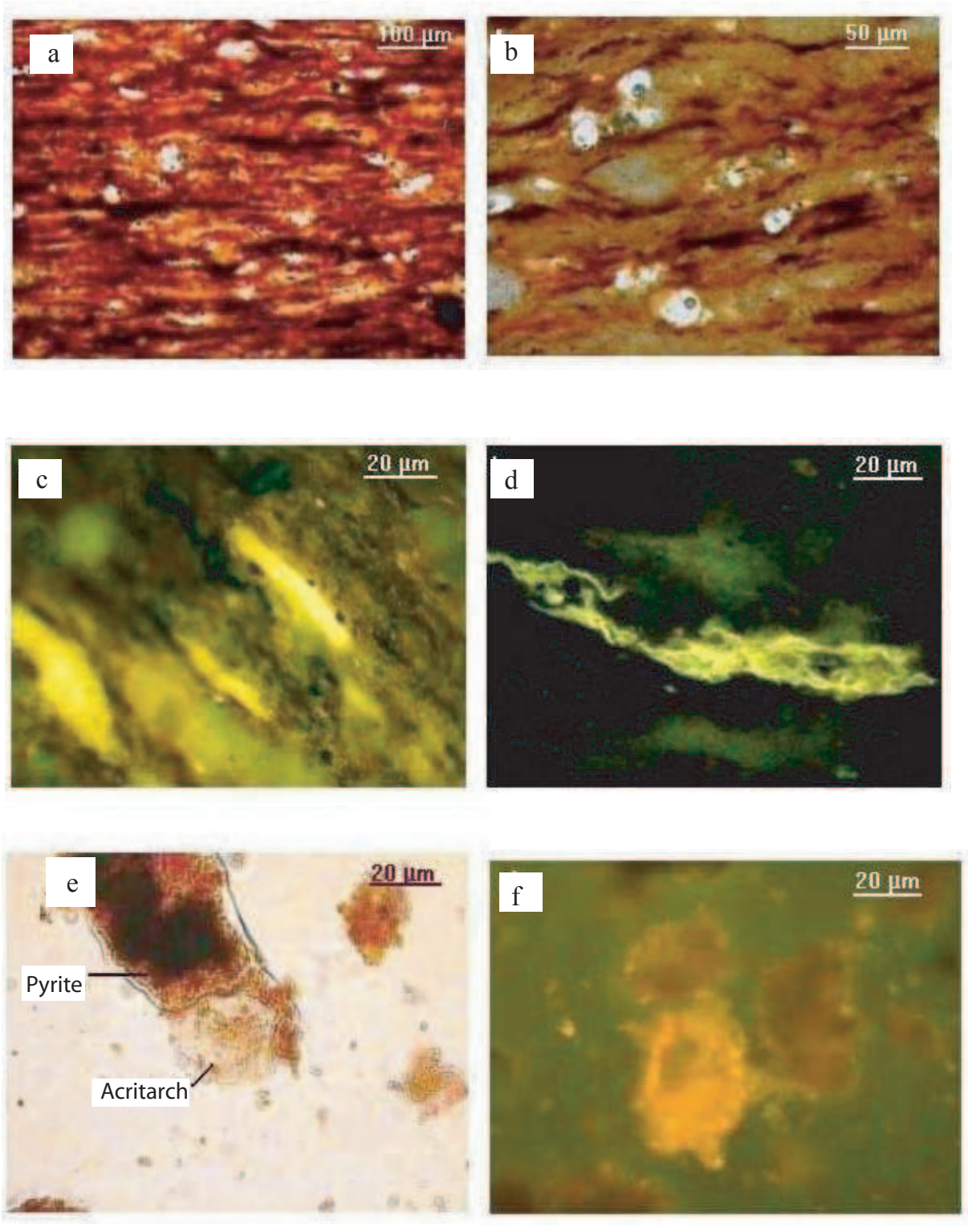


Fig. 9 Photomicrographs illustrating the typical maceral composition of Tarfaya studied samples (a) Organic rich sample showing high OM bands; (b) Organic poor sample with dense mineral (c) and (d) Strong fluoriscing alginite . (e) Reddish brown amorphous organic matter (AOM) and (f) fluoriscing AOM

1982; Tyson, 1995). Thus, in addition to other indicators such as the abundance of organic carbon and high S/C ratios, high proportions of bituminite witnesses for the establishment of anoxic bottom waters during deposition. A subordinate proportion of particles of inertinite or vitrinite of terrigenous origin were also observed. The scarcity of such terrigenous particles indicates low inputs of eroded material in the basin.

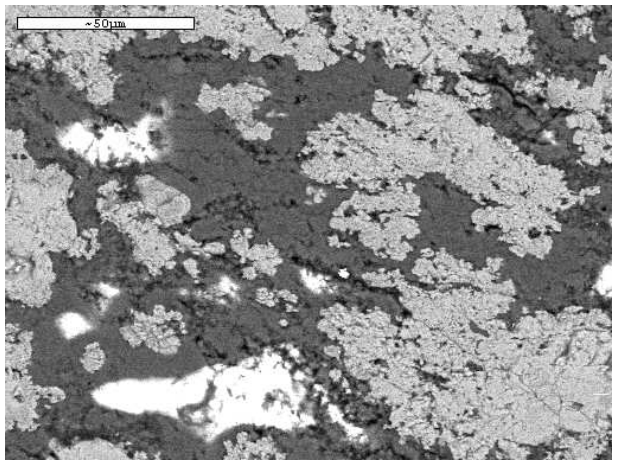
Under transmitted light (fig. 9), OM particles isolated by destruction of the mineral matrix (palynofaciès extracts), appear highly dominated by homogenous reddish-brown gelified AOM flakes with frequent inclusions of pyrite flamboids. AOM flakes present variable morphologic appearance and often fluoresces under blue incident light. This fluorescence suggests an oil-prone composition and favourable OM depositional conditions (Lewan, 1986). Rare opaque debris can be identified as inertinite and vitrinite particles. The palynomorphs also contain algal remains and dinocysts and acritarchs. The absence of contrasted OM composition suggests the existence of a single OM source (i.e. marine).

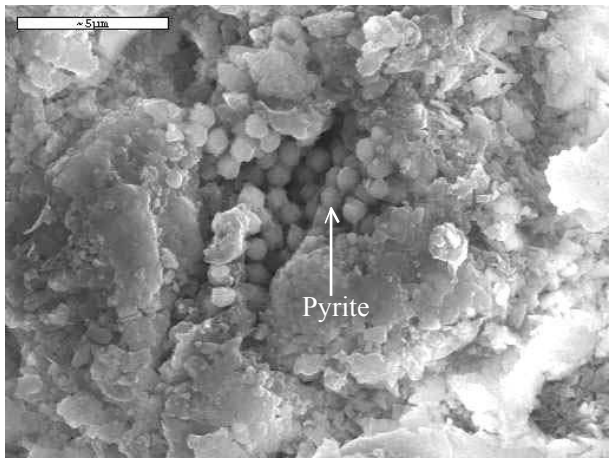
Vitrinite reflectance values determined from the very few particles observed usually vary between 0.3 and 0.45%. These values are in general agreement with Tmax data which range between 419°C and 422°C and thus indicate that the OM is still immature (Fig. 3).

SEM investigations show that the microtexture of Tarfaya sediments is similar to that of Senegal samples, except for the predominance of thick OM laminations in organic-rich sediments. The main difference between the two series concerns sulphur distribution, since EDS microanalyses reveal that the whole OM is here enriched in this element (Fig. 10). This observation points out the role of sulphurisation processes in OM preservation in Tarfaya. The analyses of the mineral fraction (Fig. 11) and elemental X-ray mapping show the predominance of Ca, and in a lesser extent, the presence of carbonate formations.

Molecular organic geochemical proxies

The gas chromatogram obtained from samples of the Tarfaya formations are shown in (Fig. 12). (Tables 3, 4 for identification). The major compounds comprise a long series of alkylthiophenes dominated by 2-ethyl 5-butyl thiophene. A high alkylthiophene content is characteristic of type II-S kerogens (Sinninghé Damsté et al., 1988, 1989a). According to various authors (e.g. Riboulleau et al., 2000 and refs therein) the abundance of sulphur-





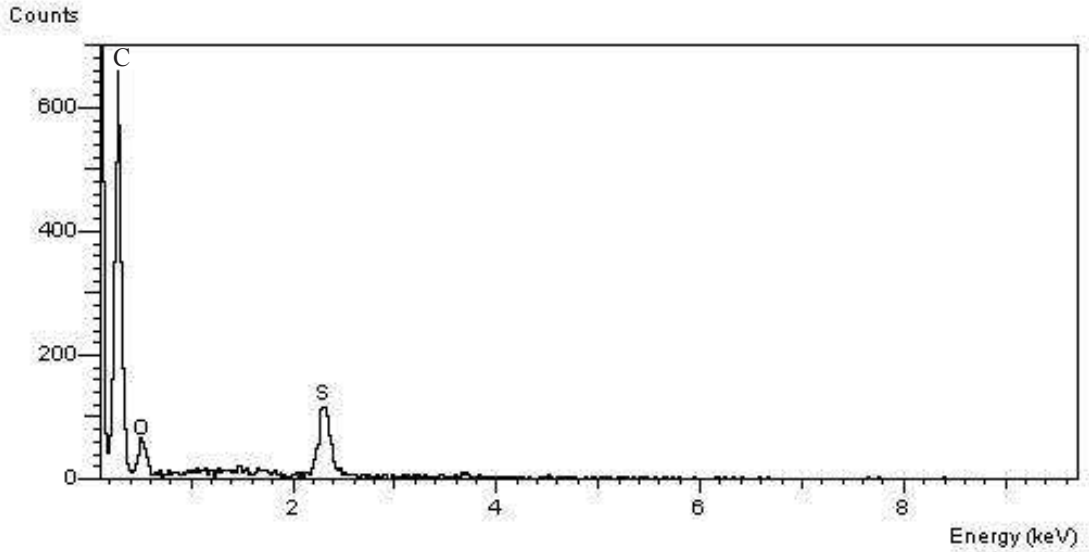
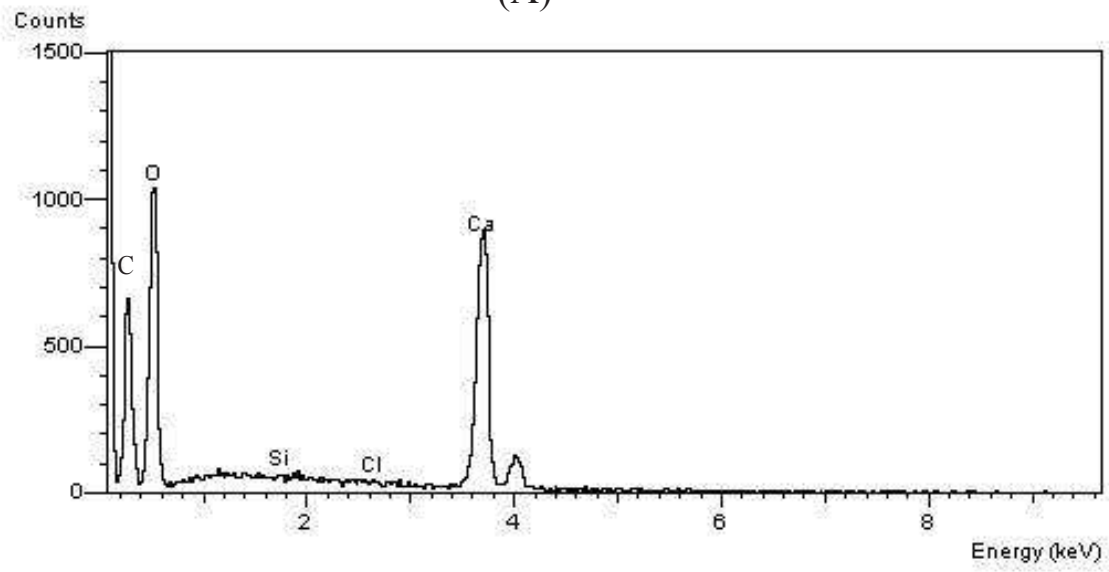
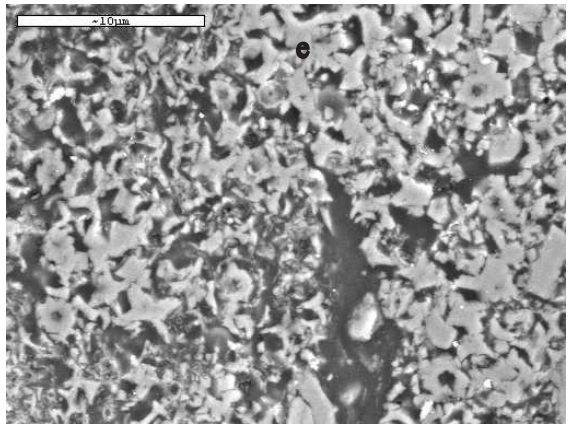


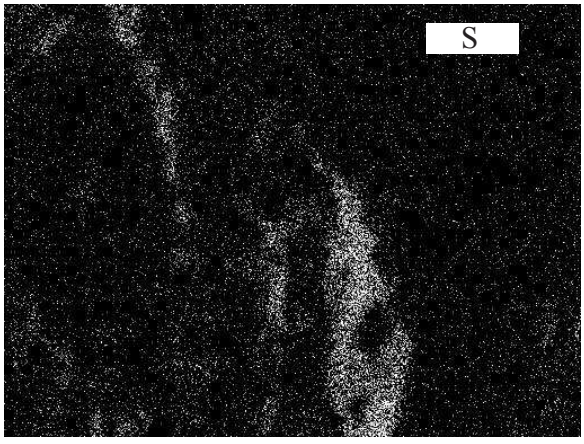
Fig.10 SEM images of Tarfaya samples showing both OM and mineral matrix relationship and pyrite distribution in mineral matrix The EDS spectra show the presence of Sulphur in OM.

(A)



(B)





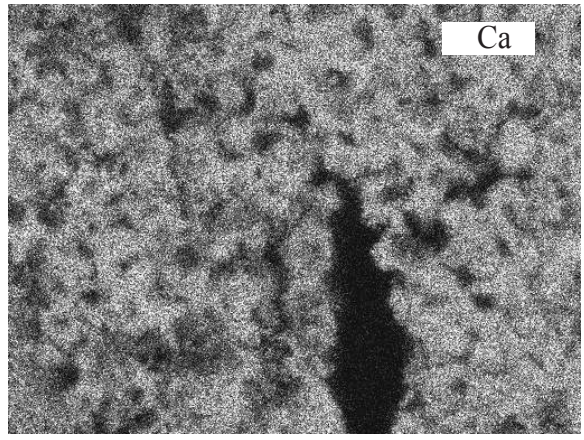


Fig. 11 (A) EDS analysis spectra showing mineral composition of Tarfaya sediments; (B) an example of elemental (S, ca) fringerprints of Tarfaya sample

containing compounds results from the sulphurisation of planktonic lipids and carbohydrates during early diagenesis. Rare benzothiophenes are also observed.

The n-alkane series (Fig. 13) shows short chain predominance with a maximum abundance at C_{11}. This unimodal distribution indicates the virtual predominance of marine OM. Pentacyclic triterpane biomarkers are low abundant or even absent. Hopanoids mainly occur as trisnorhopane (Fig. 13), higher homologues in $C_{28} – C_{32}$ are not well developed. Steranes were not present in high level enough to be identified.

Peak	*Compounds*
1	2- Hexyl thiophene
2	2- ethyl 5- butyl thiophene
3	2- Ethyl -5-methyl thiophene
4	2- Butyl 5-ethyl thiophene
5	2,5 Diethyl thiophene
6	2- Pentyl thiophene
7	2- Isopropyl thiophene
8	2-Butyl thiophene
9	Benzothiophene
10	3-Methyl 2-butyl thiophene
11	Benzothiophene
12	3-pentyl 3methyl thiophene
13	2-Hexyl 3-ethyl thiophene
14	3- Methyl 2 - butyl thiophene
15	Benzothiophene
16	Propylthiophene
17	2,3,5 Trimethylthiophene
18	2-Propyl 3-methyl thiophene

Table. 3 Alkyllthiophene identified in Tarfaya samples

Peak	*Compouds*
1	2-butyl benzene
2	ethylbenzene
3	1,4 dimethylbenzene
4	1,2,3,4 tetramethylbenzene
5	1- methyl 4- methylbenzene
6	propylbenzene
7	hexylbenzene
8	3-methyl 2-ethylbenzene
9	1,2,4-trimethylbenzene

Table. 4 Alkylbenzenes identified in Tarfaya samples

Interpretation and Discussion

Comparison between Senegal and Tarfaya basins (Table 5) shows large contrast in OM abundance and characteristics. Senegal sediments exhibit mixed OM composition from terrestrial and marine origin. This feature is corroborated by bimodal n-alkane distributions, generally high C/N ratio values and medium to low HI values. Unlike Senegal, Tarfaya sediments show nearly homogenous OM composition highly dominated by marine-derived amorphous organic matter (AOM). High HI values, rather low C/N ratio values and n-alkane distributions dominated by short-chain compounds, all support the predominance of phytoplanktonic OM.

Senegal and Tarfaya basins also differ on another fundamental factor that is OM preservation conditions. The low S/C values observed on the Senegal platform suggest that C-T sediments were deposited in suboxic medium conditions little favourable to OM preservation. These unfavourable conditions were most probably at least partly counterbalanced by a relatively rapid burial due to a high sedimentation rate (>10cm/1000yr). Nevertheless, the latter factor also entailed a notable dilution of the organic inputs. Finally, a limited primary production, poor preservation conditions and high inorganic inputs globally result in the observed low TOC contents. Such features are not observed in Tarfaya where high S/C ratio values typify anoxic depositional conditions whereas a low sedimentation rate (< 2cm/1000year) excludes a

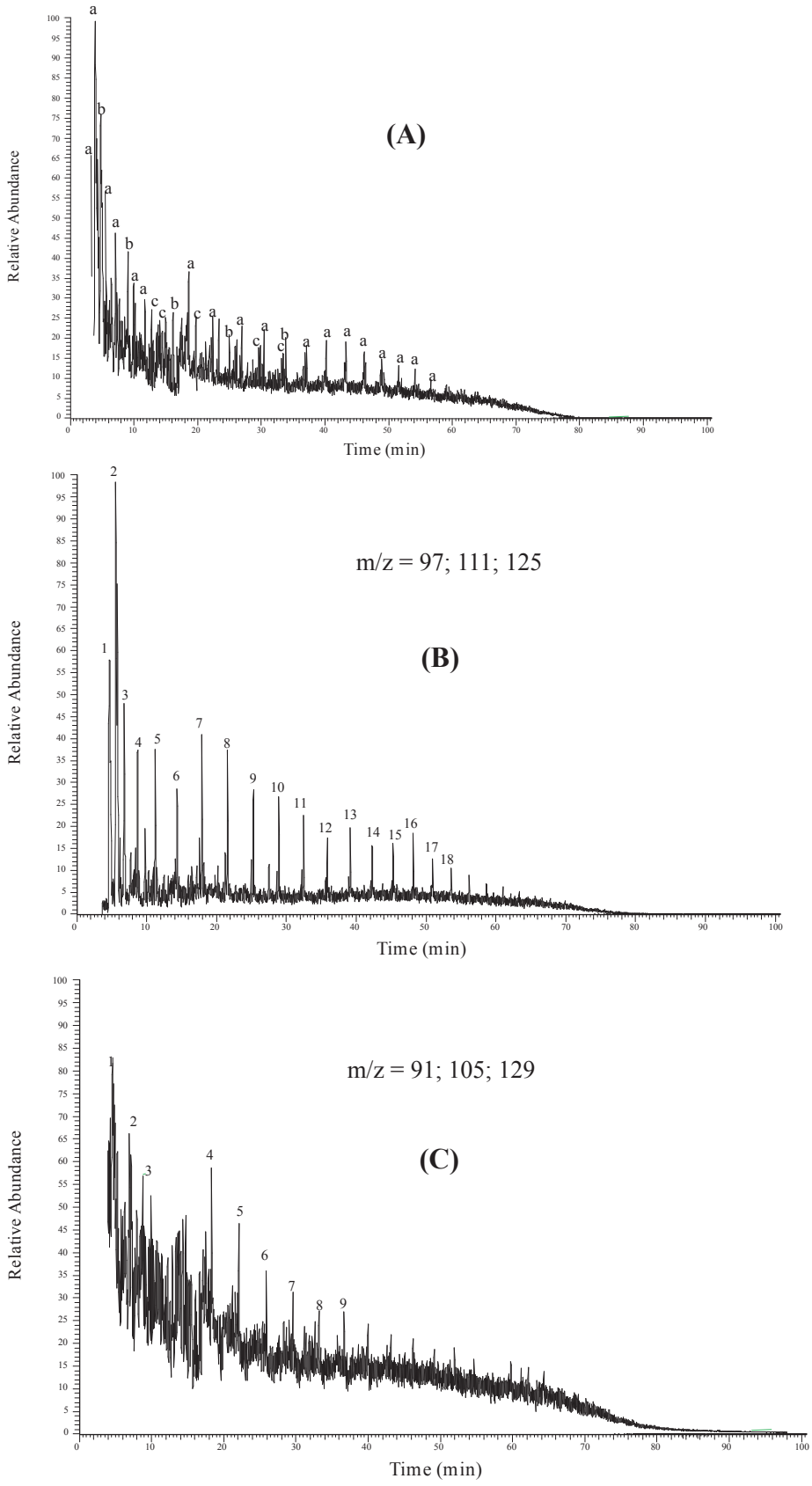


Fig. 12 (A) Gas chromatogram showing relative abundance of major compound in Tarfayasamples.
(a): alklylthiophene; (b) alkylbenzene; (c) alkane.
(B) Gas chromatogram showing distribution of alklythiophene serie (see table3 for identification);
(C) Gas chromatogram showing the distribution of alkylbenzene serie (see table 4 for identification).

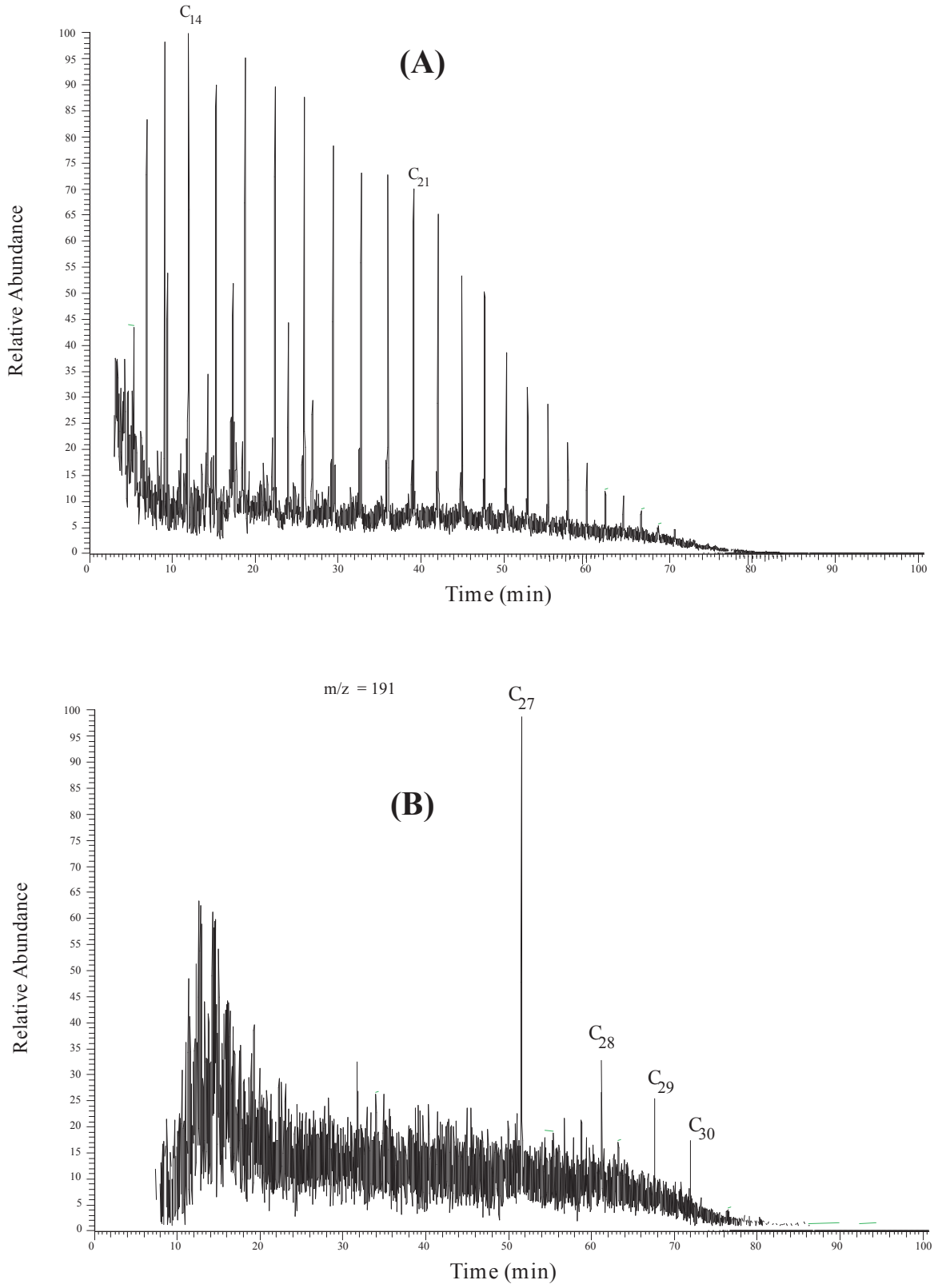


Fig.13 Gas chromatograms showing n-alkane unimodal distribution (A) and hopane distribution (B)

high dilution of the organic inputs by the mineral matter. In addition, it is worth underlying that the high sulphur content of Tarfaya sediments is mostly due to S-bearing organic compounds. This is clearly indicative of high reduced sulphur production and incorporation in the OM, during early diagenesis, and thus necessarily of pronounced anoxic medium conditions.

In order to determine a more coherent depositional model for NW Africa margin, the results obtained on Tarfaya and the Senegalese basins are compared to other C-T occurrences in the study area (Table 5). The first of these sites corresponds to DSDP 367 well drilled offshore Senegal (Fig. 1) which penetrated a C-T series consisting of alternating black and green claystones deposited in pelagic environment (Lancelot and Seibold, 1977). At this site the sediments show the highest TOC contents (about 40%) recorded on the NW African margin, with HI values comprised between 300 to 900 mg HC g^{-1}TOC (Herbin et al., 1986). The second site which was documented by the CM7 exploration well in the Senegalese basin is also situated offshore Senegal, in southern Casamance. It is representative of a slope or a hemipelagic environment, and thus could be compared to the Tarfaya basin. The sediments from this site exhibit moderate TOC values (ca. 7%) (Lancelot, 1980).

The comparison of OM data from these two sites with those of Tarfaya and Senegal onshore area (Tab. 5) suggests a westward increase in OM productivity and/or preservation from the shelf (Senegal platform), to the transitional slope (Tarfaya and South Casamance) and the abyssal area (DSDP 367). Such evolution contrasts with the distribution of organic carbon contents observed in major recent and present depositional marine settings (Suess, 1980; Tissot and Welte, 1984; Bordenave, 1994). Indeed, the OM export flux from euphotic zone exponentially decreases with depth throughout the water column (Suess, 1980), even in the case of high primary productivity such as in upwelling areas (Bertrand et al., 2003; see hereafter). This process necessarily results in the accumulation of OM depleted sediments in deep water settings (abyssal area) compared to shelf areas. The processes that might have influenced OM accumulation in the NW African margin during the C-T period are discussed here below, and confronted to those observed by many authors in modern high OM sedimentation environments.

Samples	**Tarfaya (hemipelagic)***	**Senegal onshore (shelf environment) ***	**Senegal offshore (CM7) (hemipelagic) ****	**DSDP 367 (Pelagic) *****
Thickness (m)	100 - 150	500 - 2050	300	150
Sedimentation rate (cm/1000yr)	1.1 – 1.7	10 - 22	3.3	1.7
TOC (%)	1.5- 16 %	<4%	1.27 – 8.72	10 – 40%
HI (mg HC/gTOC)	500-850	<400	152- 660	300 -900
Kerogen type	II	II and III	II rarely III	II
C/N	<10	<10>		
S/C	>0.36	0.36		
Liptinite	90-95% (alginite; bituminite)	Very low		
AOM	Highly predominant	>60%		Highly predominant
Vitrinite I	Very low	Notable		rare
Vitrinite II	Very low	Notable		rare
Inertinite	Very low	Notable		rare
Molecular predominance	Alkylthiophenes	Alkyl benzene		Benzothiophene
Tmax (°C)	419-422	435 - 445	434 - 438	396 431
R0	0.3-0.4	0.3 - 0.9	0.57 - 0.64	0.24

Table 5. Synthesised petrographic and geochemical data of Cenomanian-Turonian sediments North Western Atlantic margin area. * this study, ** (Lancelot, 1980), *** (Herbin et al., 1986)

C-T Primary productivity on the NW African margin: comparison with present day upwelling areas

The reconstruction of primary palaeoproductivity in general poses a number of problems. One of the main enigmas concerns the source of nutrients that must have supported high OM production. Generally, an abundant supply of nutrients to the surface photic layer can originate from terrestrial environments with riverine transport to the sea and/or directly from the sea, by upwelling currents.

The importance of terrestrial material inputs can be appreciated by the rate of sediment accumulation (Waples, 1983). In the present study, the average rate of sediment accumulation during C-T black shale deposition is estimated to 1.1 to 1.7 cm/kyr for deep areas (Tarfaya and DSDP 367) and 10 to 22 cm/kyr for continental shelves. In comparison, sediment accumulation in modern high productivity areas such as the Peruvian margin is about 19 cm/kyr (Oberhänsli et al., 1990) and about 30 to 120cm/kyr for the Namibian continental margin (Calvert and Price, 1983). Then, the relatively low terrestrial inputs observed in hemipelagic and abyssal areas cannot explain the high OM productivity of these latter sites.

The other possible mechanism for nutrient supply and therefore high bioproductivity in marine area is the upwelling process. The assumption concerning the existence of a palaeo-upwelling regime along the NW African coast during C-T was initially only based on the existence of high OM contents in the sediments (Herbin et al., 1986). A key to the recognizance of this process in ancient series requires the identification of some characteristic markers within the sediments. In this respect, recent studies emphasise the distinction between nutrient markers (e.g. nitrates, phosphates, silicates…) and those related to OM production (e.g. diatomaceous ooze, microfossils...) (Romero and Hebbeln, 2003). For example, particular benthic foraminifera assemblages support the existence of palaeoecological conditions specific to upwelling regime in slope to shelf margin environments in NW Africa (Wiedmann, 1978; Kuhnt and Wiedmann, 1995). Thus, the abundance of *Gabonita* (typical benthic foraminifera of high productivity areas) in Tarfaya sediments is considered as a proxy of considerable paleoproductivity due to upwelling system (Kuhnt and Wiedmann, 1995).

Other arguments can also be found in modern supposedly comparable depositional settings. Then, two areas presently well-known to be the site for efficient coastal upwelling

responsible of high primary productivity are thus here to be considered: the Peruvian margin and the Namibian shelf. Both occur under vigorous costal upwelling system responsible of

high primary productivity in the photic zone (Devries and Paercy, 1982; Calvert and Price, 1983; Dingle, 1995). On the Peruvian margin, OM rich sediments are accumulating on the continental shelf (depth lower than 300 m) along the eastern Pacific Ocean coast. The sedimentation rate of about 19 cm/kyr contributes to a maximum sediment organic carbon content of about 12% (Dingle, 1995). Such values strongly contrast with the low TOC content of the Senegal platform deposits despite a roughly similar sediment accumulation rate. On the Namibian shelf, recent studies have evidenced the presence of OM-rich sediments deposited in hemipelagic and pelagic environment with an average TOC content of 3.5 % (Bertrand et al., 2003). On the platform (i.e. below 150 m depth) TOC contents reach 9% in an average, but they locally reach 25% (Calvert and Price, 1971). Some authors proposed that the abyssal rich sediments might be composed of material redeposited from slope, after having been transported to depth by turbidity currents (Huc et al., 2001; Stow, 2001). This assumption is supported by absence of features characteristic of anoxic environment such as laminations and benthic foraminifers (Meyers et al., 1984). There are some similarities in term of high OM content in deep sea sediments between present sedimentation from Namibia and NW African C-T series. However, in contrast to Namibian
sediments, the abyssal black shales investigated in NW Africa exhibit fine laminations and no evidence of bioturbation (Herbin et al., 1986; Lancelot and Seibold, 1977). Such features are typical for anoxic depositional conditions. In addition, the absence of carbonates indicates that these black shales were deposited below the carbonate compensation zone (CCD), in pelagic environment (Lancelot and Seibold, 1977).

Assuming a preservation factor of 2%, Bralower and Thierstein (1984) estimated the primary productivity to ca. 50 gCm^{-2}/yr corresponding to the middle Cretaceous North Atlantic black shale. Such a value is markedly lower to that measured in present day upwelling systems and which amounts to 200 - 3600 gCm^{-2}/yr (Pedersen and Calvert, 1990).
In the light of the above discussion which throws some doubts on the role of upwelling systems in the formation of OM-rich sediments we are inclined to admit that this process probably did not controlled the deposition of C-T sediments on NW African coastal area.

Euxinic depositional conditions: role of isorenieratane

The discovery of isorenieratane in sediments from Cenomanian-turonian in North Atlantic Ocean (Sinninghe Damsté and Köster, 1998), the Pliocene from Mediterranean Sea (Bosch et

al., 1998; Passier et al., 1999) and recently, in Tarfaya basin (Kolonic et al., 2002; Simons et al. (2003), shed some new light on the conditions of black shale deposition. As a matter of fact, this molecule derives from the reduction of isorenieratene, a carotenoid uniquely biosynthesized by the brown-colored strains of photosynthetic green sulphur bacteria (*chlorobiaceae)* living under low light. In modern environments like the Black-Sea the *clorobiaceae* proliferate only in sulphate and sulphide–rich waters below the oxic/anoxic boundary (Repeta, 1993; Sinninghé Damsté et al., 1993; Wakeham et al., 1995). Their presence in sediments thus strongly suggests than euxinic waters extended into the photic zone at the time of their deposition (Sinninghé Damsté et al., 1993; Wakeham et al., 1995).

The absence of such a marker in the Senegal platform series corroborates previous studies suggesting suboxic depositional conditions (Nzoussi-Mbassani et al., 2003). Contrary to Kolonic et al., 2002, we did not identify any isorenieratene derivative in the pyrolysates of Tarfaya samples. However, the presence of 1,2,3,4 tetramethylbenzene (TMB) in the alkylbenzene series might give some indications about anoxic conditions in the basin. As a matter of fact, this compound could be considered as originating from the β cleavage of aromatic carotenoid moieties such as isorenieratene during pyrolysis (Hartgers et al., 1994b). This compound has previously been observed in the Western Canada sedimentary basin (Fowler et al., 1993), in the Bakken formation (Muscio et al., 1994) and more recently, in Holocene series (Aycard, et al., 2003). However, its real diagnostic value depends on alkylbenzene distribution (Hartgers et al., 1994b, Hoefs et al., 1995). More explicitly, Hartgers et al., (1994b) considered the abundance of TMB as an indicator of isorenieratene incorporation during early diagenesis, when coupled to the co-occurrence of 1-ethyl-2,3,6-trimethylbenzene. Such a particular distribution was not clearly observed in the pyrolysates of our samples. However, because high S/C ratio values (greater than 0.36) and the abundant of organic sulphur compounds support the presence of high H_2S content in Tarfaya basin, the TMB can likely be derived from isorenieratene. The development of anoxic column can then be regarded as a global phenomenon that affected only deep waters as suggested by the

similar evidences of anoxic deposition medium found in Tarfaya and Senegal offshore sediments.

Depositional model

The appraisal of Cenomanian-turonian depositional conditions also requires taking into account the whole basin evolution since the rifting period. The development of a rifting system such as that initiated by Gondwana break up during Early Cretaceous times, usually results in the development of normal faults bounding downthrown and upthrown sides (Anders and Schlische, 1994). As the faults increase in length and displacement, the system attains a typical half-graben geometry which results in the formation of many isolated basins delimited by high accommodation zone (Anders and Schlische, 1994; Gawthorpe, 1999; Hardy and Gawthorpe, 1998). In the North African margin, the existence of a halfgraben system responsible of isolated and rift related basins has been recognised by numerous authors (Arthur et al., 1987; Koutsoukos et al., 1991; Orgeval, 1994). The implication of such a tectonic system for further sediment filling and OM accumulation is investigated here after according to the depositional model summarised in Fig.14**.**

In the general framework of the geological evolution of the whole study area, the different expressions of the so-called C-T anoxic events in the various sites examined led us to suggest that palaeorelief features might have isolated deep and anoxic areas from the platform and related suboxic environments. This palaeorelief could have been the relict of the upthrown side/compartment formed during rifting. This structural element might have played a key role in limiting exchanges between water bodies and especially in isolating the deep environment (Tarfaya, CM7, DSDP 367) and open shallow marine settings (Senegal shelf). This latter areas were characterised by full water circulation and high terrigeneous inputs from hinterlands (siliciclastics, plant material). This detrital material mostly originated from Mauritanides chain to the East and the Reguibat structure to the North.

Thus, the Tarfaya basin can assumed to be an equivalent of south Casamance (CM 7). Both areas are slope depositional setting representing transitional environments between the isolated platform shelf and the deeper domain (DSDP 367). The estimated moderate primary productivity makes the reason for the development of euxinic conditions more debatable. However, it can be assumed that the slope and abyssal field knew comparable stagnant conditions to those presently found in the Black Sea. The development of anoxia must be

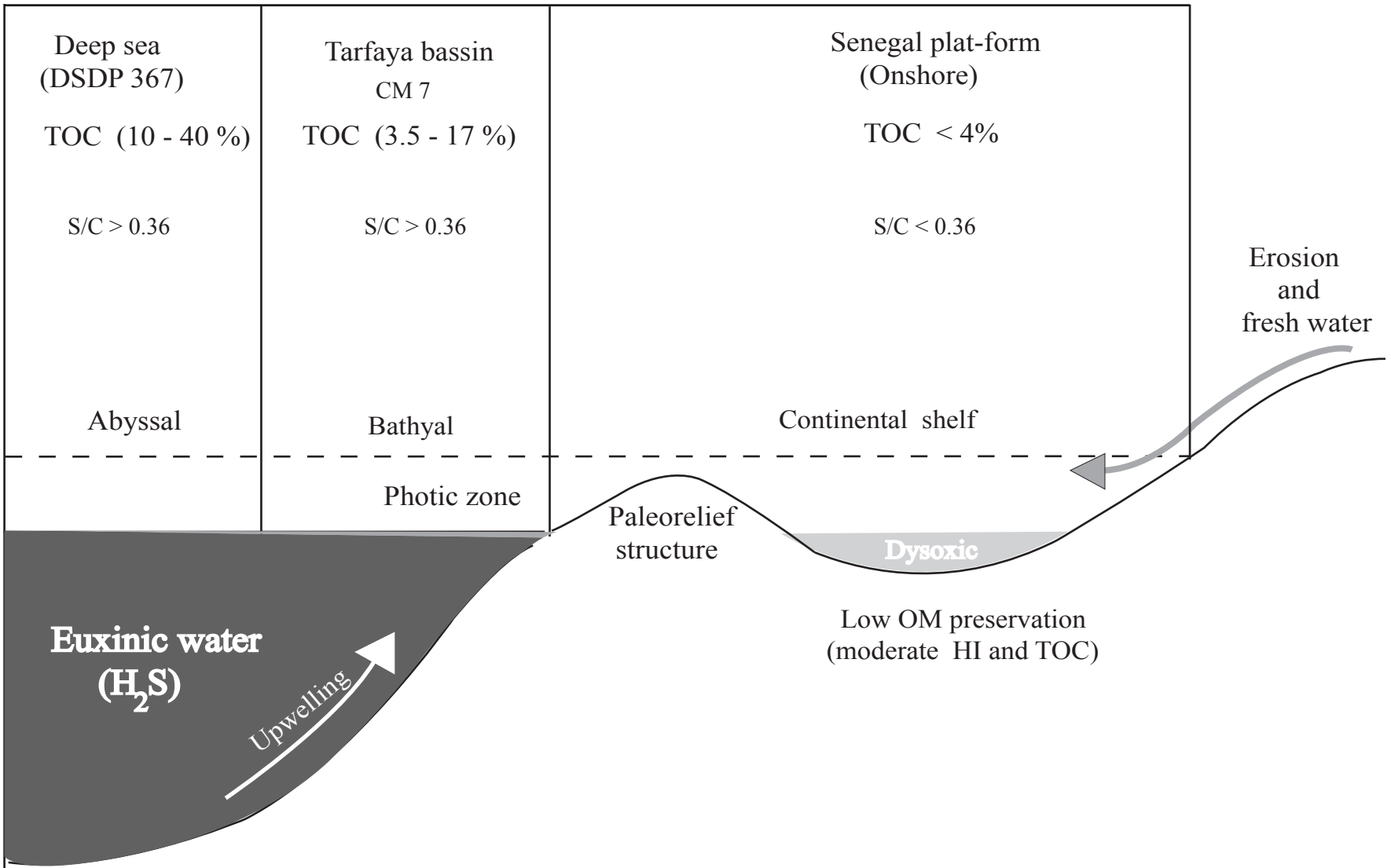


Fig. 14 Paleoceanography and depositional setting during Cenomanian-Turonian time Note the presence of paleorelief structure between the continental shelf and the bathyal and abyssal environment. This strucure restricted water exchange between both depositional setting.

regarded as the result of various factors. Among them figure the confined and juvenile nature of the basin (proto Atlantic) with restricted water circulation, and with stratification related to salinity content. A warm and equable climate (supported by abundant illite and the presence of chlorite) (Nzoussi-Mbassani, 2003) probably also played some part in oceanic stagnation. In the absence of cold polar waters, the oceanic circulation was certainly completely different than today and probably driven by the formation of warm saline bottom waters at low latitude. These latter ones might have reduced the oxygen content of ocean waters. All those factors determined excellent OM preservation conditions prevailing on probable moderate primary productivity to ensure efficient accumulation.

The described model agrees with some previous observations concerning C-T sediment distribution (Arthur et al., 1987; Koutsoukos et al., 1991; Orgeval, 1994). Those authors observed that C-T strata in North Africa (Moroccan Middle Atlas, NE Algeria, eastern Sirte basin and Jordan) was restricted to a marine facies deposited under minimum water depth and with a distribution that followed palaeoreliefs that existed at that time. This feature appears susceptible to explain the East-West increase in organic carbon content observed from platform to hemipelagic and pelagic environment.

Conclusion

Two facies of Cenomano-turonian sediments were studied by applying combined organic petrography and bulk and molecular geochemistry approaches. The characteristic features of each facies revealed major differences in the depositional environment during this period. At the scale of North Africa margin those differences are attributable to paleogeographic configuration and particular geodynamic evolution. The OM-rich sediments were most probably preferentially deposited in isolated and stagnant basins, with oxygen depleted bottom waters.

Those environments are rift related basins originating from horst and grabben structures resulting from Atlantic Ocean formation. The development of anoxic conditions is attributed to restricted circulation conditions and related water stratification. The existence of palaeorelief contributed to limited water exchange between the eastern more oxygenated water and western confined basin. The organic poor sediments of the platform environment resulted from open marine influence and terrigenous inputs. The autochthonous primary productivity appeared moderate, especially when compared to present-day upwelling areas. In

this context, the occurrence of OM-rich sediments cannot be attributed to redeposition processes such as observed in deep environment offshore Namibia but to exceptional preservation conditions. In isolated depositional environment, OM composition is dominated

by well preserved compound with predominant sulphuration processes whereas the opened medium received mixed OM from terrestrial and marine origin.

Finally, according to a body of evidences, the conditions that prevailed along the NW African margin during Cenomanian-turonian times clearly differed from those found in the environment of modern upwelling cells.

Acknowledgements

The authors would like to thank A O. Wane and J. Medou from the Senegalese Petroleum Corporation for allowing us to access the data and collect the samples. They are grateful to M. Hatton and D. Keravis for technical assistance.

References

Allan, J., Bjorov, M., Douglas, A.G., 1980. A geochemical study of the exinite group maceral alginite, selected from three Permo-Carboniferous torbanites. In: Douglas, A.G., Maxwell, J.R.(Eds), Advances in Org. Geochem., pp. 599-618. Pergamon Press, Oxford.

Arthur, M.A., Schlanger, S.O., 1979. Cretaceous "Oceanic Anoxic Events " as causal factors in developpemnt of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bulletin*, 63(6), 870-885.

Arthur, M.A., Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1987. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxia event II: Paleoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.), Marine and Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ. 26, pp. 401-420. London.

Aycard, M., Derenne, S., Largeau, C., Mongenot, T., Tribovillard, N., Baudin, F., 2003. Formation pathways of proto-kerogens in Holocene sediments of the upwelling influenced

Cariaco Trench, Venezuela. Org. Geochem. 34, 701-718

Baudin, F., 1995. Depositional controls on Mesozoic source rocks in the Tethys. In Huc, A-Y. (Ed). Paleogeography, paleoclimate, and source Rocks. Am. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology, vol. 40, pp. 191-211.

Bertrand, P., Pedersen, T.F, Schneider, R., Shimmield, G., E., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.R., Massias, J., Tribovillard, N., Huc, A.Y., Giraud, X., Pierre, C., Vénec-Peyré, M..T., 2003. Organic-rich sediments in ventilated deep-sea environments: relationship to climate, sea level, and tropic changes. J. Geophy. Res. 108: 1-11.

Bordenave, M.L., 1993. The sedimentation of Organic Matter. In: Bordenave, M.L. (Ed), Applied Petroleum Geochemistry, pp. 16-73. Technip, Paris.

Bosch, H.-J., Sinninghe Damsté, J.S., de Leeuw, J.W., 1998. Molecular palaontology of Eastern Mediterranean sapropels: Evidence for photic zone euxinia. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds), Proceeding of Ocean Drilling Program. 160, pp.725-735. Scientific results.

Bralower, T.J., Thierstein, H.R., 1984. Low productivity and slow deep circulation in mid-Cretaceous oceans. Geology 12, 614-618.

Busson, G.W., 1972. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, 8, 194p.

Busson, G., Cornée, J., 1996. L'évènement océanique anoxique du Cénomanien supérieur-terminal. Soc. Géol. Nord Publ. 23 (143 pp.).

Calvert, S.E., Price, N.B., 1971. Recent sediments of the South West African shelf. The geology of the East Atlantic continental margin. Delaby, F.M., 70/16, 175-185. Her Majesty's Stationery Office, London.

Calvert, S.E., Price, N.B., 1983. Geochemistry of Namibian Shelf sediments. In: Thiede, J., Duess, E. (Eds), Coastal Upwelling: Its Sediment Record, Part B. Sedimentary records of Ancient Coastal Upwelling. pp. 337-375. Plenum Press, New York.

Derenne, S., Largeau, C., Casadevall, E., Sinninghe Damsté, J.S., Tegelaar, E.W., de Leeuw, J.W., 1990. Characterisation of Estonian kukersite by spectroscopy and pyrolysis: evidence for abundant alkyl phenolic moieties in an Ordovician, marine type II/I kerogen. In: Durand, B., Behar, F. (Eds), Advances in Organic Geochemistry 1989., Org. Geochem. 16, 873-888. Pergamon Press, Oxford

Devries, T.J., Pearcy, W.G., 1982. Fish debris in sediments of the upwelling zone off central Peru: a late quaternary record. Deep Sea Res. 28, 87-109.

Dingle, R.V., 1995. Continental shelf upwelling and benthic Ostracoda in the Benguala System (south-eastern Atlantic Ocean). Mar. Geol. 122, 207-225.

Durand, B., Nicaise, G., 1980. Procedures for kerogen isolations. In: Durand, B. (Ed) Kerogen,. pp.35-53. Technip, Paris.

El Albani, A., Kuhnt, W., Luderer, F., Herbin, J.P., Caron, M., 1999a. Palaeoenvironmental evolution of the Late Cretaceous sequence in the Tarfaya Basin (southwest of Morocco). In Cameron, N.R., Bâte, R.H., Dure, V.S. (Eds.), The Oil and Gas Habitats of me South Atlantic. Geol. Soc. Lon. Spec. Publ. vol. 153, pp. 223-240.

El Albani, A., Vachard, D., Kuhnt, W., Chellai, H., 1999b. Signature of hydrodynamic activity caused by rapid sea level changes in pelagic organic-rich sediments, Tarfaya Basin (southern Morocco). C. R. Acad. Sci. Paris, 329, 397-404.

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Fr. Petr. 32, 23-42.

Fowler, M.G., Stasiuk, L.D., Brooks, P.W., 1993. Middle Devonian oils and sources rocks, from western Canada sedimentary basin. Abstract of presentation given at 1993 GAC-MAC joint Meeting, Edmonton.

Gawthorpe, R.L., 1999. Role of fault interactions controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa group, Suez rift, Sinai, Egypt. Basin research, 11, 167-189.

de Graciansky, P.C., Deroo, G., Herbin, J.P., Montadert, L., Müller, C. Schaaf, A., Sigal, J., 1984. Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. Nature, 308, p.346-349.

Hardy, S., Gawthorpe, R.L., 1998. Effects of variations in faults slip rate on sequences stratigraphy in fan deltas: insights from numerical modeling. Geology, 26, 911-914.

Handoh, I.C., Bigg, G.R., Jones, E.J.W. and Inoue, M., 1999. "An ocean modeling study of the Cenomanian Atlantic: equatorial paleo-upwelling, organic-rich sediments and the consequences for a connection between the proto-North and South Atlantic". Geophy. Res. Letters. 26, 223-226.

Hartgers, W. A., Sinninghe Damsté, J S., Requejo, A. G., Allan, J., Hayes, J. M., Ling, Y., Xie, T-M., Primack, J., de Leeuw J. W., 1994b. A molecular and carbon isotopic study towards the origin and diagenetic fate of diaromatic carotenoids, Org. Geochem. 22, 703-725.

Hay, W.W., 1982. Mesozoic paleo-oceanography of Atlantic and Western Interior Seaway. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. 66, 579.

Herbin, J.P., Montadert, L., Müller, C., Gomez, R., Thurow, J., and Wiedmann, J., 1986. Organic-rich sedimentation at the Cenomanian – Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. Geol. Soc. of Lon. Spec. Publ. 21, 389-422.

Hoefs, M. J. L., Van Heemst, J. D., Gelin, F., Schouten, S., de Leeuw, J.W. Sinninghe Damsté, J.S., 1995. Alternative biological sources of 1,2,3,4 tetramethylbenzene in flash pyrolysate of kerogen. Org. Geochem. 23, 975-979.

Huc, A. Y., Bertrand, P., Stow, D. A. V., Gayet, J., Vandenbroucke, M. (2001). Organic sedimentation in deep offshore settings: the Quaternary sediments approach. Mar. Petr. Geol. 18, 513-517.

International Committee of Coal Petrology., 1971. International Handbook of Coal Petrography, 2nd Ed., CNRS, Paris.

Jenkyns, H.C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. J. Geol. Soc. Lon. 137, 171-188.

Kolonic, S., Sinninghe Damsté, J.S., Böttcher, M.E., Kuypers, M.M.M., Kuhnt, W., Beckmann, B., Scheeder, G., Wagner, T., 2002. Geochemical Characterization of Cenomano/Turonian Black shales from the Tarfaya basin (SW Morocco). Relationships

between palaeoenvironmental conditions and early sulphurization of sedimentary organic matter. J. Petr. Geol. 25, 325-350.

Koutsoukos, E.A.M., Mello, M.R., de Azambuja Filho, N.C., 1991. Micropalaeontological and geochemical evidence of Mid-Cretaceous dysoxic-anoxic palaeoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. Geol. Soc. Lon. Spec. Publ. 58, 427-447.

Kuhnt, W., Wiedmann, J., 1995. Cenomanian-Turonian source rocks: paleobiogeographic and paleoenvironmental aspects. In: Huc, A. Y. (Ed), Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks. Am. Ass. Petr. Geol. studies in Geology, 40, 213-231.

Kuhnt, W., Herbin, J.P., Thurow, T., Wiedmann, J.,1990. Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In: Huc, A. Y. (Ed), Depositional of organic facies. Am. Ass. Petr. Geol. studies in Geology, 30, 133-160.

Kuhnt, W., Nederbragt, A., Leine, L., 1997. Cyclicity of Cenomanian- Turonian organic-carbon-rich sediments in the Tarfaya Atlantic coastal basin (Morocco). Cret. Res. 18, 587-601.

Kuhnt, W., El Chellai, H., Holhoum, A., Luderer, F., Thurow, J., Wagner, I., El Albani, A., Beckmann, B., Herbin, J. P., Kawamura. H., Kolonic, S., Nederbragt, S., Street, C., Ravilious, K., 2001. Morocco basin's Sedimentary record may provide correlations for Cretaceous paleoceanographic events worldwide. EOS 82 (33), 361, 364.

Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock – Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. Rev. Inst. Fr. Pet. 56(4), 421-437.

Lancelot, Y., 1980. Birth and evolution of the "Atlantic Tethys". Mem. Bur. Rech. Géol. Min. 115, 215-223.

Lancelot, Y., Seibold, E., 1977. Initial reports of Deep Sea Drilling Project, 41 Washington. U.S. Govt printing office, 1259p.

Latimer, J. C., Filippelli G. M., 2002. Eocene to Miocene terrigenous inputs and export production: Geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090. Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoeco.182, 151-164.

Largeau, C., Derenne, S., Casadevall, E., Kadouri, A., Sellier, N., 1986. Pyrolysis of immature Torbanite and of the assistant biopolymer (PBR A) isolated from extant alga *Botryococcus bruanii.* Mechanism of formation and structure of Torbanite In: Leythaeuser, D., Rullköter, J. (Eds), Advances in Organic Geochemistry 1985. Org. Geochem. 10, 1023-1032. Pergamon Press, Oxford.

Leine, L., 1986. Geology of the Tarfaya oil shale deposit, Morocco. Geology 65, 57-74.

Lüning, S., Kolonic, S., Belhadj, E.M., Belhadj, Z., Cota, L., Baric, G., Wagner, T., 2003. Integrated depositional model of Cenomanian-Turonian organic rich strata in North Africa. Earth-Sc. 64, 51-117.

Meyers, P.A., Brassel, S. C., Huc, A. Y., 1984. Geochemistry of organic matter in sedimentary basins. Org. Geochem. 13, 433-443.

Michaud, L. (1984). Les milieux sédimentaires crétacés du Sénégal et leur évolution diagénétique (Etude de subsurface). Ph.D. Thesis, Univ. Marseille, France 285pp.

Minster, T., Nathan, Y., Ravh, A., 1992. Carbon and sulfur relationships in marine Senonian organic-rich, iron-poor sediments from Israel – a case study. Chem. Geol. 97, 145-161.

Morse, W.J., Berner, A.R., 1995. What determines sedimentary C/S ratio. Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 1073-1077.

Muscio, G. P. A., Horsfield, B., Welte, D. H., 1994. Occurrence of thermogenic gas in the immature zone-implications from the Bakken in-source reservoir system. Org. Geochem. 22, 461-476.

Nzoussi-Mbassani, P., Disnar, J. R., Laggoun-Défarge, 2003. Organic matter characteristics of Cenomanian-Turonian source rocks: Implications for petroleum and gas exploration onshore Senegal. Mar. Petr. Geol. 20, 411-427.

Nzoussi-Mbassani, P., 2003. Le Cénomano-Turonien de l'Atlantique nord (bassin du Sénégal) Environnement de dépôt et évolution diagénétique. Implications pétrolières. Thesis, University of Orléans (France), 223p.

Oberhänsli, H., Heinze, P., Diester-haass, L., Wefer, G., 1990. Upwelling of Peru during the last 430,000 yr and it relationship to the bottom-water environments, as deduced from coarse grain-size distributions and analyses of benthic foraminifers at holes 679D, 680B, and 681B, leg 112. ODP 112, 369-382.

Orgeval, J.J., 1994. Peridiapiric métal concentration: example of the Bougrine deposit (Tunisian Atlas). In: Fontbote, B. (Ed.), Sediment-Hosted Zn-Pb Ores. Soc. Geol. Spec. Publ.. 10, pp.354-389. Springer, Berlin.

Passier, H.F., Bosch, H.J., Nijenhuis, I. A., Lourens, L.J., Böttcher, M.E., Leendres, A., Sinninghe Damsté, J.S., de Lange, G.J., de Leeuw, J.W.,1999. Sulphidic Mediterranean surface waters during Pliocene sapropel formation. Nature 397, 146-149.

Pedersen, T.F., Calvert, S.E. (1990). Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bull.,* 74: 454-466.

Peters, E.K., Moldowan, J.M. (1993). The Biomarker Guide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediment. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Philip, J., Babinot, J.F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Ricou, L.E., Guiraud, R., Bellion, Y., Herbin, J.P., Combes, P.J., Cornée, J.J., Decourt, J., 1993. Late Cenomanian (94 to 92 Ma). In: Dercourt J., Ricou L. E., Vrielynck, B. (Eds), Atlas Tethys palaeoenvironment maps, pp. 153-178. Gauthier – Villars, Paris.

Philip, J., Babinot, J.F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Ricou, L.E., Guiraud, R., Bellion, Y., Herbin, J.P., Combes, P.J., Cornée, J.J., Decourt, J., 2000. Late Cenomanian. In: Dercourt J., Ricou L. E., Vrielynck, B. (Eds.), Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris, map 14.

Raiswell, R., Berner, R., A., 1985. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. Am. J. Sc. 285, 710-724.

Raiswell, R., Buckley, F., Berner, R.A., Anderson, T., F., 1988. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. J. Sed. Petr. 58, 710-724.

Repeta, D. J., 1993. A high resolution historical record of Holocene anoxygenic primary production in the Black Sea. Geochim. Cosmochim. Acta 57, 4337- 4342.

Riboulleau, A., Derenne, S., Sarret, G., Largeau, C., Baudin, F., Connan, J., 2000. Origin of organic sulphur compounds and sulphur-containing high molecular weight substances in sediments and immature crude oils. Org. Geochem. 13, 593-606.

Romero, O., Hebbeln, D., 2003. Biogenic silica and diatom thanatocoenosis in surface sediments below the Peru–Chile Current: controlling mechanisms and relationship with productivity of surface waters. Mar. Micropaleo. 48, 71-90.

Saiz-Jimenez, C., 1995. The origin of alkylbenzenes and thiophenes in pyrolysates of geochemical samples. Org. Geochem. 23, 955-961.

Schlanger, S. O., Jenkyns H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geology 55, 179-184.

Simons, D.J. H., Kenig, F., Schröder-Adams, C.J., 2003. An organic geochemical study of Cenomanian-Turonian sediments from the Western Interior Seaway, Canada**.** Org. Geochem. 34**,** 1177-1198.

Sinninghe Damsté, J.S., Irene, W., Rijpstra,C., de Leeuw, J. W., Schenck, P. A., 1988. Origin of organic sulphur compounds and sulphur-containing high molecular weight substances in sediments and immature crude oils. Org. Geochem. 13, 593-606.

Sinninghe Damsté, J.S., Englinton, T.I., de Leeuw, J.W., Schenck, P.A., 1989a. Organic sulphur in macromolecular sedimentary organic matter: Structure and origin of sulphur-containing moieties in kerogen, asphaltenes and coal as revealed by flash pyrolysis. Geochim. Cosmochim. Acta 53, 873-889.

Sinninghe Damsté, J.S., Wakeham, S.G., Kohnel, M.E.L., Hayes, J.M., Leeuw, J.W., 1993. A 6,000 year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the black sea. Nature 362, 827-829.

Sinninghe Damsté, J.S., Köster, J., 1998. A euxinic southern North Atlantic Ocean during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event. Earth and Plan. Sc. Let. 158, 165-173.

Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R. (1982). Stach's Textbook of Coal Petrology, 535p. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Stow, D. A. V., Huc, A.Y., Bertrand, P., 2001. Depositional processes of black shales in deep water**.** Mar. Petr. Geol. 18, 491-498.

Suess, E., 1980. Particulate organic carbon flux in the ocean. Nature 288, 260-263.

Teichmüller, M., 1982. Origin of organic constituents of coal. In: Stach (Eds.), et al Textbook of Coal Petrology, pp. 219-294. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Thiede, J., Van Andel, T.H., 1977. The palaeoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic south atlantic ocean. Earth and Plan. Sc. Let. 33, 301-309.

Tissot, B., 1979a. La répartition mondiale des combustibles fossiles. La Recherche, Paris, 104, 984-991.

Tissot, B., 1979b. Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. Nature 277, 463-465.

Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence. Springer-Verlag, Berlin. 699 p.

Tyson, R.V.,1995. Sedimentary Organic Matter. Organic facies and palynofaciès, 615 p. Chapman and Hall, London.

Villeneuve, M., Da Rocha Araujo, P.R., 1984. La stratigraphie du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). Bull. Soc. Géol. Fr. 32, 29-40.

Wakeham, S.G., Sinninghe Damsté, J. S., Kohnen, M. E. L.,. de Leeuw, J. W., 1995. Organic sulfur compound formed during early diagenesis in Black sea sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 521-533

Waples, D.W., 1983. Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on cretaceous of North Atlantic. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. 67, 963-978.

Wefer, G., Heinze, P., Suess, E., 1990. Stratigraphy and sedimentation rates from oxygen isotope composition, organic carbon content, and grain-size distribution at the Peru upwelling region: holes 680B and 686B. ODP 112, 355-362.

Wiedmann, J, Butt, A., Einsele, G., 1978. Vergleich von mar okkanischen Kreide-Kustenaufschlûssen und Tiefseebohrung (DSDP): stratigraphic, Paläoenvironment und subsidenz an eniem passiven kontinentalrand. Geol. Rundschau, Stuttgart, 67, 454-505.

Wiedmann, J., Butt, A., Einsele, G., 1982. Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at me Moroccan continental margin. In: Von Rad, U., Hinz, K., Sarntheim, M, Seibold, E.(Eds.), Geology of the North West African Continental Margin., pp. 366-395**.** Springer, Berlin

HUITIEME CHAPITRE

ETUDE DU PROCESSUS DE FORMATION ET D'ACCUMULATION DES HYDROCARBURES SUR LA PLATE-FORME SENEGALAISE: APPLICATION D'UNE MODELISATION 2D

Avant propos

Afin de répondre au deuxième objectif majeur de notre travail, nous avons procédé à la reconstitution de l'histoire géodynamique de la zone étudiée du bassin sénégalais, afin d'apprécier ses implications sur les processus de formation, de migration et d'accumulation des hydrocarbures à partir des roches mères cénomano-turoniennes. Pour cela nous avons réalisé une modélisation 2D nous permettant d'intégrer dans le processus de transfert et de redistribution des flux thermiques, non seulement le phénomène conductif, mais aussi d'autres phénomènes (l'effet de couverture sédimentaire, le flux thermique produit par les sédiments et la croûte, une durée finie de rifting etc..).

Cette partie de l'étude se présente sous forme d'un manuscrit soumis au " *Journal of Petroleum Geology"*. Dans la démarche itérative nous avons envisagé deux scénarios thermiques: le premier qualifié de *model à faible flux thermique* correspond à un flux basal de 1000°C et le second, où modèle à *flux thermique élevé*, correspond à un flux basal de 1333°C.

D'une façon générale, les résultats montrent que le deuxième modèle paraît le plus adéquat pour expliquer les donnés actuelles de flux thermique observées au niveau de la marge sénégalaise. En outre, il permet de rendre compte des accumulations d'hydrocarbures présentement exploitées dans cette zone. Les roches cénomano-turoniennes présentent une variation latérale de maturité, mais c'est la partie centrale de la zone d'étude qui présente un réel intérêt dans la mesure où ces roches y entrent dans la fenêtre à huile. La genèse des hydrocarbures a commencé à la fin du Crétacé, suite à la grande phase de subsidence survenue à cette époque, mais l'expulsion des hydrocarbures n'a elle, débuté qu'à l'Eocène. Le réseau de failles verticalles de cette zone a probablement servi de chemin de migration pour les hydrocarbures essentiellement retrouvés dans les pièges structuraux (système en "rollover").

La modélisation a donc permis de mieux appréhender les modalités de la genèse des hydrocarbures dans la zone d'étude. A ce titre, elle doit apporter des informations utiles, susceptibles d'infléchir les investigations pétrolières futures, dans cette partie du Sénégal.

Petroleum generation and accumulation in the Senegal platform basin: a 2D basin modelling study

P. Nzoussi-Mbassani[1], F. Lucazeau[2], J.-R. Disnar[1], F. Laggoun-Défarge[1]

1 Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). UMR 6113 du CNRS, Université d'Orléans, Bâtiment de Géosciences, 45067 Orléans cedex 2, France.
2. Institut de Physique du Globe (IPG)

Corresponding author. Fax : +33.238.41.73.08
E-mail address : Pierre.Nzoussi @univ-orleans.fr

Abstract

The Senegal sedimentary basin occupies the central part of the large north-western Africa basin developed during the Triassic-Early Jurassic rifting phase. Heat flow and thermal maturity in eight wells and East –west cross section were modelled using Marge 2 D program. This model is based on simple extension approach and takes into account several factors influencing thermal evolution of such passive margin basin (thinning of the continental crust, radiogenic heat flow reduction, sediment blanketing, erosion). The present day gravity, bathymetry, bottom hole temperatures in oil exploration well, heat flow density and multiple thermal maturity parameters (Tmax, vitrinite reflectance) were used to calibrate this model. Two extreme evolution scenarios have been simulated: the first one corresponds to a permanent low heat flow (1000°C at lithosphere bottom, low heat production, surface heat flow of 43 mWm^{-2} at the present time), the higher to a higher heat flow hypothesis (1333°C at lithosphere bottom, higher heat production, surface heat flow of 60 mWm^{-2} at the present time).

The modelled results indicated that the higher heat flow model was consistent with the observed surface heat flow and present day hydrocarbon accumulation in this area. Burial and thermal reconstitution show that the temperature level and then the depth of the present day oil window, varies from the eastern to the western part of the study area. The only possibility for oil kitchen to have existed remains in the deepest part of the graben area and for the lower boundary of the oil window. In this last area oil generation from the Cenomanian-Turonian formation probably started in late Cretaceous when entering the top of the oil windows, in

conjunction with the high rapid subsidence phase. Although hydrocarbon migration certainly occurred during the Eocene and probably still goes on nowadays. Major vertical faults acted as important conduits for petroleum mainly accumulated in late Cretaceous rollover structures.

Keywords: Senegal basin; Heat flow; Thermal maturity; Rock-Eval Tmax, Vitrinite reflectance, Vertical fault.

INTRODUCTION

It is now well admitted that the conversion of a part of the sedimentary organic matter (OM) into hydrocarbons is ruled by temperature and time following a whole set of first order chemical reactions (Waples, 1980; Tissot and Espitalié, 1975; Burnham and Braun, 1990; Disnar, 1994). Thus, in sedimentary basins, hydrocarbon production depends on the temperature field evolution affecting source rocks during subsidence history. Basin modelling appears as an adapted hydrocarbon exploration predictive tool, integrating dynamic processes such as sedimentation, compaction, water flow, heat transfer, source-rock maturation, petroleum migration and accumulation (Burrus et al., 1996; Lopatin, 1971; Waples, 1980). Considering the complexity of natural geological systems, the validity of such an approach supposes the use of the most relevant factors prevailing in this complex geodynamic process.

The study area, located in North-Western Senegal (Fig. 1), is one of the more active petroleum areas on the Senegal margin basin. The first hydrocarbon occurrences in this basin are known since 1917 as bitumen traces in water wells. Later, numerous exploration works have been conducted and the first productive well was drilled in 1952. For about 50 years, 144 hydrocarbon exploratory wells have been drilled in the Senegal sedimentary basin, among which 46 are located in the study area. The late Cretaceous sandstones reservoirs which constituted the major onshore exploration target mainly contained gas and minor light oil (33.60 API). The amount of heavy oil accumulated in Oligocene limestones is estimated to up to 500 millions of barrels.

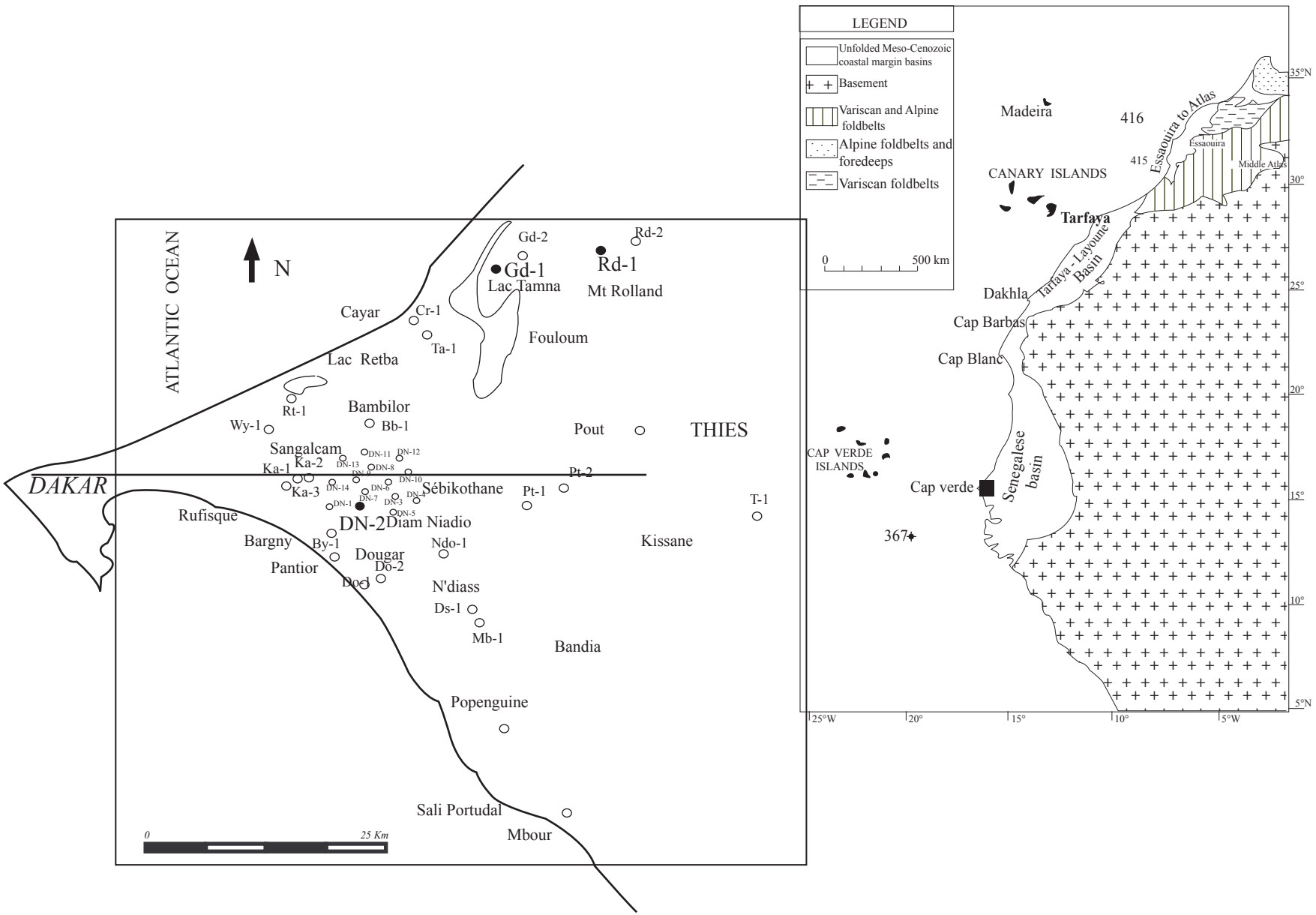


Fig.1 Localisation of the study area within the Senegalese basin. Note the localisation of East - West modelled cross-section

Since Jurassic times, two rapid subsidence phases affected the evolution of the Senegal basin (Latil-Brun et al., 1986, Latil-Brun and Lucazeau, 1988), the first one during the Jurassic and the second one during the Cretaceous. Based on the McKenzie (1978) simple extensional approach, Latil-Brun and Lucazeau (1988) have interpreted these rapid subsidence stages as extension stages. In addition, that work revealed the importance of a lot of second order factors such as finite rifting, lateral heat conduction, sediments blanketing effect in thermal reconstitution of this basin. However, numerous questions about the generation, migration and entrapment processes of hydrocarbon are still not well understood.

This paper aims at contributing to a better appraisal of hydrocarbon formation, migration and entrapment in the Senegal margin basin and to support future petroleum exploration work. Achieving this goal, necessarily passes by a reconstitution of the thermal and burial history of the basin, the assessment of the timing of hydrocarbon generation and the identification of eventual oil migration pathways and traps. In this aim, a two dimensional modelling of the Senegalese margin basin evolution has been carried out.

Regional geological context

The 342,000 km^2 large Senegalese basin is located in the central part of the west African margin (Fig.1). The basin is opened westward to the Atlantic Ocean. It is bounded to the north by the Reguibat high, to the east by the Panafrican-Hercynian Mauritanides chain, and to the south by the Guinea fracture zone. As for the whole North African domain, its Mesozoic and Cenozoic evolution was controlled by the break-up of Gondwana and the development of the Atlantic Ocean .

The basin contains more than 14 km thick Palaeozoic to Tertiary sediments. Outcrops being rare, the known stratigraphy is based on deep wells. Consistently with the different kinematic models that have been proposed to explain the formation of such Atlantic-type continental margins (Kinsman, 1975; Falvey, 1974; McKenzie, 1978), three main phases characterise the geological history of the Senegal basin (Fig. 2). The pre-rift phase is mainly represented by Late Proterozoic and Paleozoic clastic sediments. The most complete Paleozoic section was penetrated by the Diana-Malari (DM-1) and Kolda (KO-1) wells. These sediments were affected by the Panafrican (1000 – 570 Ma) and Caledonian-Hercynian (440-250 Ma) orogenies (Villeneuve and Da Rocha Araujo, 1984).

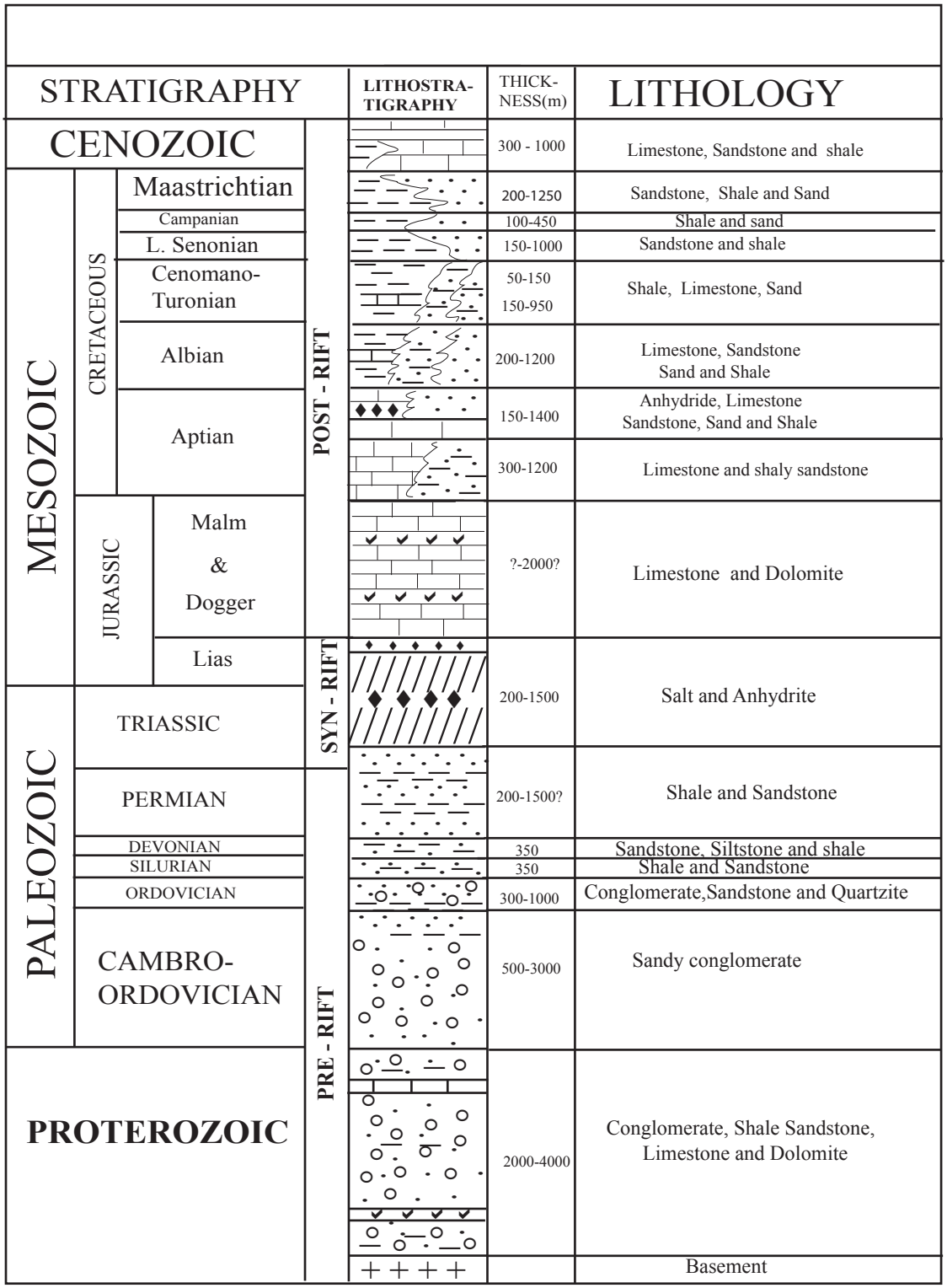


Fig. 2 Stratigraphic column showing the three geological stages of the senegalese basin history

The syn-rift phase commonly associated with a thermal uplift of the mantle (Kinsman, 1975; Falvey, 1974), began with the formation of horst and graben structures followed by the break up of Gondwana. The graben system was filled by lower Triassic continental sandstones and lacustrine shales. The last (or post-rift) phase began with the separation of the Gondwana lithosphere and the initiation of the Atlantic Ocean. Falvey (1974) suggested that the syn-rift and post-rift phases are separated by an unconformity, which has been interpreted by Braun and Beaumont (1989) as a consequence of lithospheric stretching. The absence of the uppermost syn-rift series in the Senegal basin might be due to this unconformity. The thickness of the post-rift sedimentary wedge which can exceed 10,000 meters in the western part of the basin, consists of Jurassic – Lower Cretaceous carbonates, Cretaceous clastics and Tertiary carbonates and shales (Michaud, 1984).

Tectonic setting

The West African craton is outcropping in the Reguibat shield in the North of Mauritania and in the Leo shield in Liberia and Sierra Leone It represents a very extensive portion of the Precambrian crust (4 500 000 km^2), bounded on its western side by the Mauritanide and the Rokelide fold belts (Villeneuve and Da Rocha, 1984). This craton seems to be stable since 1700 Ma (Liger and Roussel, 1979). The Precambrian basement was affected by the Panafrican orogeny identified along the Mauritanide and the Rockelides folded belts.

Two major tectonic styles are recognized in Paleozoic sequences in Senegal: an extensional system in eastern Casamance (southern Senegal), in which the pre-Hercynian structural style of horst-and-graben and tilted fault blocks has been preserved, and a compressional regime over the rest of the Senegal basin resulting from the combined effect of the Caledonian and Hercynian orogenies (Liger et Roussel, 1979). The Paleozoic sequences can be subdivided into five structural compartments separated by eastwest transverse faults related to syn-rift tectonics: Thies, Diourbel, Saloum, Gambia and Casamance (Nzoussi-Mbassani, 1998). These continental dislocations may be related to oceanic fracture zones or transform faults (Nzoussi-Mbassani, 1998). To the north of the Gambia river and the Casamance block which is bounded by a large dextral strike slip fault, Hercynian and older

Caledonian lineaments were reactivated and Devonian normal faults were inverted (Nzoussi-Mbassani, 1998). The Hercynian thrust front varies in shape, trending North to South in northern Senegal and ENE to WSW south of the Gambia river where it dies out into a large dextral strike-slip fault. The intensity of thrusting seems to diminish from N to S, as the faulted folds decrease in amplitude. The change in tectonic framework is interpreted as a result of oblique collision of the North American plate with the West African craton

The rift valley initiated during the Permo-Triassic when breakup of Gondwana began, established the structural grain of Mesozoic and Cenozoic sequence of the Senegal basin (Bellion, 1987). Two main compartments are distinguished in the Senegal basin. The Dakar-Banjul compartment, the largest portion of the basin, extends between the 16 ° N and 13 °N transverse faults (Bellion, 1987). In the Dakar peninsula it contains a large number of igneous intrusions including recent volcanic activity. A predominant NNE-SSW extensional faulting trend recognized in this compartment parallels the rift structural grain. The Casamance – Bissau compartment extends from 13 °N to Guinea Bissau. It is mainly characterised by salt tectonics offshore Casamance. A significant fault system is interpreted as having developed during the Albian, in coincidence with the pre-existing shelf break. During Late Cretaceous times, rapid sediment deposition led to the development of a gravitational tectonic style characterised by listric faults and slumping features (Nzoussi-Mbassani, 1998). This style is more developed in Thies-Diam Niadio where listric faults created rollover structures traps in the upper Cretaceous section.

METHODOLOGY

Data used in this study:

Data from forty six wells drilled in the North-western Senegalese basin (Fig. 1) were selected for thermal modelling. Input data were collected from various sources. The percentage of each lithologic component was estimated from well-completion reports coupled with gamma ray logs.

Present-day thermal parameters include bottom hole temperatures (BHT) corrected from mud circulation effects and rare drill test temperatures (DST). Thermal maturity parameters include vitrinite reflectance measurements (Ro) and Rock-Eval Tmax values. The vitrinite reflectances were determined from 115 Cenomanian-Turonian samples from three wells (Rd-1, DN-2, Gd-1) (Fig. 1) using a Leica DMR XP microscope. Measurements were made under reflected light following standard procedures (ICCP, 1971), using a X50 oil immersion objective at a wave length of 546 nm.

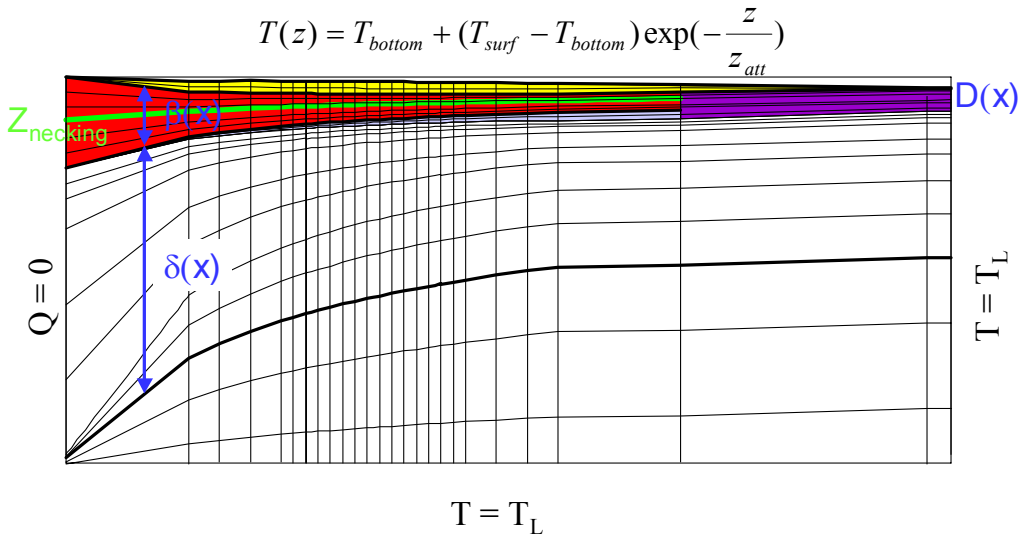
In order to characterise Cenomanian-Turonian sources rocks potentialities, Total Organic Carbon (TOC) contents (weight %), Hydrogen Index (HI, mg HC g^{-1} TOC), Tmax (°C) and Petroleum Potential (PI) values, were determined by Rock-Eval® pyrolysis (Espitalié et al, 1985; Lafargue et al., 1998) with a model 6 device (Vinci Technologies). The analyses were carried out on 100 mg of crushed samples of Cenomanian-Turonian sediments under standard conditions. Tmax (°C) correspond to the temperature at the maximum S_2 (pyrolysable hydrocarbons, mg HC/g rock) as a function of thermal maturity (Espitalié et al, 1985; Espitalié and Bordenave, 1993; Tissot and Welte, 1984). Discussions about advantages and pitfalls of Rock-Eval methodology can be found in Espitalié et al. (1985), and Peters (1986).

Principles of the model

A 2D numerical modelling of the basin evolution with petroleum inferences was realized with the MARGE software (Latil-Brun and Lucazeau, 1988; Lucazeau et al., 2003). This software which was designed to model the evolution of rift basins and passive margins at both lithospheric and basin scales, permits to take into account several lines of importance in the thermal evolution of such areas, such as :

- the thinning of the continental crust and the consecutive reduction of radiogenic heat sources;
- the thermal interaction with surface process (sediment blanketing, erosion, …); control on regional isostasy.

The model resolves basically the two dimension heat equation within a lithospheric



mesh when continental thinning, oceanic accretion, surface processes (sedimentation or erosion) exist. Continental thinning is described by a cinematic field derived from the McKenzie (1978) hypothesis (pure shear). However, the model includes more complexity since heat production, thermal dependence of conductivity, finite duration for one or several stages of rifting, regional isostasy and level of necking, etc. have been included (Lucazeau et al, 2003).

Basic equation to solve the temperature field T is :

$$\frac{\partial}{\partial x}(\lambda_x(x,y,t,T)\frac{\partial T}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\lambda_y(x,y,t,T)\frac{\partial T}{\partial y}) + A(x,y,t) - \rho(x,y,t,T)C(x,y,t)\frac{\partial T}{\partial t} = 0$$

Because we use a Lagrangian formulation, there is no advection term in this equation. λ represents thermal conductivity ($Wm^{-1}°C^{-1}$), A heat production (μWm^{-3}), ρ density (Kgm^{-3}) and C heat capacity ($J°C^{-1}Kg^{-1}$). x and y are spatial coordinates and t time. Boundary conditions of the model are isothermal ($T=T_S$ at surface and $T=T_L$ at bottom) on horizontal boundaries, and flux conditions (no flux) on vertical boundaries, except when oceanic accretion is active: in that case, temperature of magma ($T=T_L$) is imposed. Because surface temperature can strongly vary with water depth (wd) and affect oil maturation significantly, we have include an exponential dependence of surface temperature (T_S) with water depth:

$$T_S(wd) = T_{\min} + (T_{\max} - T_{\min})\exp(-\frac{wd}{z_{therm}})$$

T_{min} and T_{max} are temperatures at the ocean bottom and ocean surface respectively, and Z_{therm} represents the thermocline characteristic depth. T_{max} has been chosen as an average

annual temperature at the surface (18 °C) and T_{min} as 2.4 °C. Characteristic depth of the thermocline has been arbitrarily chosen as 200 meters.

In order to account for the petrologic layering of continental lithosphere, we divided it into four layers (table 1) with characteristic properties. Two extreme models have been used in the following: one corresponding to a very cold thermal regime (model 1) and the other one to a more normal one (model 2). In the first case, we use T_L= 1000°C at the base of lithosphere, and T_L= 1333°C in the second case. Continental crust heat productions have been decreased also in order to obtain a cold thermal regime (table 1).

In Earth materials, conductivity decreases when temperature increases. Dependence of conductivity λ(T) in crust is usually of the form:

$$\lambda(T) = \frac{\lambda(T_{Lab})}{\left(1+\alpha(T-T_{Lab})\right)}$$

$\lambda(T_{Lab})$ is conductivity at laboratory temperature conditions and α is a coefficient of the order of 5 10^{-4} °C^{-1} (Wells, 1975).

In the mantle, radiative heat transfer counterbalances decrease of conductive heat transfer. Schatz and Simmons (1972) have proposed a simple model that provides an apparent thermal conductivity value:

$$\lambda_L = \frac{418}{31. + .2 * T_{ABS}}$$

$$\lambda_R = .0023(T_{ABS} - 500.) \quad \text{for } T_{ABS} > 500°K$$

$$\lambda_e = \lambda_L + \lambda_R$$

	Top depth (km)	Bottom depth (km)	Heat Production (μWm^{-3})	Thermal Conductivity (Wm^{-1}°C^{-1})	Volumic specific heat (10^6 Jm^{-3}°C^{-1})	Density (Kgm^{-3})
Upper crust	0	10	0.9 / 1.2	3.0	3	2700
Middle crust	10	20	0.6 / 0.9	3.0	3	2800
Lower crust	20	30	0.3	3.0	3	3000
Upper mantle	30	125	0	Schatz and Simmons model (1972)	3	3300
Oceanic Crust	0	6	0	3.0	3.465	2750

Table1 The crust and mantle values of parameters used in Lagrangian

A cinematic field can be related to the thinning factor defined at each column of the model grid. Strain rate $\dot{\varepsilon}$ is then related to thinning factor β and time interval Δt by:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\ln(\beta)}{\Delta t}$$

An iterative procedure is then used to find the distribution of thinning factors β that leads to an acceptable fit with observed bathymetry and subsidence history (usually a cumulative RMS less than 0.1 km).

$$RMS = \sqrt{\sum_{1}^{N} (bathy_{obs} - bathy_{calcul})^2}$$

During iterations, the next thinning factor is obtained by the following relationship:

$$\frac{1}{\beta_1} = \frac{1}{\beta_0} + \frac{(bathy_{obs} - bathy_{calcul})}{E_{crust}}$$

In the sediment layers, compaction process and its physical effect on thermal conductivity and density is included in the model. It is assumed that compaction follows a simple law in such a way that porosity Φ decreases exponentially with depth (Athy, 1930; Sclater and Christie, 1980):

$$\Phi(z) = \Phi_0 \exp(\frac{-z}{z_c})$$

where Φ_0 is the surface porosity and z_c the compaction depth that both depend on lithology (see table 2).

Sediment conductivity varies with porosity (equation 4) and sediment matrix conductivity which can be predicted by mineralogy (Brigaud and Vasseur, 1989). A geometrical mean model is used in case of shale content lower than 60 %:

$$\lambda_{matrix} = \prod_{i=1}^{n} \lambda_i^{p_i}$$

In the case of higher than 60% shale, matrix conductivity is calculated by a serial resistance model:

$$\lambda_{matrix} = \frac{1}{\sum_{i=1}^{n} \frac{p_i}{\lambda_i}}$$

In both cases, p_i is the relative proportion of each mineral present in the rock such $\sum_{i=1}^{n} p_i = 1$ and λ_i is the conductivity of each mineral given in table 2.

Bulk density of sediment rocks has been estimated by:

$$\rho_{bulk} = (1-\Phi)\rho_{matrix} + \Phi\rho_{water}$$

and density of matrix by:

$$\rho_{matrix} = \sum_{i=1}^{n} p_i \rho_i$$

with $\sum_{i=1}^{n} p_i = 1$.

Radiogenic heat production may be important in detritic sediments (McKenna and Sharp, 1998). In the Gulf of Guinea, we have no direct measurements, but considered that shale and sandstone material have a similar heat production to that of upper crust. The bulk heat production, given the porosity effect, is:

$$A_{bulk} = (1-\Phi)A_{matrix}$$

	Porosity (%)	Compaction depth (km-1)	Heat Production (µWm-3)	Thermal Conductivity (Wm-1°C-1)	Density (Kgm-3)	Specific Heat (J°C-1Kg-1)
shale	60	0.51	1.5	2.2	2630	3400
limestone	60	0.22	0	3.3	2710	3400
dolomite	61	0.45	0	5.3	2870	3400
Halite	0	0	0	6	2040	3400
sandstone	65	0.30	1.5	7.7	2650	3400
Anhydrite	0	0	0	6	2980	3400

Table 2 The sediments parameter used for modeling

The modelling of kerogen transformation (including vitrinite) is obtained using algorithms defined by Tissot and Espitalié (1975) and Ungerer et al (1990). It is assumed that transformation of organic matter in source rocks is described by Arrhenius first order independent reactions: $C_i = A_i \exp(-E_i / RT(t))$

where A_i is Arrhenius factor (s^{-1}), E_i activation energy (kcal/mole), R gas constant (0.001987 kcal/mole K), T absolute temperature and t time. The total amount of hydrocarbon generated at time t is given by (Tissot and Espitalié, 1975):

$$Q(t) = \sum_{1}^{n} x_{i0}\left(1 - \exp\left[-\int_{t_0}^{t} C_i(t')dt'\right]\right)$$

where x_{i0} is the initial fraction for i^{th} reaction (i=1,n). By integration during time step ($t-t_0$), Q(t) can be obtained by:

$$Q(t) = \sum_{1}^{n} x_{i0} \left(1 - \exp\left[- A_i R \frac{T^2 \exp\left(\frac{-E_i}{RT}\right) + T_0^2 \exp\left(\frac{-E_i}{RT_0}\right)}{E_i \frac{T - T_0}{t - t_0}} \right] \right)$$

Calculation of R_o is determined using an empirical relationship with the total fraction transformed (Q) for vitrinite.

BASIN MODELLING

Geological model construction

To better understand the thermal evolution of Cenomanian-Turonian sources rocks, several wells and an East-West structural cross section were submitted to 2D thermal and kinetic modelling using MARGE software. The cross section is based on a seismic line interpretation and is controlled by six key wells (Rd-1, Pt-2, Ds-1, DN-2, Ka-1, CV-1) (Fig. 3). In the Eastern part, there is no drilled well on this cross-section and data from nearby wells (Rd-1) have been projected.

Three main parts can be recognized in this cross-section: the eastern part with Rd-1, Pt-2 and Ds-1 wells, the central or transitional area with DN-2 and Ka-1, and the Western area with CV-1 well. Because Gd-1 well (eastern area) gave numerous reflectance data, it was also considered in thermal modelling. The three areas are separated by faults. The modelled section contains four principal faults which have been interpreted as deep faults, associated with the rift phase, and periodically reactivated later on (Nzoussi-Mbassani, 1998).

Burial reconstitution takes into account measured thickness of the formations drilled in the wells and regional stratigraphic correlations. The structure of basins along the modelled section is characterised by horizontal to subhorizontal units only perturbed by growth faults. The central area presents a thick sedimentary column. Detailed age subdivision of the different units of the Senegalese basin is sparse, due to scarce biostratigraphic control. However, the study is based chronostratigraphic data of Robaszynski (1989) and the proposed geological time scale of Palmer (1983). The cross section was digitalized with the DIDGER software (® Golden Sofware) and imported in MARGE.

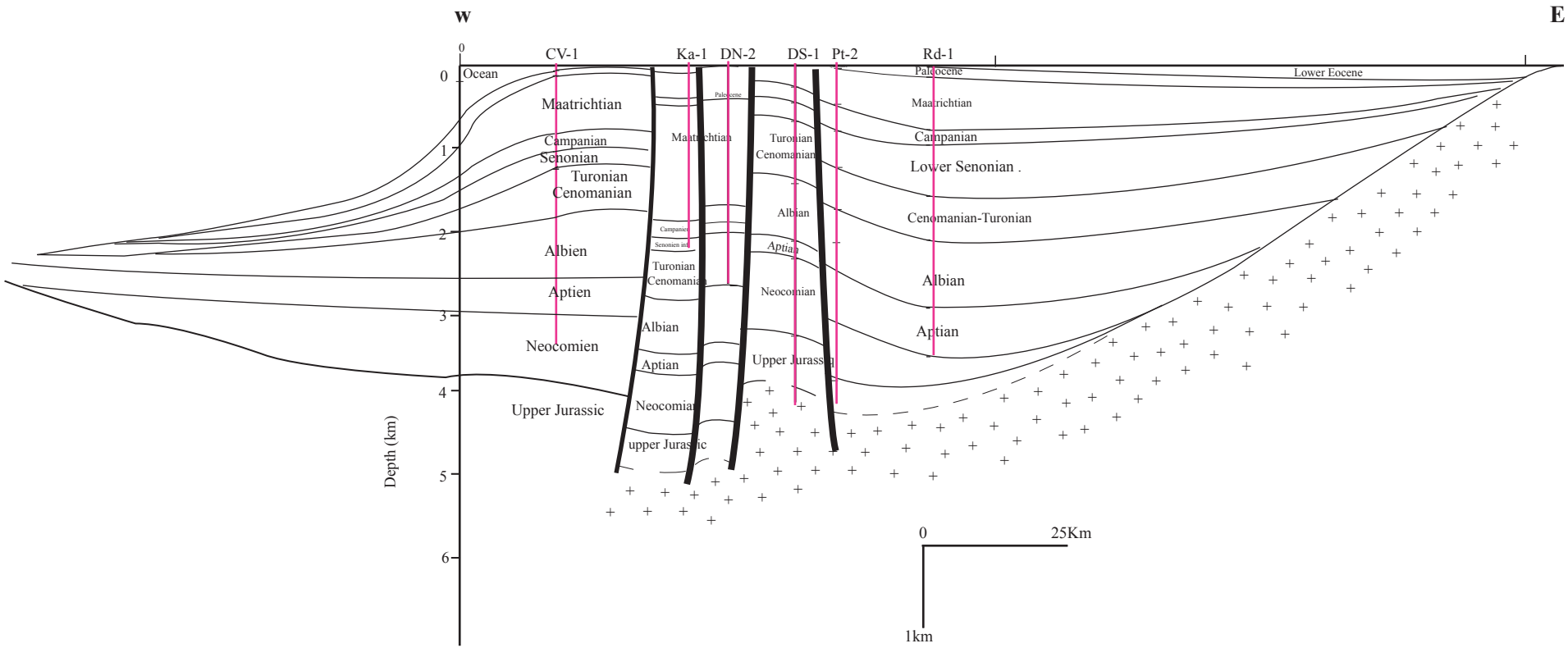


Fig. 3 East-West modelled cross-section with faults and key wells of studied area

Calibration of the model

Modelling strategy involves a fit of the present day topography (bathymetry) and subsidence. An automatic procedure ensures the convergence for a given set of parameters. This mainly provides a deformation field during rifting (important for older source rocks or source rocks deposited at the same time) and a crust geometry that controls heat transfers later on (important for all source rocks, since it determines the variation and distribution of heat producing elements and lateral heat transfers). Additional controls of the model can be given by surface gravity and heat flow, temperature and maturation in oil exploration boreholes. In the present analysis, calibration of the present heat flow distribution of is based on BHT data. It can be noticed that uncorrected BHT's can be associated with systematic bias that reach several degrees with respect to the actual temperatures (or DST temperatures obtained during test production).

For maturity modelling Ro and more rarely T_{max} data were used. Two extreme evolution scenarios have been simulated: the first one corresponds to a permanent low heat flow (1000°C at lithosphere bottom, low heat production, surface heat flow of 43 mWm^{-2} at the present time), the higher to a higher heat flow hypothesis (1333°C at lithosphere bottom, higher heat production, surface heat flow of 60 mWm^{-2} at the present time). However, the first hypothesis has been chosen to show the impact of heat flow coming from the basement on the maturation of source rocks and the second hypothesis only is consistent with observed surface heat flow (Latil-Brun and Lucazeau, 1988).

Results and Discussion

Organic matter content and quality

In order to model the generation and migration of petroleum fluids, it is essential to have information on the richness and the type of organic matter of Cenomanian-Turonian potential source rocks. The depositional conditions of Cenomanian-Turonian formations, the abundance and quality of their organic content as well as their present diagenetic status were assessed in a recent study (Nzoussi-Mbassani et al., 2003). According to that work, deposition

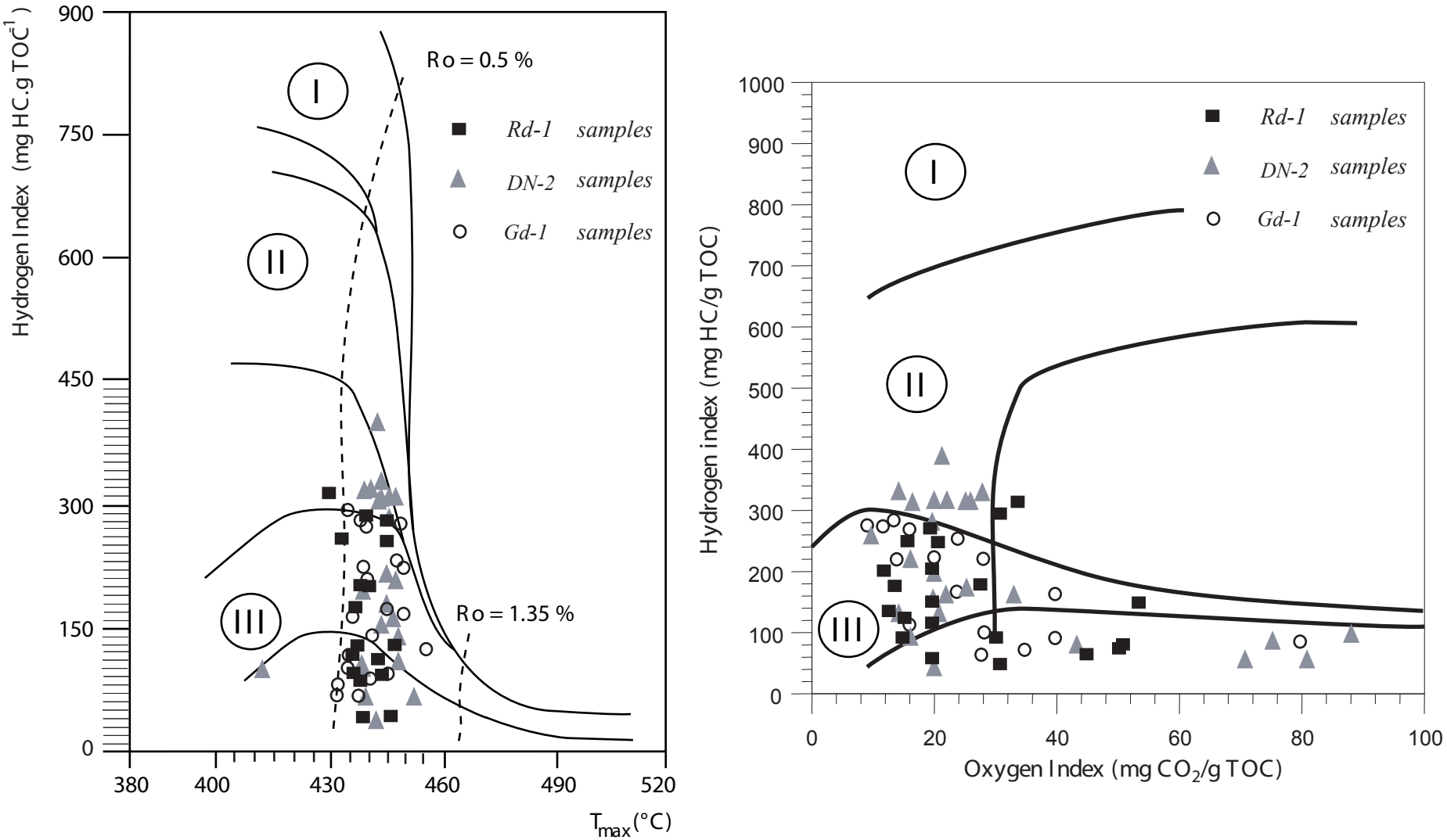


Fig.4 Plots showing HI vs. Tmax and HI vs. OI showing the type III kerogen predominance and thermal maturity intervall of studied samples.

that occurred in medium oxic conditions, in margino-littoral conditions, entailed variable but generally rather low organic matter contents of mixed marine/terrestrial origin. The results of bulk analyses carried out on three wells effectively show Total Organic Carbon (TOC) contents ranging between 0.3 to 3.5%. The petroleum potential S_2 value remains lower to 12 mg HCg^{-1} rock and the Hydrogen index HI values varying from 30 to 390 mgHC g^{-1}TOC indicate low to medium quality OM. These latter values reveal a predominance of type III OM, usually of terrestrial origin (Fig. 4). The determination of the type of organic matter is very important, first, because of related petroleum potentialities, and second, because of inferences on the kinetics parameters which control hydrocarbon generation (Tissot and Espitalié, 1975; Ungerer et al 1990). Finally, vitrinite reflectance measurements and Tmax values (Fig. 5) both point to a maturity rang roughly corresponding to the first part of the potential oil window, in the whole examined area.

Burial and temperature history reconstitution

The record provided by the deep wells penetrating Mesozoic and Cenozoic series is incomplete because only few of them, except Ds-1, reached Jurassic formations. In general, subsidence curves (Fig. 15) suggest a rapid stage during late Cretaceous times. This event coincides with the deposition of thick Maastrichian clastic sediments. This is consistent with previous work which related the Cretaceous rapid subsidence phase to the opening of the Equatorial Atlantic Ocean (Latil-Brun and Lucazeau, 1988). However, in the present study, we only took into account the Triassic / lower Jurassic rifting period (208 to 144Ma) (Latil-Brun and Lucazeau, 1988) but not the following rifting phase related to Equatorial Atlantic opening.

Gd1 thermal modelling

In the presently discussed model application, six BHT temperatures were used to calibrate the present day heat flow. The low heat flow value led to temperatures systematically lower than uncorrected BHT's (Fig. 6), whereas the high one gives much closer results. When, comparing these modelling results to maturity data from the Gd-1 well which helps appreciating the thermal history of the eastern part of the study area, it appears that

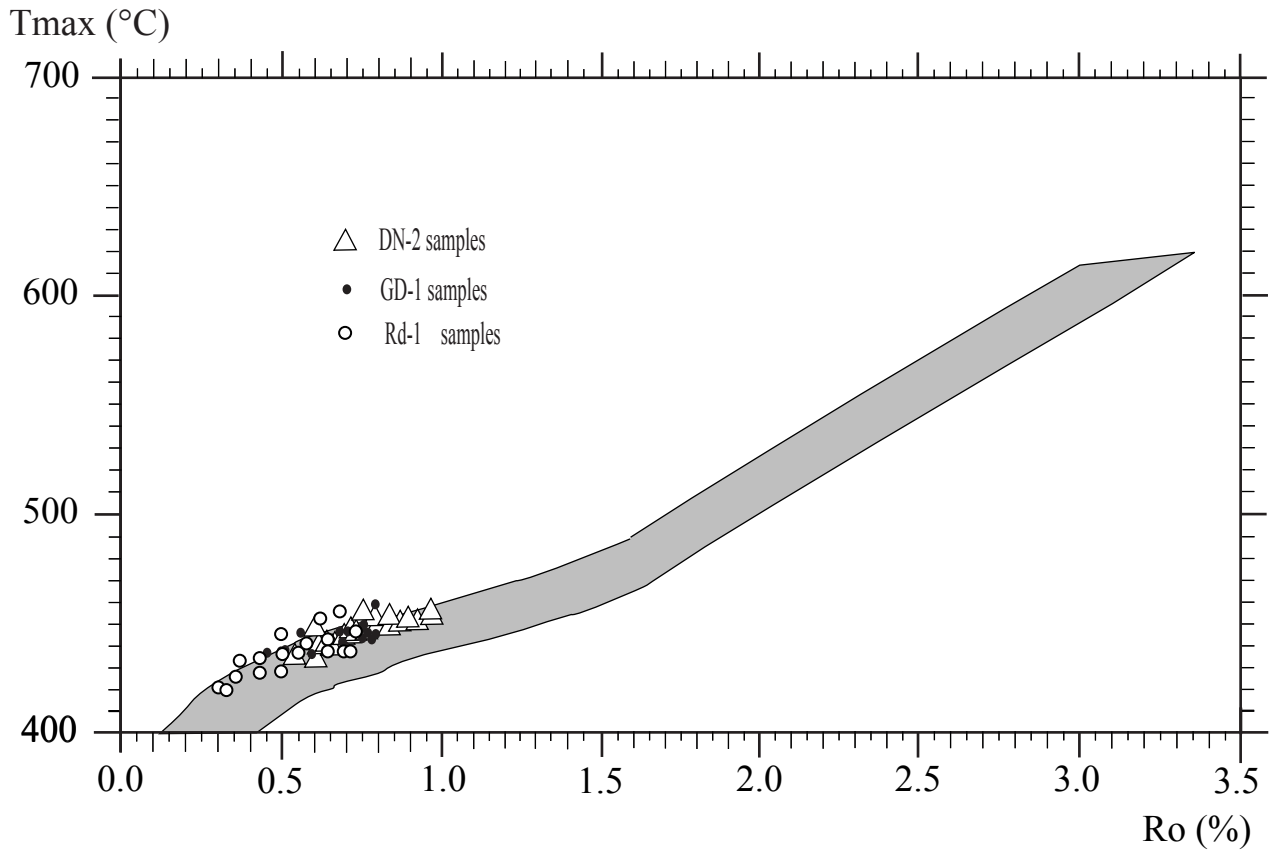


Fig.5 Ro / Tmax diagram, the grey area corresponds to the Ro / Tmax correlation of Teichmüller and Durand (1983)

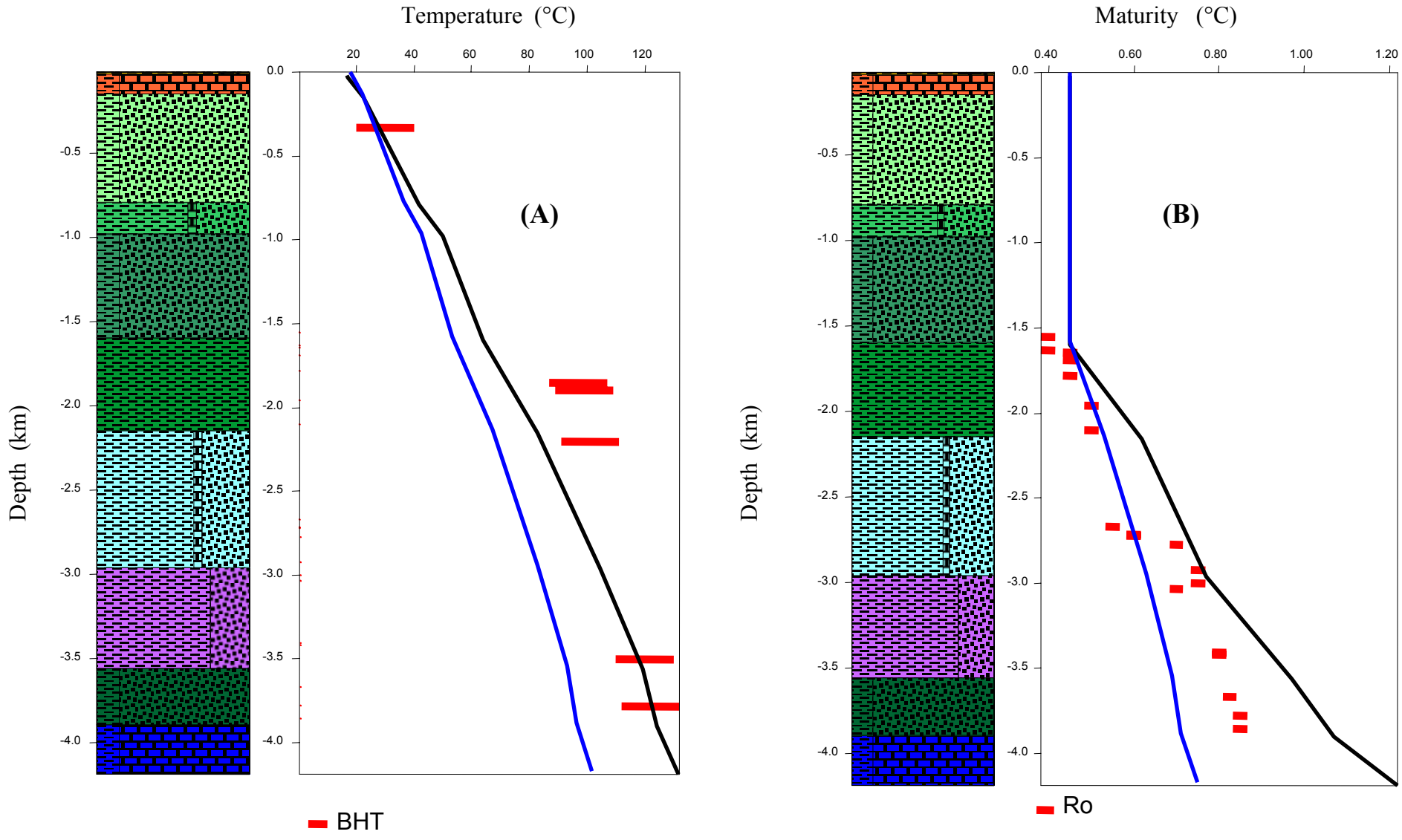


Fig.6. Gd-1 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line). (B)

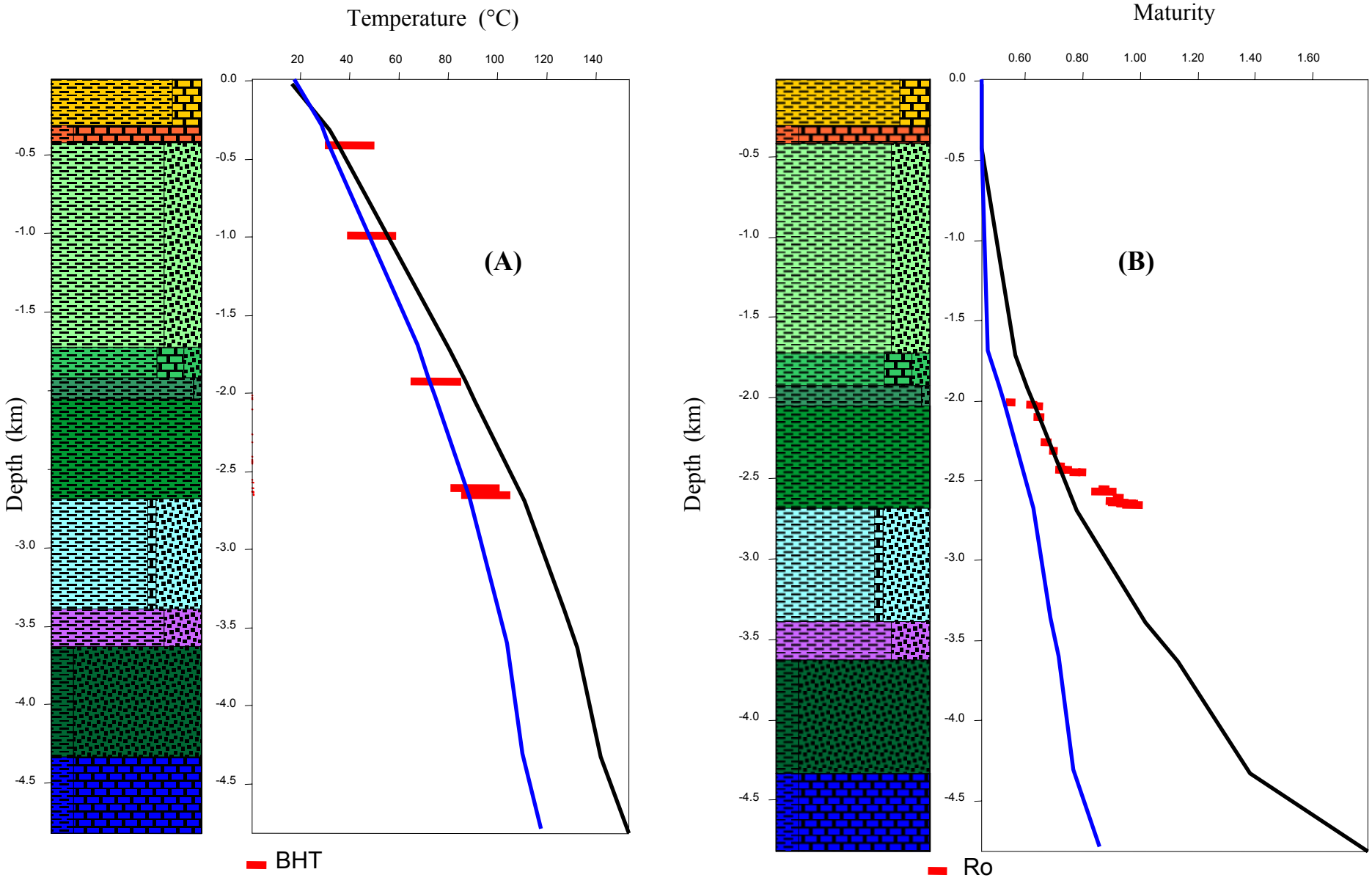


Fig.7. DN-2 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line).

reflectance R_0 values are in rather good agreement with the low heat flow model down to 2700 m. Then, a discontinuity offsets the R_0 values from the model trend.

DN2 thermal modelling

The thermal maturity record provided by the DN-2 well is characteristic of the graben structure in the centre of the study area. As a matter of fact, this well penetrated a thick sedimentary pile comprising Cenomanian-Turonian to Tertiary series. In that case, the low heat flow model gives a good fit with uncorrected BHT's (Fig. 7). However, if one takes into consideration the classical bias due to BHT measurements carried out previous to complete temperature re-equilibration, this should normally entail a temperature gradient closer to that provided by the high heat flow model. This would be consistent with calibration with reflectance values which effectively gives a better fit for the high heat flow model. However, a steep increase or a jump which appears below 2500 m depth cannot be explained by any of the two models.

CV1 thermal modelling

CV-1 well was drilled in the western part of the horst structure, at a rather short distance of the oceanic crust. Neither data reflectance nor BHT's are available for this well. Only Tmax data can be used for calibrate purposes. In this aim, reflectance values were estimated from Tmax using an empirical relationship. Then, the estimated R_0 values were compared to those predicted by model calculations (Fig. 8). The rather large scattering of resulting R_0 values, implies that the correlation must be interpreted with caution. However, if the two highest values are excluded, a reasonable match is obtained with the high heat flow model.

Other constraints

BHT and Ro data are available for a few other boreholes not directly located on the studied section. The comparison of these data with the modelling results was realised through the projection of the corresponding wells on the cross section For Pt-2 (Fig. 8), the low heat

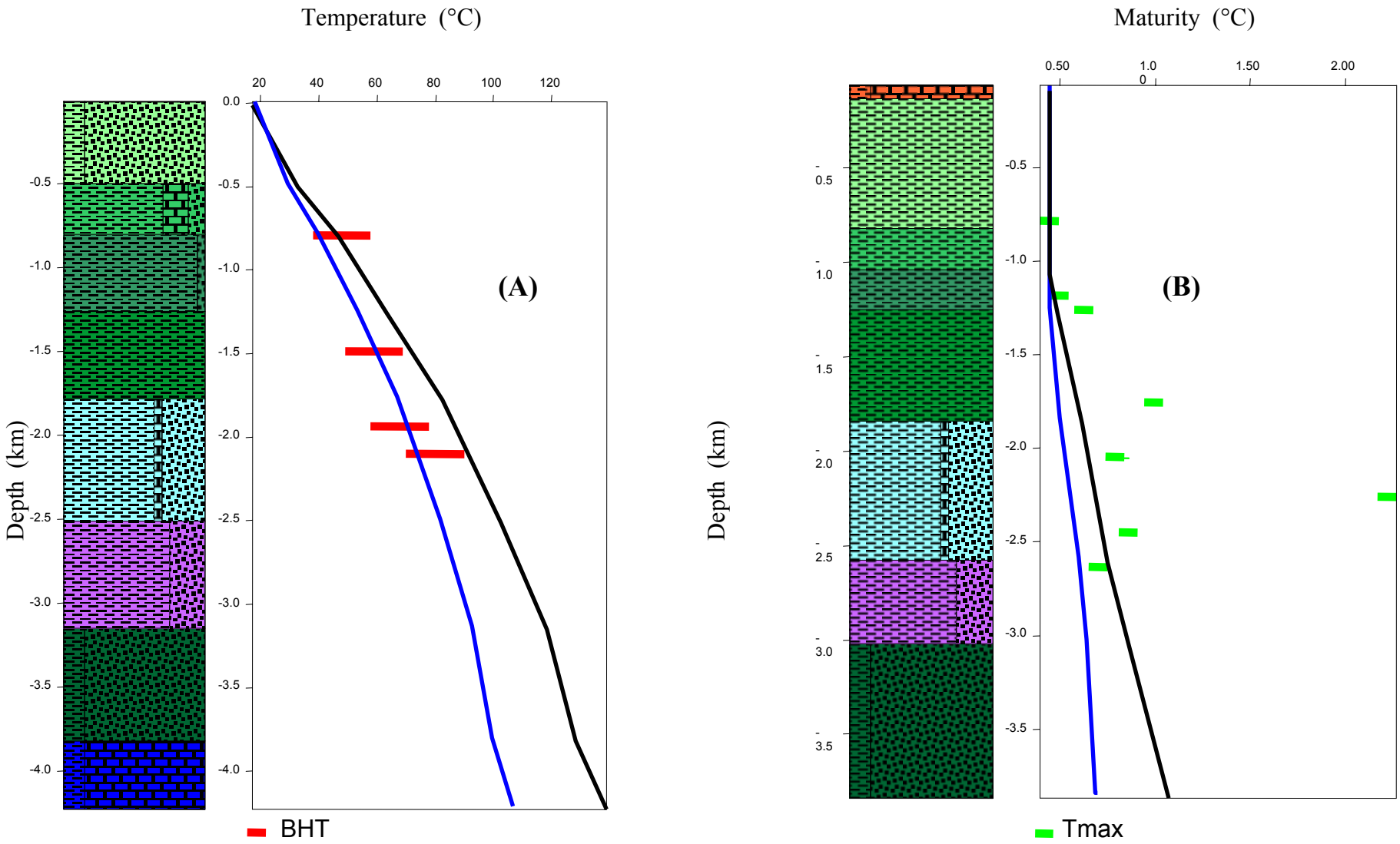


Fig.8. Thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line) for Pt-2 well; (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line) for CV-1 well.

flow model gives a better agreement with uncorrected BHT's, while for Ds-1 (Fig. 9) and Rd-1 (Fig. 10), the high heat flow model provides a better fit. In borehole Ds-1, in addition to measured vitrinite reflectances, other values of this parameter can also be estimated from

determined T_{max} values. As observed previously observed for CV1, T_{max} values (and related R_0 estimates) present a larger scattering than measured vitrinite reflectances. The two sets of data provide somewhat different trends, but with a scattering that makes difficult the comparison with modelling results. Nevertheless, the best fit is obtained with the high heat flow model. In contrast, for the Rd-1 well, R0 values which are concentrated in the Cenomanian-Turonian formation, delineate a rapid increase that cannot be explained by any of the two models. This maturity "jump" is similar to that already observed for the DN2 well.

The interpretation of this jump at least observed at two different sites in Cenomanian sedimentary rocks is not that simple. It could first be admitted that it results from the erosion of more than 2500 m of sediments, but this would require unrealistic sedimentation and erosion rates since the related stratigraphic interval covers 3 My at a maximum. An alternate explanation requires a local and rather long term heating caused by water circulations or volcanic intrusions. Since long term heating by such processes is unlikely, the remaining more likely possibility could be a local structure of conductivity focussing heat flow. Such a process is not taken into account by modelling.

Thermal History Reconstitution

For a better understanding of the basin thermal history, time evolution for the two alternative heat flow models is shown in figure 11. The overall evolution included an increase of surface heat flow during rifting related to the contraction of isotherms (and hence an increase of thermal gradients) and then a progressive relaxation to a value that did not vary significantly whatever the domains (however, the eastern domain was supposed to present a slightly higher value because of a limited thinning and greater heat producing capacity of the crust). The period of high heat flow was longer on the western part because of the influence of oceanic accretion following rifting stage. Then, the progressive Meso-cenozoic cooling could also be related to the regional post rift thermal subsidence phase (Mc Kenzie, 1978).

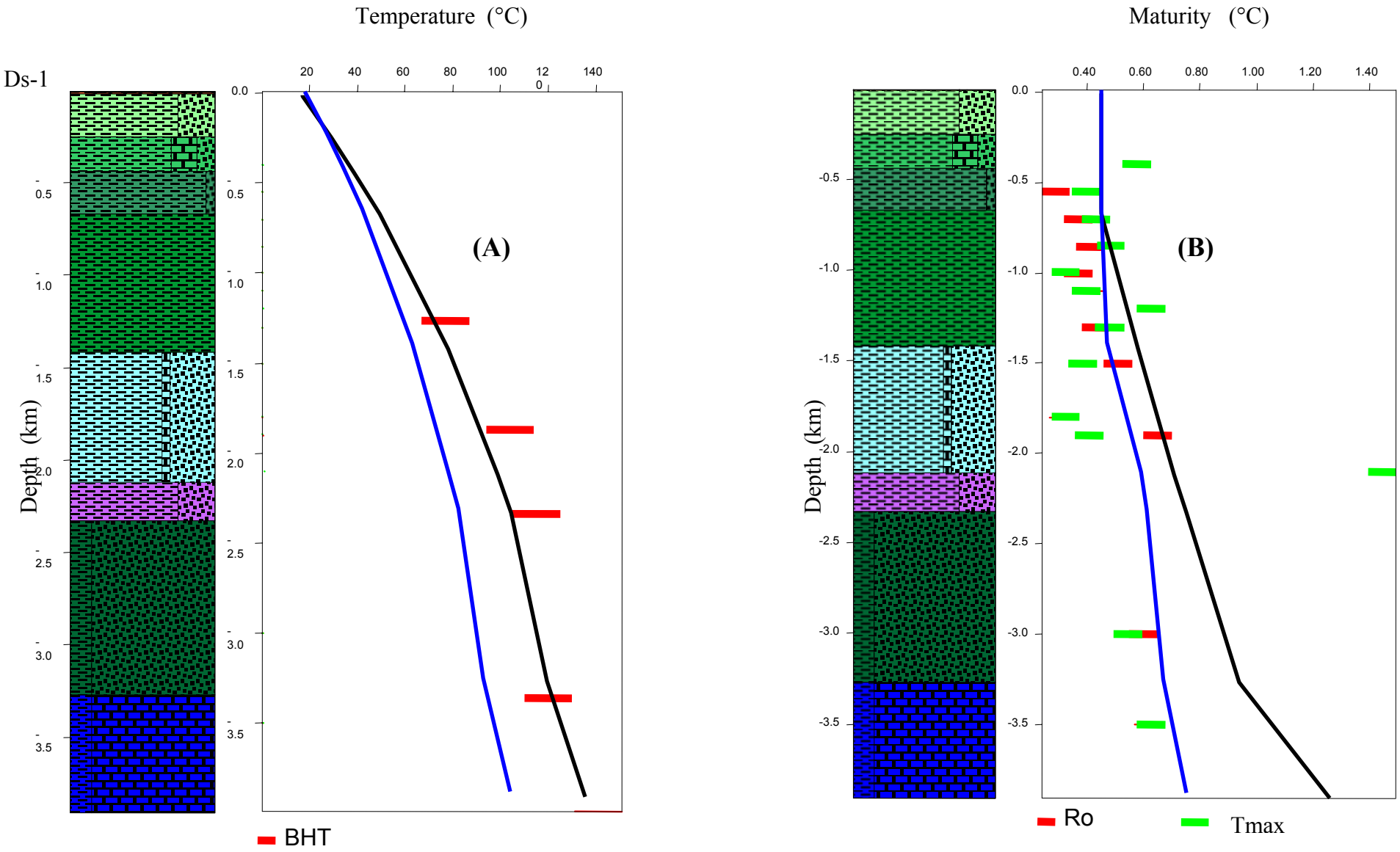


Fig.9. Ds-1 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line).

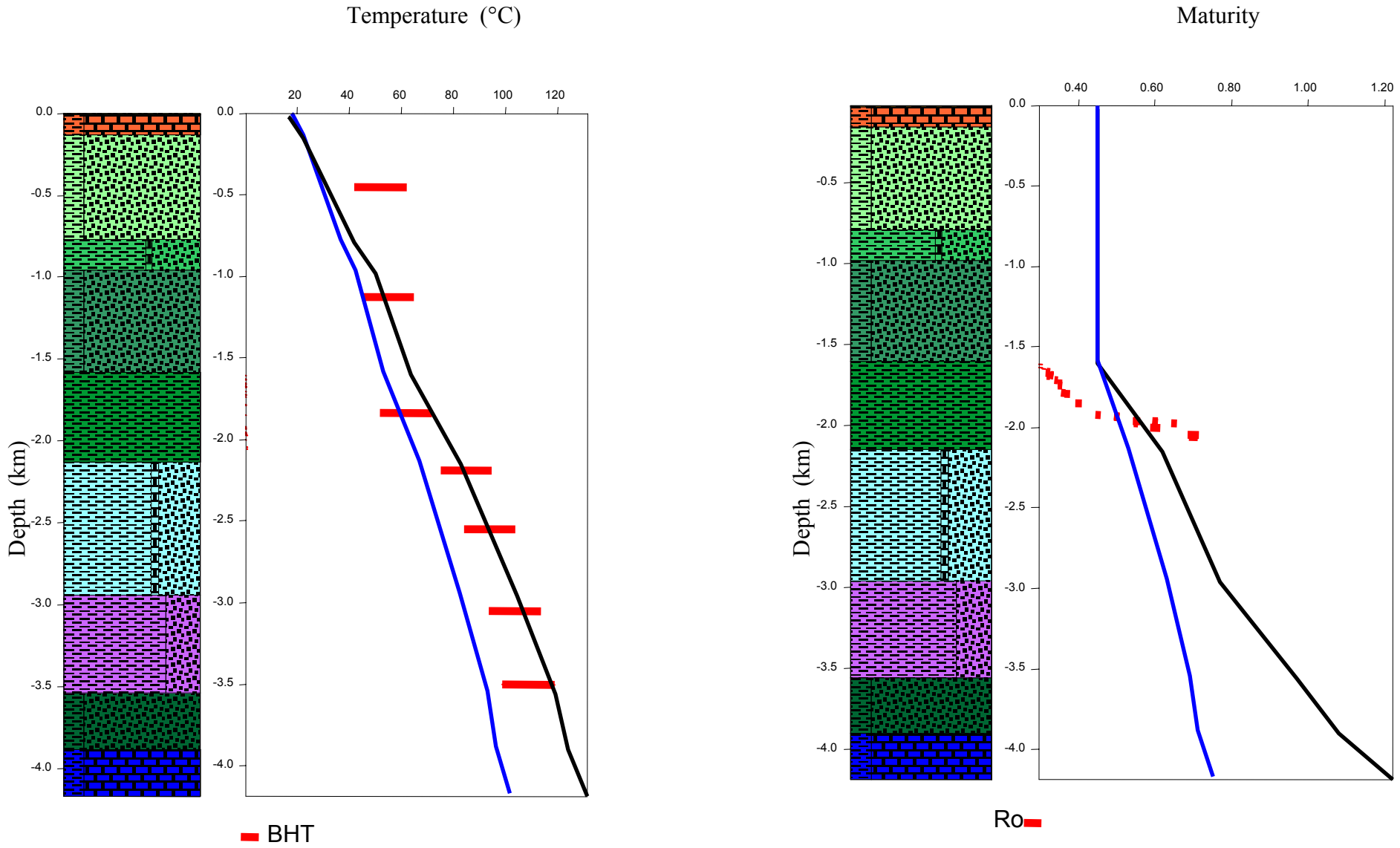


Fig.10. Rd-1 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line).

As discussed here above, calibration using BHT and Ro constraints tend to promote the high heat flow model. Then, we can now discuss the implication of these modelling results on the transformation of Cenomano-Turonian organic matter into oily products, using empirical definition of the oil window from present day temperatures (80-120 °C), present-day Ro values (0.8-1.2) and a kinetic model adapted to continental origin organic matter (type III).

Maturation modelling of Cenomanian - Turonian source rocks

Low heat flow model.

The resulting isotherms and isolines for the oil windows are superimposed on the depth structural cross-section (Fig.12). Stratigraphic limits of Cenomanian-Turonian source rocks are also presented. Modelling results show that the temperature level and then the maturity of the present day oil window (Fig. 13), varies from the eastern to the western part of the study area. Source rocks are immature in the West and the East. The only possibility for oil kitchen to have existed remains in the deepest part of the graben area and for the lower boundary of the oil window.

Evolution of kerogen transformation is presented for three locations in the eastern, central and western parts (Figs. 14 and 15). For the low heat flow history here taken into account, the transformation yield does not exceed 1%, and therefore it is unlikely that significant volumes of hydrocarbons could have been generated in such conditions.

Higher heat flow model

Compared to the low heat flow hypothesis, the high heat flow model entails a greater maturity for the Cenomanian-Turonian source rocks, a large part of them being effectively located in the potential oil window (POW). More precisely, assuming a temperature range of 80-120 °C implies that the POW is located between 1600 and 3200 m in the central part of the study area and deepens to the East and West (Fig. 12). In contrast, considering a R_0 range of 0.8-1.2%, leads to a location of the POW between 2800 and 3600 m depth (Fig. 13). Then, in

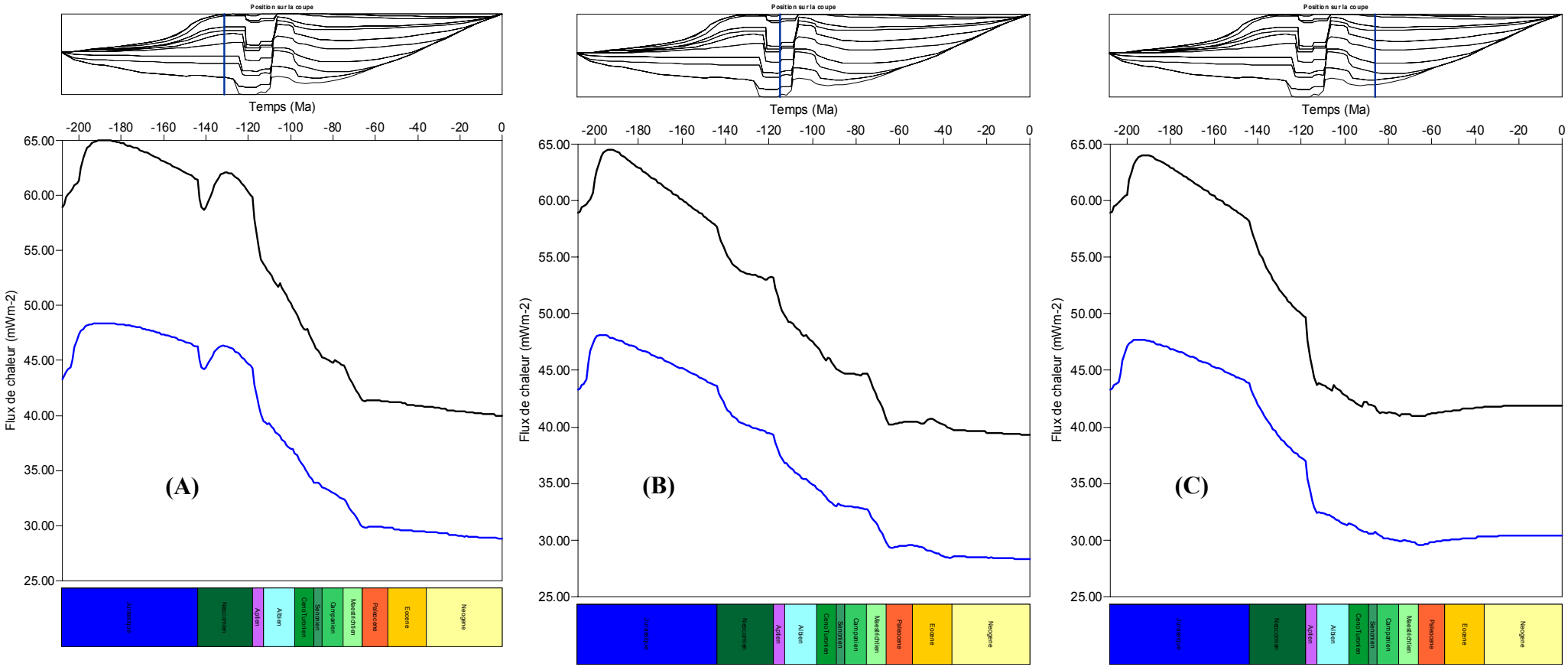


Fig11. Models results showing heat flow variation in Senegalese basin according to low heat flow (blue line) and High heat flow (black line) for Western area A) ; transitional (area (B); Eastern area (C).

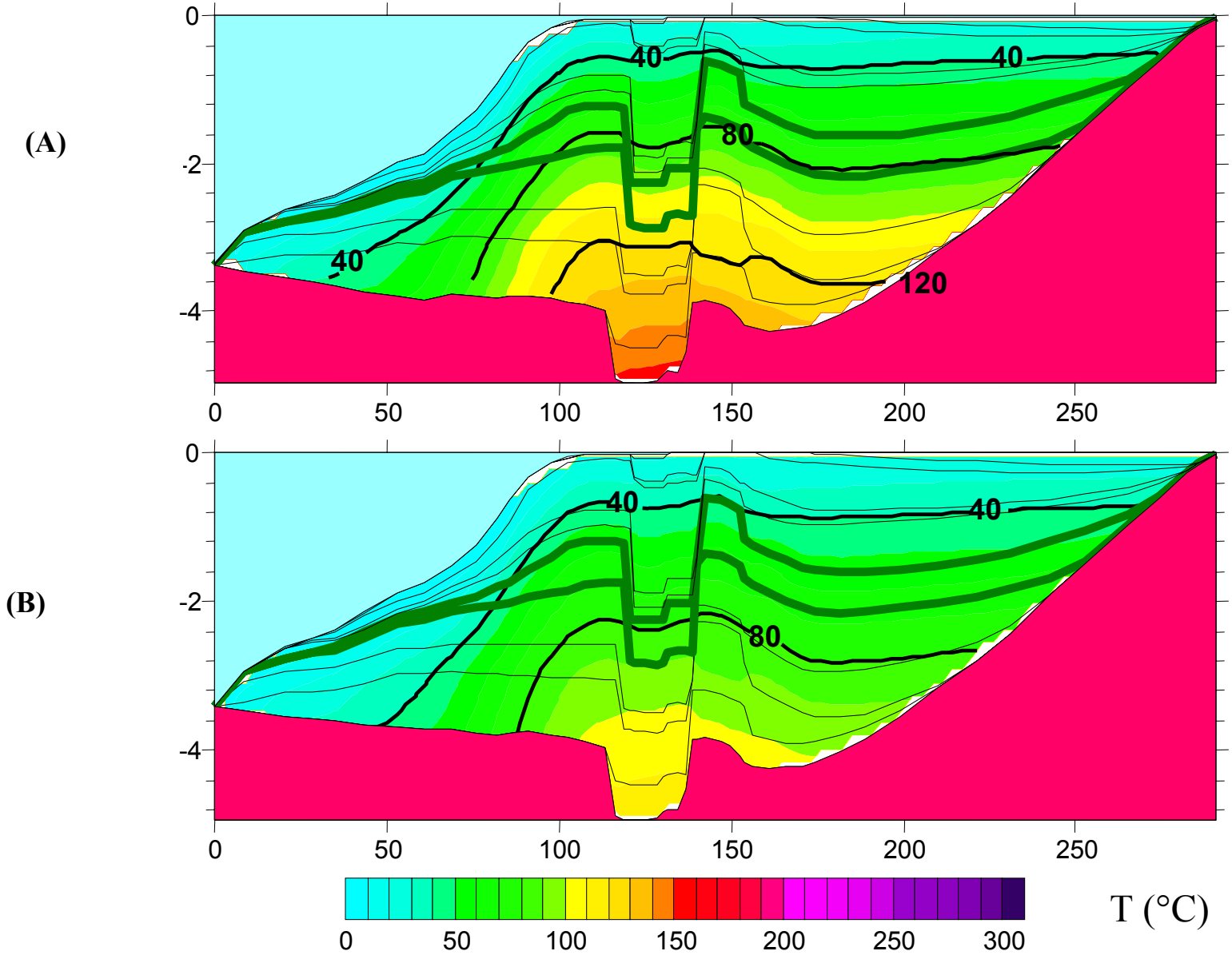


Fig.12. Predicted present day temperature distribution for: high heat flow model (A) and low heat flow one (B)

the central part of the study area, the base of the Cenomanian -Turonian formation could have reached the onset of the gas producing zone. In the latter high heat flow hypothesis, the kerogen transformation values predicted by the model are substantially higher than those provided by the low heat flow value. However,these ratio values remain low in the eastern and western part of the study area (less than 1%) thus suggesting the absence of oil and gas formation. In contrast, rather high transformation ratio values (up tog 10 % of kerogen transformation) are observed in the graben only (Fig. 15).

The burial curves associated to OM maturity evolution of DN-2 well indicate that oil generation from the Cenomanian-turonian formation probably started in late Cretaceous when entering the top of the oil windows, in conjunction with the high rapid subsidence phase. Considering that significant petroleum generation corresponds to a minimum of about 10 % of transformation ratio (Ungerer, 1993), it can be assumed that hydrocarbon migration occurred during the Eocene and probably still goes on nowadays.

Implication to hydrocarbon exploration

Hydrocarbon generation

The petroleum system is a natural hydrocarbon system that includes active source rocks, generated hydrocarbons and all the essential elements and processes that lead to hydrocarbon accumulation (Magoon, 1998; Magoon and Dow, 2000).

The maturity values predicted by the high heat flow model are globally in better agreement with measured data, and on the contrary, the low heat flow model does not lead to significant hydrocarbon generation. This prediction does not agree with the discovery of oil and gas in the study area: the main hydrocarbon productive well in Senegal onshore is actually the DN-14 well, which is precisely located in the transitional area (Nzoussi-Mbassani, 1998) where model predicts oil generation. Additionally, the heat flow predicted by this last model for the Present is close to data effectively measured along the Senegalese margin.

In this case, the difference between measured and calculated maturity parameters can be attributed to uncertainly in measuring vitrinite reflectance data and the large scale

modelling that does not include all of the geological small scale heterogeneities. The kinetic model used to predict vitrinite reflectance Ro evolution and petroleum generation is based on the assumption that temperature and time are the main factors responsible for Ro rise with increasing burial (Burnham and Sweeney, 1989). Recently, some authors showed that fluid pressure force process equilibrium towards the preservation of the low reflectance vitrinite over the normal higher reflectance vitrinite (Carr, 1991; 1999; Zou and Peng, 2001; Hao and Cheng, 1992; Hao et al., 1995). If effective reflectance measurements concerns the former kind of particles, thermal maturity might be underestimated. The presence of low reflectance vitrinite can also be attributed to various other factors (Dow, 1977; Barker, 1996). The suppression of vitrinite reflectance by hydrocarbon contamination is sometime observed in the oil window interval (Iglesias et al., 2000). The misidentification of vitrinite maceral usually observed in dispersed organic matter is also the major cause of anomalous low reflectance value (Dow and O'Connor 1980; Teichmüller, 1982; Barker, 1996; Malinconico, 2000). The fact that the vitrinite analysed in present study came from cutting samples obliges us to admit a possible risk of misidentification between vitrinite and other maceral particles (Lo, 1992). All these previous reasons can explain the overestimation of the thermal maturity by the heat flow model.

The low generation hydrocarbon potential can be attributed to the organic matter origin of Cenomanian-Turonian source rocks. It is now well-known that the process of OM conversion into hydrocarbons is dependent of it abundance (i.e. TOC), its quality (IH) and its type (ref). As observed here above, Cenomanian-Turonian, source rocks are dominated by type III organic matter having a low genetic potential (S1 + S2). Then, these source beds are gas prone and can only be expected to provide low yield of petroleum hydrocarbons (Espitalié et al., 1985). This assumption certainly explains gas potential observed in this area.

Migration and hydrocarbon accumulation:

In the study area, hydrocarbons are accumulated in Late Cretaceous reservoirs (Nzoussi-Mbassani, 1998). These latter ones occur as lenticular sandstones interbedded in host shales. No migration simulation was attempted in the present modelling approach and then, the discussion about accumulation processes is limited to geological knowledge of the study area. Maturation modelling clearly shows that late Cretaceous shale sediments located

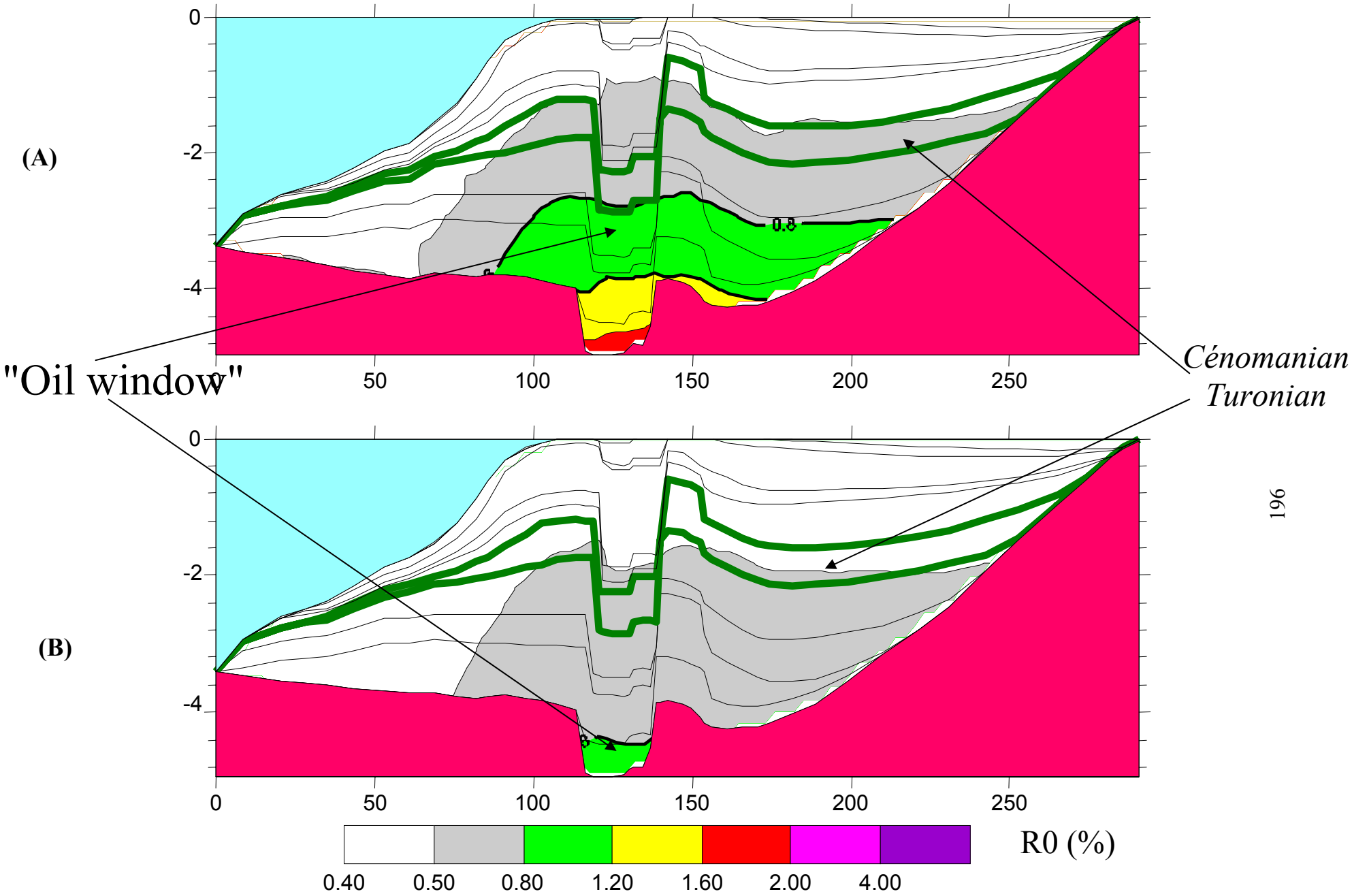


Fig.13. Predicted present day maturity for high heat flow model (A) and low heat flow one (B)

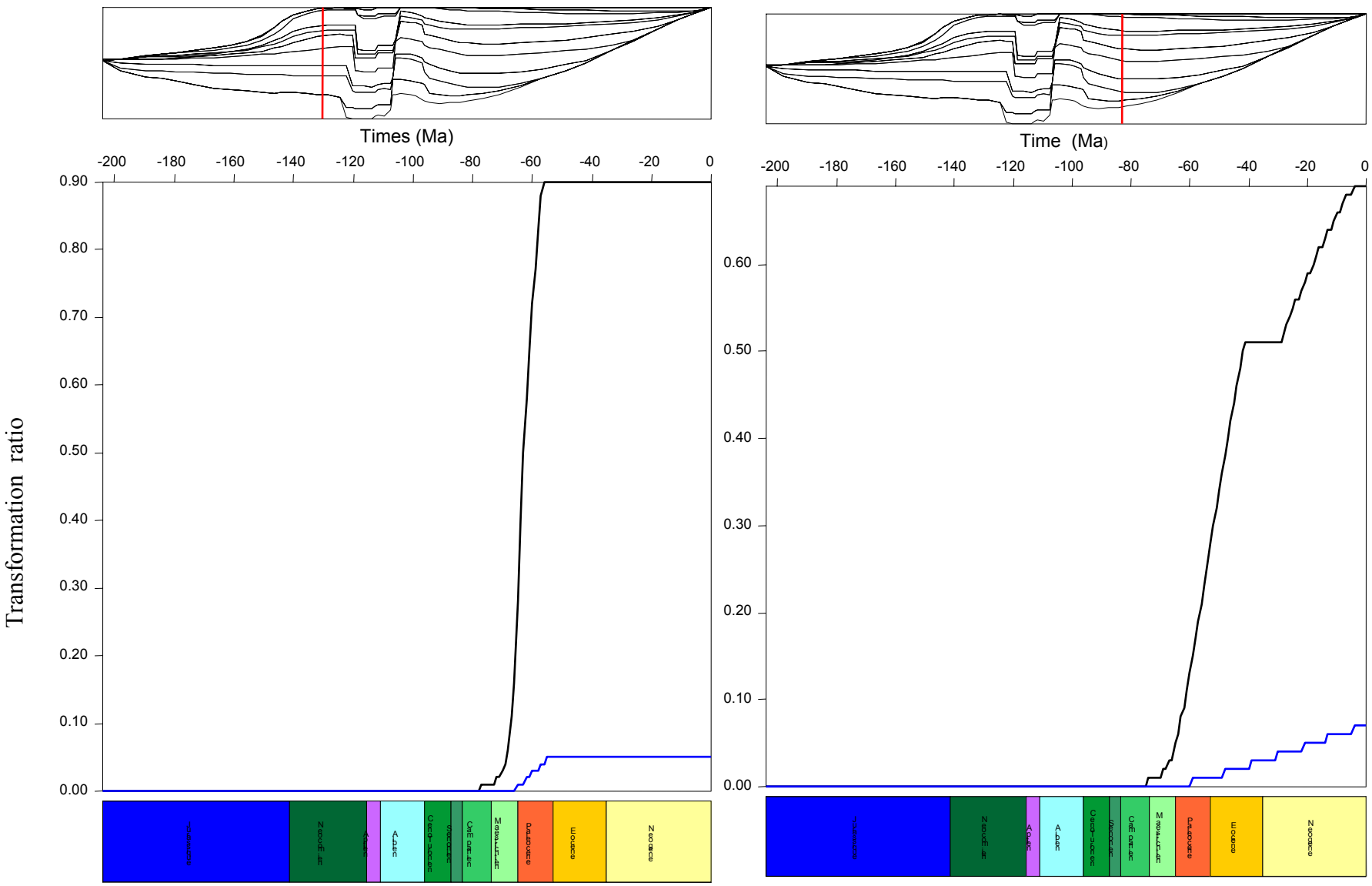


Fig.14 Time graph showing the predicted transformation ratio of Cenomanian-Turonian source according to low heat model (blue line) and high heat one (black line). Two area are considered: the Western (A) and the Eastern (B) areas

in the western area are immature. Additionally the structural setting and the stratigraphic disposition of the different components of the petroleum system (reservoir and source rocks) suggests that the faults were most probably the main migration pathways from the Cenomanian-Turonian source-rock to the Late Cretaceous reservoirs. The effectiveness of fault growth in oil migration has made the object of a controversy (Pratsch, 1991). According to the fluid theory proposed by Hooper (1991), the petroleum flow circulation is restricted to big faults which cut successions of mature source rocks. The generation in such levels could produce the oil saturation necessary to permit migration through the faults. In the study area, there are some geological evidences that support the idea of a predominant vertical migration through the faults.Normal faults were active up to the Early Tertiary and probably later (Nzoussi-Mbassani, 1998). Old normal faults related to rifting have been reactivated several times later on (Nzoussi-Mbassani, 1998). The faults connect the reservoirs and the Cenomanian-Turonian source rocks at a much greater depth than the best known reservoir. In addition to the distance, both levels are effectively separated by thick and impermeable shales. Because of these constraints, faults appears as more or less obligatory migration pathways that is supported by the fact that the known hydrocarbon accumulation are mainly related to faults or associated structures (rollover structures). Additionally, the predominance of lenticular sandstones reservoirs limits the possibilities of lateral migration.

Conclusion and exploration perspectives

Based on modelling with two different but constant heat flow values, the reconstitution the thermal history of the study area and the analysis of the relationships between the thermal regime and petroleum system onshore Senegal have been discussed. This approach allows the following conclusions to be drawn.

During the pre-Mesozoic period, the basin has first experienced a high heat flow as a result of rifting and early oceanic accretion processes. Then, a gradual cooling occurred during the post-rift phase. The modelling realised with a high heat flow value (60 mWm^{-2}) appears more adapted to explain hydrocarbon discoveries and present day heat flow than the low heat flow hypothesis (42 mWm^{-2}).

The Cenomanian-Turonian source rock reached the maximum paleotemperature and the oil window during Late Cretaceous. However, the generation of significant amounts of

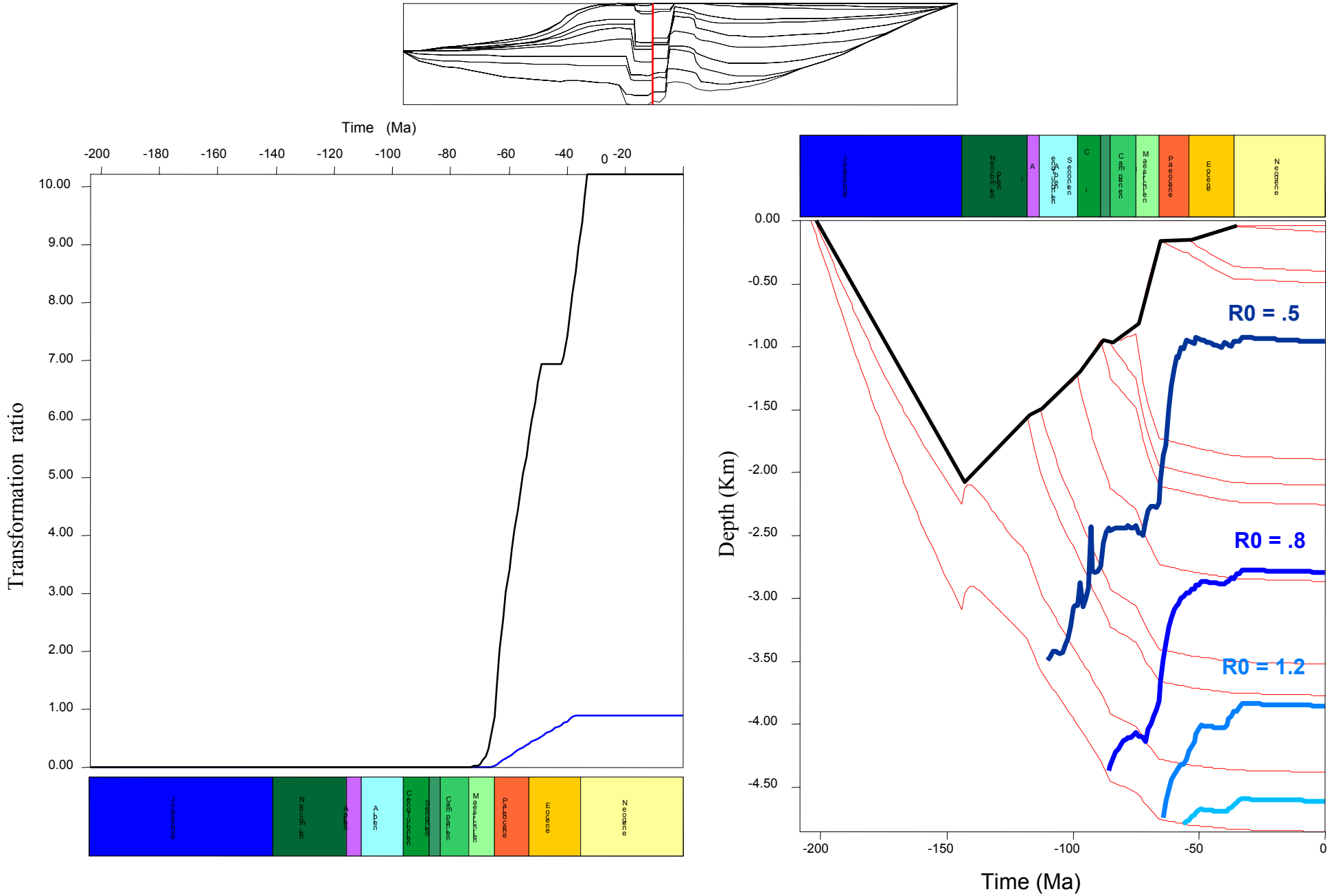


Fig.15. Burial history of transitional area (A) as well as Kerogen transformation ratio of Cenomanian-Turonian sources rocks from low heat flow model (blue line) and high heat flow one (black line)

hydrocarbons only begun during the Eocene. This process only concerned the centre of the graben where source rocks are effectively mature. In the eastern and western domains, the Cenomanion-Turonian is immature to early mature and thus does not display any significant hydrocarbon generation. The fundamental reason for the diachronous distribution of hydrocarbon in this area is related the difference of burial and of thickness between the centre of the study area and its surrounding parts.

Vertical growth faults were very probably the principal oil migration pathways between the deep source rocks and the shallower reservoirs. The centre part represents the interspersing area for petroleum exploration

Acknowledgements

The authors would like to thank A O. Wane and J. Medou from the Senegalese Petroleum Corporation for allowing us to access the data and collect the samples. They are grateful to M. Hatton and D. Keravis for technical assistance.

References

Athy, L. F., 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks: *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 14, 1-24.

Barker, C.E. 1996. A comparison of vitrinite reflectance measurements made on whole- rock and dispersed organic matter concentrate mounts: *Org. Geochem*. 24, 251-256.

Bellion, Y., 1987 Histoire géodynamique post paléozoique de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudéni, Tchad). *Unpublished Ph.D Thesis, University of Avignon*, 292 p.

Braun, J., Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins, *Geology*, *17* (8), 760-764.

Brigaud, F., Vasseur, G., 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks. *J. Geophs*. 98, 525-542.

Burnham, A. K., Braun, R. L., 1990. Development of a detailed model of petroleum formation, destruction, and expulsion from lacustrine and marine source rocks. *Org. Geochem*, 16, 27-39.

Burnham, A.K., Sweeney J.J., 1989. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. *Geochim. Cosmochim Acta* 53, 2649-2657.

Burrus, J., Osadetz, K., Wolf, S., Doligez, B., Visser, K., Dearborn, D., 1996. A two-dimensional regional basin model of Williston basin hydrocarbon systems: *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 80, 265-291.

Disnar, J.R., 1994. Determination of maximum paleotemperature of burial (MPTB) of sedimentary rocks from pyrolysis data on the associated organic matter: basic principles and practical application.. *Chem. Geol*. 118, 289-299.

Dow, W.G., 1977. Kerogen studies and geological interpretation. *J. Geochem. Explor.* 7(2), 79-99

Dow, W.G. and O'Connor, D.I. 1980. Kerogen maturity and type by reflected light microscopy applied to petroleum exploration, in Staplin, F.L.(Eds), How to assess organic maturation and paleotemperatures: S.E.P.M. Short Course 7, 133-157.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue Institut Français du Pétrole,* part I, 10, 563-578; part II, 40, 755-784; part III, 41, 467-481.

Espitalié, J. Bordenave M. L., 1993. Rock-Eval pyrolysis. In M. L. Bordenave, *Applied petroleum geochemistry*, pp. 237 – 261. Technip, Paris.

Falvey, D.A. 1974. The development of continental margin in plate tectonic theory. *Austr. Petr. Expl. Ass. J.* 5, 95-106.

Hao, F., Cheng, J., 1992. The cause and mechanism of vitrinite reflectance anomalies. *J. Petr. Geol.*. 15, 419 – 434.

Hao, F., Youngchuan, S., Sitian, L., Qiming, Z., 1995. Overpressure retardation of organic matter maturation and petroleum generation: a case study from the Yinggehai and Qiongdongnan basins, South China sea. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull*. 79, 551 – 562.

Hooper, E. C. D. 1991. Fluid migration along growth faults in compacting sediments. *J. Pet. Geol.*, 14 (2) 161 – 180.

Iglesias, M.J., Jimenez, A., Del Rio J.C., Suarez-Ruiz, I. 2000. Molecular characterisation of vitrinite in relation to natural hydrogen enrichment and depositional environment. *Org. Geochem*. 31, 1285-1299.

International Committee of Coal Petrology. 1971. International Handbook of Coal Petrography, 2nd Ed., CNRS, Paris.

Kinsman, D.J.J. 1975. Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margin. In A.C. Fisher and S. Judson, *Petroleum and global tectonics*, pp. 83-128. Princeton University Press.

Lafargue, E., Marquis, F., and Pillot, D. 1998. Rock – Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Rev. Inst. Fr. Pét.,* 56(4), 421-437.

Latil-Brun, M.V. Lucazeau, F., 1988. Subsidence, extension and thermal history of the West African margin in Senegal, *Earth Planet. Sci. lett., 90* (2), 204-220.

Latil-Brun, M.V., Flicoteaux R., Brunet, M. 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. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 819 – 824.

Liger, J. L., Roussel, J. , 1979. Etude gravimétrique du bassin côtier du Sénégal, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys*. 21, 419-427.

Lo, H.B., 1992. Identification of Indigenous vitrinites for improved thermal maturity evaluation. *Org. Geochem.* 18, 359-364.

Lopatin, N. V., 1971. Temperature and geologic time as a factor in coalification (in Russian): Izveotiya Akademii. Nauk SSSR, *Seriya Geolicheskya*, 3, 95-106.

Lucazeau, F., Brigaud, F., Leturmy, P., 2003. Dynamic interactions between the gulf of Guinea passive margin and the Congo river drainage basin. Part II: Isostasy and uplift, *J. Geophys. Res.,* 108, 1001-1029

Magoon, L. B., 1988. The petroleum system: a classification scheme for research, exploration, and resource assessment. In: Magoon, L.B.(Ed), Petroleum Systems of the United States. *USGS Bull.* 1870, 2 – 15.

Magoon, L. B., Dow, W.G., 2000. Mapping the petroleum system – an investigative technique to explore the hydrocarbon system. In Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds), Petroleum Systems of South Atlantic Margins. *Am. Ass. Pet. Geol. Memoir* 73, pp. 53-68.

Malinconico, M.L. 2000. Using reflectance crossplots and rotational polarization for determining first-cycle vitrinite for maturation studies. *Int. J. Coal. Geol.* 43, 105-120.

McKenna, T. E., Sharp, J M., Lynch, F. L., 1996. Thermal conductivity of Wilcox and Frio sandstones in south Texas (Gulf of Mexico basin): *Am. Ass. Pet. Geol. Bull*. 80, 1203-1215

McKenzie, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. lett., 40*, 25-32.

Michaud, L. 1984. Les milieux sédimentaires crétacés du Sénégal et leur évolution diagénétique (étude de subsurface). *Unpublished Ph.D. thesis*, University of Aix-Marseille, 3, 285 p.

Nzoussi-Mbassani, M.P. 1998. Etude des faciès réservoirs de la zone de Thiès Diam Niadio (Sénégal). *Unpublished Master Memoir., University of Dakar*, 69 p.

Nzoussi-Mbassani, M. P., Disnar, J.-R., Laggoun-Défarge, F., 2003. Organic matter characteristics of Cenomanian-Turonian source rocks: Implications for petroleum and gas exploration onshore Senegal: *Mar. Petr. Geol*. 20, 411 – 427.

Palmer, A. R., 1983. The decade of North American Geology: Geologic time scale. *Geology*, 11, p. 503-504.

Peters, K. E., 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rocks using programmed pyrolysis: *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* 70, 1021-1040.

Pratsch, J. C., 1991. Vertical migration: a major exploration parameter. *J. Pet. Geol.*, 14 (4), 429 - 444.

Robaszynski, F., 1989. Evénements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. *Geobios, Mém. Spéc.,* 11*,* 311-319.

Schatz, J.F. Simmons, G., 1972. Thermal conductivity of earth mantle materials at high temperatures*, J. Geophys*. Res. 77, 6966-6983.

Sclater, J. G. Christie, P. A. F., 1980. Continental stretching: an explanation of the post mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin *J. Geophys*. Res., 85, 3711-3739.

Teichmüller, M. 1982. Rank determination on sedimentary rocks other than coal. *In Stach's Textbook of coal Petrology* (edited by Stach E., Mackowsky M.-Th., Teichmüller M., Taylor G. H., Chandra D. and Teichmüller) pp. 361-371. Gebrüder-Bontraeger, Berlin.

Tissot, B.P. Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence* (p. 699p. Springer-Verlag, Berlin.

Tissot, B. Espitalié, J., 1975. L'évolution thermique de la matière organique des sediments: applications d'une simulation mathématique: *Rev. Inst. Fr. Petrol.* 30, 743-777.

Ungerer, P., 1993. Modelling of Petroleum Generation and Migration In, Bordenave M. L., (Eds), Applied Petroleum geochemistry, pp. 395- 441. Technip, Paris.

Ungerer, P., Burrus, J., Doligez, B., Chenet, P. Y., Bessis, F., 1990. Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration: *Am. Ass. Pet. Geol. Bull*, 74, 309-335.

Villeneuve, M. and Da Rocha Araujo, P.R. (1984). La stratigraphie du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc Géol Fr.* 32, 29-40

Waples, D. W., 1980. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration: *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* 64, 916-926.

Zou, Y.-R. and Peng, P. 2001. Overpressure retardation of organic matter maturation: a kinetic model and its application. *Mar.Pet. Geol.* 18, 707-713.

NEUVIEME CHAPITRE

DISCUSSION GENERALE

Ce travail qui a porté sur l'étude des roches mères cénomano-turoniennes de la plateforme sénégalaise visait initialement deux objectifs majeurs. Le premier, à connotation purement fondamentale, était de tenter de répondre ou du moins d'apporter des éléments nouveaux sur la controverse concernant les mécanismes de formation des "black shales" du Cénomano-Turonien qui divise depuis longtemps la communauté des sédimentologues. Cette préoccupation apparaissait d'autant plus justifiée que jusqu'à présent, les formations cénomano-turoniennes avaient toujours ou presque été vues comme des niveaux à très fortes teneurs en matière organique. Par ailleurs, au Sénégal, les seules études ayant précédemment porté sur ces niveaux avaient été effectuées dans le cadre du "Deep Sea Drilling Project" DSDP, et n'avaient donc pas permis d'aborder les conditions de sédimentation de ces formations sur la plate-forme. Enfin, le deuxième objectif de l'étude répondait à des préoccupations appliquées, liées à l'exploration pétrolière. En effet, la zone d'étude produit l'essentiel des hydrocarbures du Sénégal et revêt donc un intérêt essentiel pour ce pays.

Ainsi, sur le plan fondamental, cette étude nous a d'abord amenés à relancer le débat sur les conditions de dépôt des black-shales du Crétacé moyen, et ce, principalement à travers la productivité primaire. Ceci nous a conduits à confronter deux modèles, l'un ancien, qui se fonde sur les résultats de la présente étude sur le C-T de la marge sénégalaise, et ceux du bassin de Tarfaya au Maroc, et l'autre, récent, qui s'appuie cette fois sur le fonctionnement des upwellings. La référence à ce second type de modèle se fonde sur l'importance qui, durant de nombreuses années, a été attribuée aux phénomènes d'upwelling dans le contrôle d'une productivité exceptionnelle, et par voie de conséquence dans le dépôt des black-shales. Toutefois, en regardant le fonctionnement actuel de telles cellules, il nous paraît nécessaire de nous interroger sur la réalité de leur existence dans la zone d'étude, au Crétacé moyen.

La forte productivité observée dans les zones d'upwelling actuelles semble difficilement dissociable de l'apport d'un flux terrigène considérable. Ainsi, une forte productivité au niveau des marges résulterait de la conjonction d'apports de nutriments de deux sources différentes, une source continentale (apport terrigène) et une deuxième source marine, directement contrôlée par le mécanisme d'upwelling. Dans ces conditions, il n'est pas

évident de faire la part de ce qui pourrait primordialement découler de l'upwelling au sens strict, et de l'apport continental. Quoiqu'il en soit, la question primordiale consiste à savoir si le modèle tel qu'il fonctionne, ou a fonctionné, permet, ou a permis, d'expliquer le dépôt des black shales considérés. Sur ce point, notre démarche comparative ancien-actuel, nous a permis de mettre en évidence deux différences majeures. La première concerne l'écart de taux de sédimentation au voisinage des marges, entre les niveaux riches en matière organique de ces deux époques. La deuxième est le faible taux d'accumulation de matière organique sur la plate-forme ancienne tel que le montrent les séries du Sénégal, par rapport à celles observées actuellement, par exemple au large de la côte namibienne. La prise en considération de ces deux facteurs nous amène à formuler les deux hypothèses suivantes :

- 1°) à l'instar de ce que connaissent les marges actuelles (Pérou et Namibie), une forte productivité dépend effectivement de la conjonction d'apports de nutriments de deux sources tel qu'évoqué ci-dessus. En absence de l'une d'entre-elles et en l'occurrence de l'upwelling comme cela à dû se produire au C-T, au large de l'actuel Sénégal, un flux terrigène important n'a, de toute évidence, pas été suffisant pour assurer une productivité autochtone notable.

-2°) inversement, à titre d'hypothèse, on peut aussi envisager que l'upwelling ait bien fonctionné et ait donc engendré une forte productivité, mais que les conditions étaient alors défavorables à la préservation de la matière organique. Cette seconde hypothèse s'accorde mal avec ce que l'on a mis en évidence au Sénégal, ainsi qu'au regard des conditions de sédimentation actuelles. En effet les sites de Namibie et du Pérou sont des domaines marins ouverts et donc soumis à la fois à l'impact des courants oxygénés et à de possibles dilution par la matrice minérale. Malgré le recyclage d'une partie de la matière organique (90% selon certaines hypothèses), dès lors que la productivité est importante, il en échappe toujours une partie suffisante pour s'accumuler dans les sédiments. Dans le cas du Sénégal, les indices géochimiques font apparaître comme une évidence que la productivité était faible au C-T, vraisemblablement parce que les apports continentaux n'étaient probablement pas ou peu relayés par un système d' upwelling efficace.

A la lumière de ces diverses observations et d'une manière plus générale, il nous paraît essentiel de nous interroger sur la réalité du fonctionnement des upwellings au Crétacé moyen. Par souci de trouver une explication générale pour le dépôt des formations riches en carbone organique n'a-t-on pas exagéré l'importance des processus d'upwelling? Bien

évidemment, cette interrogation ne signifie nullement que nous contestons l'existence des upwellings en tant que processus purement océanographiques, mais simplement de leur caractère général au C-T et plus directement de leur caractère effectif au niveau de la marge sénégalaise, et d'une manière globale sur la zone Nord Atlantique, à cette époque.

Les doutes clairement exprimés sur le fonctionnement d'un phénomène d'upwelling dans la zone d'étude, au C-T, entraînent nécessairement la question complémentaire suivante : en absence d'un processus d'upwelling comment expliquer le dépôt de niveaux riches en carbone organique (avec des valeurs atteignant parfois 40% de COT ; DSDP, 367) dans les environnements profonds (zone abyssale). Sur ce point, certains auteurs avaient évoqué la possibilité d'un re-dépôt, par des courants turbiditiques, de sédiments riches en matière organique arrachés au talus. En effet, ce phénomène se produirait dans certains environnements actuels comparables, comme au niveau de l'upwelling de Benguela. Toutefois, la mise en œuvre d'un tel processus apparaît incompatible avec les caractéristiques sédimentologiques des sédiments cénomano-turoniens des domaines abyssaux. En effet, ceux-ci présentent souvent des laminations et une absence de foraminifères benthiques qui attestent de conditions de dépôt dans un environnement plutôt calme.

La deuxième façon d'aborder ce problème consiste à s'appuyer sur des données actuelles connues de productivité dans le domaine océanique profond pour essayer d'extrapoler les conditions ayant existé dans le passé. Les données actuelles montrent que la productivité organique dans la zone photique, au-dessus des mers profondes, se situe autour 50g cm^{-2}/an. Quand on compare ce chiffre à celui de la productivité connue dans les zones de plate-forme actuelles (100 à 200 g cm^{-2}/an), seules des conditions de préservation exceptionnelles peuvent justifier d'une accumulation de sédiments riches en matière organique à partir d'une productivité initiale aussi faible. Le développement d'une colonne d'eau anoxique atteignant la limite de la zone photique pourrait alors avoir joué un rôle déterminant dans ce processus de préservation en limitant la dégradation du matériel planctonique durant sa chute dans la colonne d'eau. Les différentes données géochimiques obtenues sur les sédiments de Tarfaya, notamment la présence de 1,2,3,4 tetraméthylbenzene dérivé possible de isoreniératène produit par des organismes photosynthétiques vivant en milieu anoxique, soutiennent cette hypothèse. Par ailleurs, les données pétrographiques et moléculaires que d'autres auteurs ont obtenues sur les niveaux cénomano-turoniens traversés par le forage DSDP, permettent d'étendre la conclusion précédente au milieu de dépôt de ces sédiments, en zone profonde.

La deuxième question à laquelle cette étude devait tenter de répondre concernait l'histoire géologique et thermique des formations cénomano-turoniennes afin d'appréhender les conditions de la genèse des hydrocarbures et d'apprécier les potentialités de la zone d'étude en termes d'exploration pétrolière. En effet, la connaissance des phases de formation et d'accumulation des hydrocarbures constitue une information essentielle pour l'exploration pétrolière d'un bassin sédimentaire. A cet égard, la modélisation apparaît comme un outil particulièrement bien adapté en permettant, de simuler et d'extrapoler l'évolution des différents processus naturels qui concourent à la formation des gisements d'hydrocarbures. En ce sens, notre démarche a consisté à subdiviser la zone d'étude en trois secteurs géographiques: un domaine oriental, un domaine occidental puis un domaine intermédiaire. La simulation thermique proprement dite s'est en fait fondée sur deux modèles de température L'un, à flux thermique élevé, s'est avéré plus convenable que l'autre, pour rendre compte des évolutions de la zone d'étude et des accumulations pétrolières connues dans la zone d'étude. Le résultat vraisemblablement le plus marquant de cette simulation est d'avoir montré que la zone intermédiaire était a priori la plus intéressante pour l'exploration pétrolière. En effet, les formations cénomano-turoniennes y sont entrées dans la fenêtre à l'huile à la fin du Crétacé, et ont commencé à expulser les hydrocarbures à l'Eocène. Outre les roches mères cénomano-turoniennes, le système pétrolier de la zone comprend les réservoirs du Crétacé terminal. La migration des hydrocarbures se serait faite grâce au réseau de failles sub-verticales et les principaux pièges seraient structuraux, notamment avec des structures en Rollover.

CONCLUSIONS GENERALES

Les principaux résultats de ce travail basé sur l'étude des faciès cénomano-turoniens de la plate-forme sénégalaise amènent aux conclusions suivantes:

- ***La distribution des formations cénomano-turoniennes et leur richesse en carbone organique semblent dépendre plus de la paléogéographie que d'un supposé mécanisme uniforme de sédimentation ou d'anoxie générale. Ainsi les niveaux déposés dans les environnements de plate-forme apparaissent moins riches en matière organique que ceux qui se sont déposés sur le talus ou dans la plaine abyssale***.

- ***Les facteurs locaux et notamment les apports détritiques, l'influence de courants littoraux oxygénés, la sédimentation d'une matière organique mixte, constituent les traits caractéristiques majeurs des faciès de plate-forme. En revanche, les faciès des milieux profonds sont caractérisés par une prédominance de matière organique phytoplanctonique, avec une signature moléculaire dominée par des composés organo-soufrés.***

- ***Au Cénomano-Turonien, la productivité primaire de la zone d'étude était relativement faible par rapport aux zones d'upwelling actuelles. Il est ainsi difficile d'imaginer que le phénomène d'upwelling ait été déterminant dans le processus d'accumulation de black shales.***

- ***La distribution des faciès organiques durant cette époque contraste avec les observations qui peuvent être faites sur les milieux océaniques actuels. Ainsi le modèle de sédimentation proposé à l'issue de la présente étude, suggère l'existence de bassins sédimentaires isolés séparés par des paléoreliefs ou des structures hautes héritées de la phase de rifting, qui limitent les échanges entre les domaines profonds et la plate-forme continentale.***

- ***Le moteur essentiel de l'anoxie est la configuration paléotectonique de cette zone lors de l'ouverture Atlantique. A cela s'ajoutent d'autres facteurs comme le climat, la stagnation des eaux, la température. Tous ces facteurs ont induit une stratification des eaux et donc un développement de l'anoxie dans les parties profondes et isolées de la plate-forme. Malgré une productivité moyenne, ce système a néanmoins permis la préservation de la matière organique sédimentée.***

- ***Le modèle de simulation de l'histoire thermique du bassin sénégalais montre que la genèse des hydrocarbures par les formations cénomano-turoniennes a eu lieu à la fin du Crétacé. L'expulsion de ces derniers hors de la roche mère s'est effectuée à l'Eocène, et leur migration vers des pièges essentiellement structuraux s'est produite à la faveur de failles sub-verticales.***

- ***La prédominance d'une matière organique de type III donne à ces roches mères une tendance à produire du gaz, ce qui explique les exploitations de gaz dans cette partie du Sénégal.***

LISTE DE FIGURES

Premier chapitre

Fig. 1: Carte paléogéographique de la répartition de l'évènement anoxique océanique au Cénomano-Turonien avec localisation des forages DSDP. Principalement d'après Schlanger et al., (1987) et des données complémentaires de Herbin et al., (1986), Arthur et al., (1990).

Fig.2 Carte paléogéographique et de localisation des faciès du Cénomano-Turonien du Nord-Ouest de l'afrique d'après Busson & Cornée (1972) et Stampfil et al., (2001).

Deuxième chapitre

Fig. 3 Cycle du carbone organique (Berner, E. K. & Berner, R. A, 1996) Valeur de carbone en Gigatonnes (Gt) on été calculées par Kump et al., (1999).

Fig. 4 Dégradation thermique du kérogène et genèse d'hydrocarbures.

Fig. 5 Evolution des roches mères durant le Phanérozoïque avec leurs proportions.

Troisième chapitre

Fig. 6 Localisation des la zone d'étude et l'ensemble de forages qui s'y trouvent (Nzoussi, 1998).

Fig. 7 Contexte géologique générale de la zone d'étude avec (a) localisation du bassin dans la marge Nord -Ouest africaine; (b) géologie de la zone de Thiès Diam Niadio; (c) Coupe structurale Est-Ouest de la zone d'étude d'après Bellion (1987).

Fig. 8 Colonne stratigraphique du bassin sénégalo-mauritanien montrant les trois phases de son évolution géodynamique (Nzoussi, 1998).

Fig. 9 Représentation schématique de la paléogéographie du Cénomano-Turonien ainsi ses variations lithologiques dans la zone d'étude.

Fig. 10 Le Cénomano-Turonien dans le forage DN-2

Fig. 11 Le Cénomano-Turonien dans le forage Gd-1

Fig. 12 Le Cénomano-Turonien dans le forage Rd-1

Fig. 13 Localisation du bassin de Tarfaya dans la marge Ouest africaine ainsi que de forage étudiés.

Cinquième chapitre

Fig. 1. (**a**) Map showing generalised geological setting of west African margin and the location of Thies-Diam Niadio study area within Senegalese basin. (**b**) Location of the boreholes within the Thies Diam Niadio area (full circles show the three studied wells, i.e. DN-2, Gd-1, Rd-1).

Fig. 2. Lithological descriptions of boreholes with the main Cenomanian-Turonian facies: (**a**) DN-2 well in distal environment, (**b**) Gd-1 transitional nerectic environment, (**c**) Rd-1 littoral and nearshore area.

Fig. 3. Correlation between total carbon (TC) contents obtained from Leco CNS 2000 analyser and total organic carbon (TOC) yield obtained from Rock-Eval pyrolysis.

Fig. 4. Sulfur and carbon ratio (S/C) vs total organic carbon (TOC) indicating medium oxic conditions.

Fig. 5. Relative abundance of organic constituents (palynofacies) from proximal (Rd-1) to distal (DN-2) environment. Predominance of amorphous organic matter (AOM) with two main groups: gelified (glAOM) in proximal environment and granular (grAOM) in distal one.

Fig. 6. Total organic carbon and nitrogen ratio (TOC/N) vs hydrogen index (HI) indicating that the maximum of the samples are plotted within the area of terrestrial domain / type III.

Fig. 7. Location of the studied samples in the hydrogen index – oxygen index diagram (modified from Espitalié et al, 1977).

Fig. 8. Maceral composition performed on polished sections of densimetric concentrates of organic matter by optical microscopy (incident white and blue light). Note the predominance of vitrinite in all the samples. Fusinite content increase from distal (DN-2) to more proximal environment (Rd-1).

Fig. 9. Vitrinite reflectance vs. depth and two examples of vitrinite reflectance histograms.

Fig. 10. Hydrogen index (HI) vs Rock-Eval Tmax of Senegalese dispersed organic matter.

Fig. 11. Organic facies model and lateral repartition of Cenomano-Turonian depositional setting in Onshore Senegalese basin as deduced from petrographic and geochemical data.

Fig. 12 Thies-Diam Niadio cross section illustrating relationship between Cenomanian-Turonian source rocks and Maastrichtian sandstones reservoirs. Normal faults represent the main migration pathway.

Plate 1. Optical microphotographs of the main organic constituents: (**a**) gelified AOM (transmitted light); (**b**) granular AOM (transmitted light); (**c**) granular AOM fluorescent in yellow (incident blue light); (**d**) translucent higher plant tissues (transmitted light); (**e**) telinite (incident white light); (**f**) collotelinite (incident white light)

Sixième chapitre

Fig. 1 (a) Map showing Senegalese basin and DN-2 well into the geological setting of west African margin. (b) Location map of Ardeche area and MM-1 well in the south-eastern France.

Fig. 2 Location of the studied samples in the hydrogen index – oxygen index diagram and Hydrogen index (HI) vs Rock-Eval Tmax

Fig. 3 Reflectance histograms indicating three vitrinite populations in DN-2 samples.

Fig. 4 Plot of indigenous and reworked vitrinite reflectance data against the depth in DN-2 (a) and MM-1 wells. Note the sub-parallel evolution of both profile with depth.

Fig. 5 Reflectance histograms indicating two vitrinite populations in MM-1 samples.

Fig. 6 Reflectance (Ro) vs Oxygen and carbon ratio. Overall reflectance do not change with weathering.

Fig. 7 Murchinson et al diagram showing the relation between the reflectances of other maceral group and the reflectance of vitrinite. The reworked vitrinite reflectance pathway is located between inertinite and vitrinite maceral. The reworked vitrinite reflectance converge to indigenous pathway with increasing maturity.

Plate. 1 Optical microphotographs of indigenous vitrinite (incident white light): (a) telinite particle; (b) and (c) angular collotelinite particles with framboid pyrite inclusions.

Plate. 2 Optical microphotographs of reworked vitrinite (incident white light): (d) and (e) small and sub-rounded particles; (f) rounded particle. Note the absence of pyrite framboid inclusions.

Septième chapitre

Fig. 1 Paleogeographic map during Cenomanian-turonian period with DSDP wells (according to Schlanger et al., (1987) Herbin et al., (1986) and Arthur et al., (1990).

Fig. 2 (a) Map showing the generalised geological setting of West African margin and the location of the Senegal and Tarfaya basins. (b) Location of studied wells (T85, T87, T87) in the Tarfaya basin. (c) Location of the studied wells (Rd-1, Gd-1, DN-2) in the Senegal plaltform.

Fig. 3 Bulk geochemical characteristics of studied samples. HI-Tmax diagram(A); HI vs OI diagram (B); Total organic carbon and nitrogen ratio vs HI (C); Sulphur and carbon ratio vs. TOC (D).

Fig. 4 SEM images of Senegal samples showing two OM morphological feature with corresponding EDS analyses. (A) thin laminated bands with sulphur enrichment; (B) dispersed OM without sulphur presence

Fig. 5 (A) EDS analyses spectra showing mineral composition of Senegal sediments; (B) an example of elemental (Fe, S) fingerprints of Senegal samples.

Fig. 6 (A) Gas chromatogram showing relative abundance of major compound in Senegal samples.(a): alklylbenzene; (b) Naphtalene; (c) alkane. (B) Gas chromatogram showing distribution of alklybenzene series (see table1 for identification); (C) Gas chromatogram showing the distribution of Naphtalene series.

Fig. 7 Gas chromatograms showing n-alkane distribution in Senegal samples. (A) Proximal area with bimodal distribution; (B) distal showing unimodal distribution.

Fig. 8 Gas chromatogram showing Hopane series

Fig. 9 Photomicrographs illustrating the typical maceral composition of Tarfaya studied samples. (a) Organic rich sample showing high OM bands; (b) Organic poor sample with dense mineral; (c) and (d) Strong fluoriscing alginite. (e) Reddish brown amorphous organic matter (AOM). (e) fluoriscing AOM

Fig.10 SEM images of Tarfaya samples showing both OM and mineral matrix relationship and pyrite distribution in mineral matrix. The EDS spectra show the presence of Sulphur in OM.

Fig. 11 (A) EDS analyses spectra showing mineral composition of Tarfaya sediments; (B) an example of elemental (S, Ca) fringerprints of Tarfaya samples.

Fig. 12 (A) Gas chromatogram showing relative abundance of major compound in Tarfaya samples. (a): alklylthiophene; (b) alkylbenzene; (c) alkane. (B) Gas chromatogram showing distribution of alklythiophene series (see table3 for identification); (C) Gas chromatogram showing thedistribution of alkylbenzene series (see table 4 for identification).

Fig. 13 Gas chromatograms showing n-alkane unimodal distribution (A) and Hopane distribution (B).

Fig. 14 Paleoceanography and depositional setting during Cenomanian-Turonian time Note the presence of paleorelief structure between the continental shelf and the bathyal and abyssal environment. This structure restricted water exchange both depositional setting.

Huitième chapitre

Fig. 1 Localisation of the study within the Senegalese basin. Note the localisation of East - West modelled cross-section.

Fig. 2 Stratigraphic column showing the three geological stages of the Senegalese basin history

Fig. 3 East-West modeled cross-section with faults and key wells of studied area.

Fig. 4 Ro / Tmax diagram, the grey area corresponds to the Ro / Tmax correlation of Teichmüller and Durand (1983)

Fig. 5 Plots showing HI vs. Tmax and HI vs. OI showing the type III kerogen predominance and thermal maturity interval of studied samples.

Fig. 6 Gd-1 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line). (B)

Fig. 7 DN-2 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line).

Fig. 8 Thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line) for Pt-2 well; (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line) for CV-1 well.

Fig. 9 Ds-1 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line).

Fig. 10 Rd-1 thermal and maturity modeling showing: (A) the measured temperature data (BHT) and the calculated temperature curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line); (B) the measured maturity data (Ro) and the calculated maturity curve form higher heat flow (black line) and low heat flow (blue line).

Fig. 11 Models results showing heat flow variation in Senegalese basin according to low heat flow (blue line) and High heat flow (black line) for Western area(A) ; transitional area (B); Eastern area (C).

Fig. 12 Predicted present day temperature distribution for: high heat flow model (A) and low heat flow one (B)

Fig. 13 Predicted present day maturity for high heat flow model (A) and low heat flow one (B)

Fig. 14 Time graph showing the predicted transformation ratio of Cenomanian-Turonian source according to low heat model (blue line) and high heat one (black line). Two are considered: the Western area (A) and the Eastern one (B)

Fig. 15 Burial history of transitional area (A) as well as Kerogen transformation ratio of Cenomanian-Turonian sources rocks from low heat flow model (blue line) and high heat flow one (black line)

ANNEXES

ANNEXE I: Caractérisation minéralogique

I Minéralogie de la roche totale

II Minéralogie de la fraction argileuse

II-1 Forage Gd-1

II-2 Forage DN-2

II-3 Forage Rd-1

III Apport de la susceptibilité magnétique

ANNEXE II: Analyses Rock-Eval

Tableau 1: Paramètres Rock-Eval du forage DN-2 (Sénégal)

Tableau 2: Paramètres Rock-Eval du forage Gd-1 (Sénégal)

Tableau 3: Paramètres Rock-Eval du forage Rd-1 (Sénégal)

Tableau 4: Paramètres Rock-Eval du forage T85 (Maroc)

Tableau 5: Paramètres Rock-Eval du forage T86 (Maroc)

Tableau 6: Paramètres Rock-Eval du forage T87 (Maroc)

ANNEXE III: Thermicité et modélisation du bassin

Tableau 7: Coordonnées géographiques de forages utilisés pour la modélisation.

Tableau 8: Valeurs de porosité des faciès réservoirs maastrichtiens sur la plate-forme sénégalaise.

Tableau 9: Valeurs de température mesurée dans les forages pétroliers.

Figure 17: Loi de porosité pour les calcaires (a) et les argiles (b) d'après Latil-Brun et al., 1986); et de formations gréseuses (Nzoussi, 1998).

Figure 18: Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse ainsi que celle de la reflectance de vitrinite (Ro), du Tmax, et des paléotempératures calculées d'après Barker et Pawlewicz (1994). Forage DN-2.

Figure 19: Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse ainsi que celle de la reflectance de vitrinite (Ro), du Tmax, et des paléotempératures calculées d'après Barker et Pawlewicz (1994). Forage Gd-1.

Figure 20: Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse ainsi que celle de la reflectance de vitrinite (Ro), du Tmax, et des paléotempératures calculées d'après Barker et Pawlewicz (1994). Forage Rd-1.

CARACTERISATION MINERALOGIQUE

I Minéralogie de la roche totale

Les résultats des analyses par DRX montrent une certaine constance dans la composition minéralogique essentiellement organisée autour de trois groupes de constituants: Le premier que l'on peut qualifier de majeur est exclusivement composé des minéraux argileux représentant plus de 90% de la totalité de la roche. A ce groupe s'ajoute de façon extrêmement minoritaire un deuxième ensemble englobant le quartz, la calcite et la pyrite. Leur teneur excède rarement 5%. Enfin un troisième groupe fait des éléments dont la présence tout en étant ultraminoritaire (inférieure à 2%) est aussi aléatoire. Il s'agit de la goethite, des feldspaths et de gypse. La table 1 résume les proportions de ces trois groupes de constituants.

Constituants	**Argiles**	**Quartz**	**Calcite**	**Pyrite**	**Goethite**	**Feldspaths**	**Gypse**
Minimun (%)	90	1	1	0	0	0	0
Maximun (%)	100	5	5	5	2	2	2

Table 1 Composition minéralogique des sédiments de la plateforme sénégalaise

II Minéralogie de la fraction argileuse

La description du cortège argileux montre une composition relativement homogène dominée par l'illite et la smectite. A ces deux constituants sont souvent associés de la chlorite, de la kaolinite, ainsi que des interstratifiés illite-smectite (I/S). D'une manière générale les teneurs en composés majeurs de chacun des trois forages montrent une évolution inverse avec la profondeur: la teneur de smectite tend à diminuer alors que celle de l'illite augmente.

II-1 forage Gd-1

Les teneurs en illite (**Fig. 14**) dans ce forage oscillent entre 10 et 96%, celles de la smectite entre 1 et 69%. Les fortes teneurs en illite sont surtout observées à la base de la série alors que la smectite demeure plus concentrée vers le sommet. Aux environs de 2600m de profondeur une chute remarquable de la teneur en smectite est observée. Elle est parallèlement suivie d'une augmentation de la teneur en illite. La chlorite est présente presque dans toute la série et ses teneurs varient entre 1 et 25%. Les interstratifiés I/S apparaissent surtout dans la partie supérieure du forage où ils atteignent une teneur maximale de 16%. Leur disparition avec la profondeur semble coïncider avec la chute de la teneur de smectite. Il est à noter une absence de kaolinite dans ce forage. Il n'existe pas de corrélation claire entre les teneurs en matière organique (MO) et l'évolution de composés argileux. Toutefois à la base de la série, les "pics" de MO semblent coïncider avec de pics de teneurs d'illite.

II-2 Forage DN-2

L'illite présente de teneurs variant entre 25 et 88%, la smectite entre 0 et 65% (**Fig. 15**). Conformément aux observations précédentes (Gd-1), la smectite apparaît concentrée au sommet de la série. En outre, on note sa disparition complète à partir de 2550 m de profondeur s'accompagnant d'une nette augmentation de teneurs en illite. La chlorite relativement ubiquiste sur toute la série présente des teneurs relativement élevées (maximum 40%). Contrairement au forage précédent on note la présence de la kaolinite même si ses teneurs restent relativement faibles (4% au maximum). Les interstratifiés I/S observés ont aussi des proportions assez faibles (au plus 10%). Ils montrent une tendance à la disparition en profondeur. La matière organique ne semble pas se concentrer dans un niveau argileux particulier.

II-3 Rd-1

La smectite est largement concentrée au sommet de la série avec de teneurs atteignant parfois 85% (**Fig. 16**). Les teneurs en illite quant à elles varient entre 14 et 91%. L'évolution verticale de ces deux constituants majeurs est dans l'ensemble similaire à celle des forages précédents. La chlorite demeure présente dans toute la série. Les interstratifiés (I/S) sont aussi présents

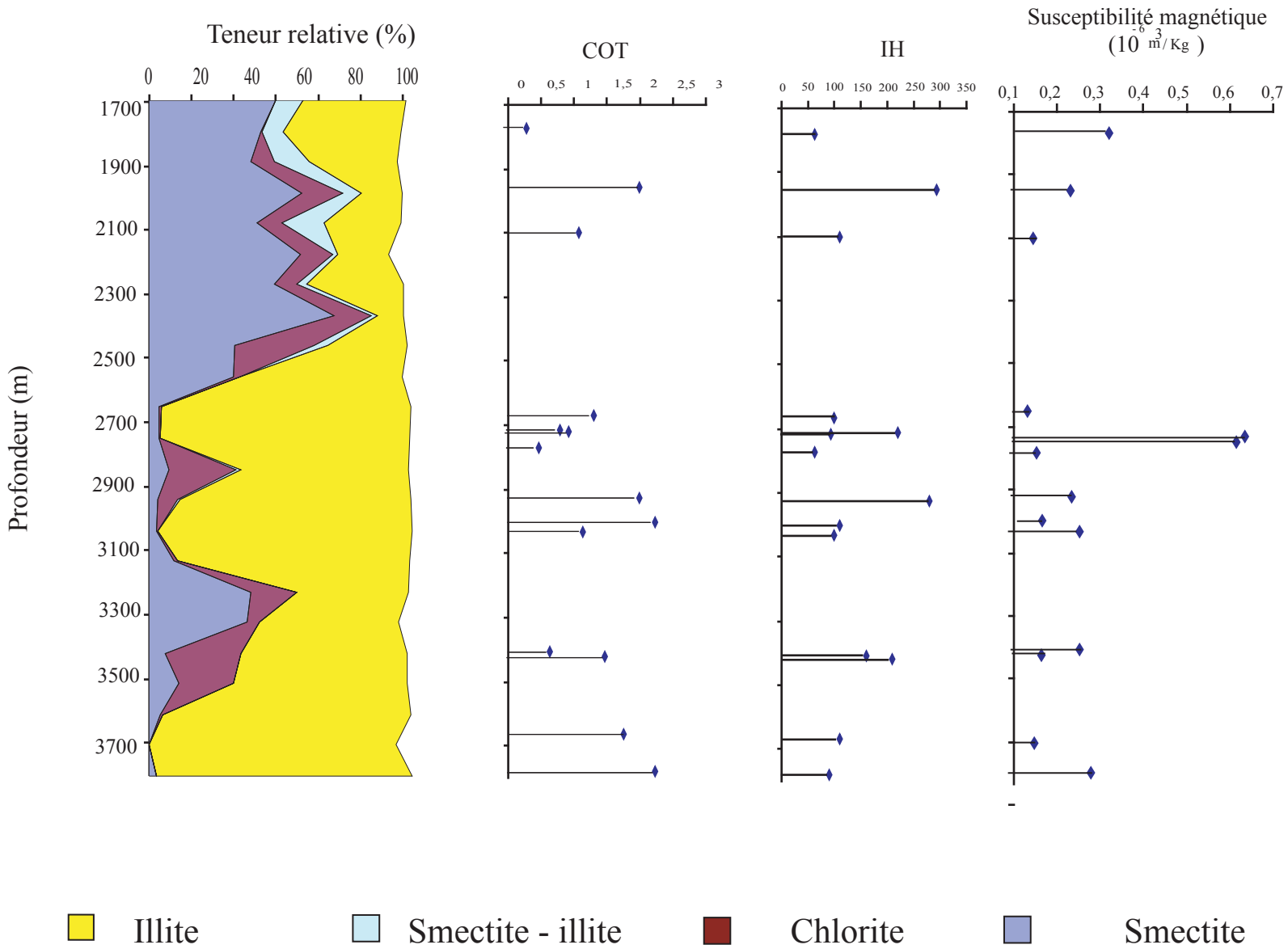


Fig. 14 Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse associée à la quantité de matière organique (COT), sa qualité (IH) et la variation de susceptibilité magnétique. Gd-1

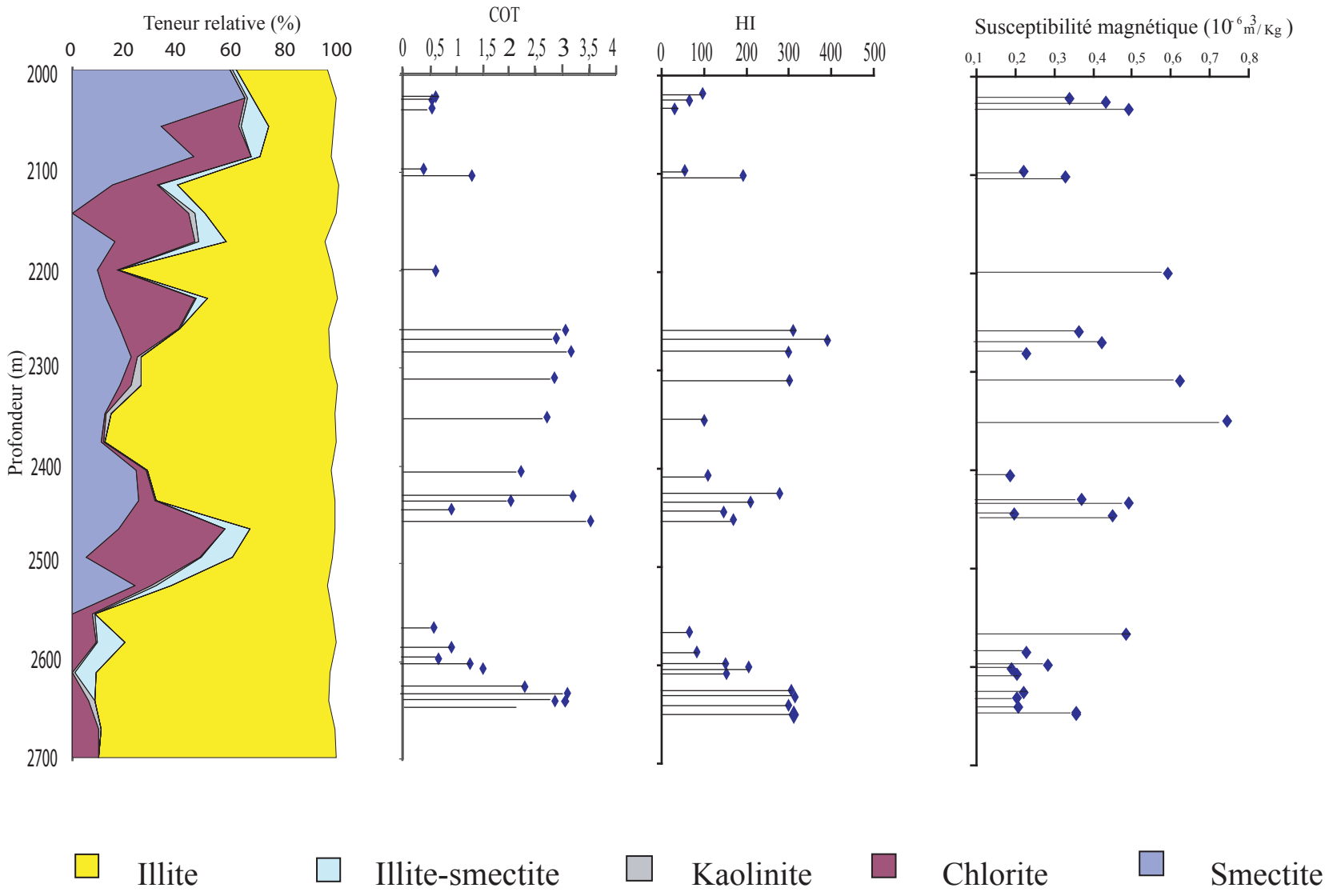


Fig.15 Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse associée à la quantité de matière organique (COT), sa qualité (IH) et la variation de susceptibilité magnétique pour DN-2.

dans des proportions supérieures à 20% dans certains niveaux. Ils disparaissent en profondeur aux environs de 1840 m. A l'image de DN-2 la kaolinite est présente principalement au sommet de la série ou elle atteint parfois 10%. La distribution de matière organique paraît irrégulière sans concentration dans un niveau argileux déterminé.

V Apport de la susceptibilité magnétique

Pour comprendre et interpréter les valeurs de la susceptibilité magnétique obtenues dans ce travail, il nous paraît nécessaire de rappeler l'origine des propriétés magnétiques des sédiments. En théorie la susceptibilité magnétique représente la somme de comportements magnétiques de différents minéraux présents dans les sédiments. De façon générale, il existe dans la nature divers comportements magnétiques. On peut les regrouper en trois principaux groupes: le premier englobe les substances à forte susceptibilité magnétique parmi les plus étudiés on peut citer le corps *ferromagnétiques* (le Fer pur, le Chrome, et le Nickel), les *ferrimagnétiques* (la magnétite) et enfin les *antiferromagnétique* (hématite, goethite). Ces substances sont rarement trouvées dans les sédiments. La deuxième catégorie concerne les matériels paramagnétiques prépondérants dans la plupart des roches et des sols. Elle englobe la majorité des sels et certains minéraux contenant du fer comme la *biotite et la pyrite* mais aussi des minéraux argileux (*illite*, *chlorite, smectite, glauconite etc.*.). Enfin la dernière catégorie concerne les substances ayant un comportement *diamagnétique* qui donnent des valeurs de susceptibilité magnétique très faible voire même négatives. Cette catégorie englobe la majorité des minéraux dépourvus de fer comme le quartz et la calcite. La matière organique et l'eau présentent également un comportement diamagnétique.

Les résultats (**Fig; 14, 15, 16**) de cette étude montrent des valeurs de susceptibilité magnétique assez faibles (inférieures à 10^{-6} m^3/kg) dans l'ensemble de trois forages. Il existe une certaine homogénéité dans la distribution de ces valeurs entre le domaine proximal et le domaine distal. Généralement de telles valeurs traduisent l'absence des composés ferromagnétiques dans les apports terrigènes (Dearing, 1999). La comparaison avec les valeurs de susceptibilité spécifique de certains minéraux (voir tableau) indique clairement que les résultats obtenus correspondent plus à une signature paramagnétique. Une telle signature est en accord avec la prédominasse argileuse observée dans cette série.

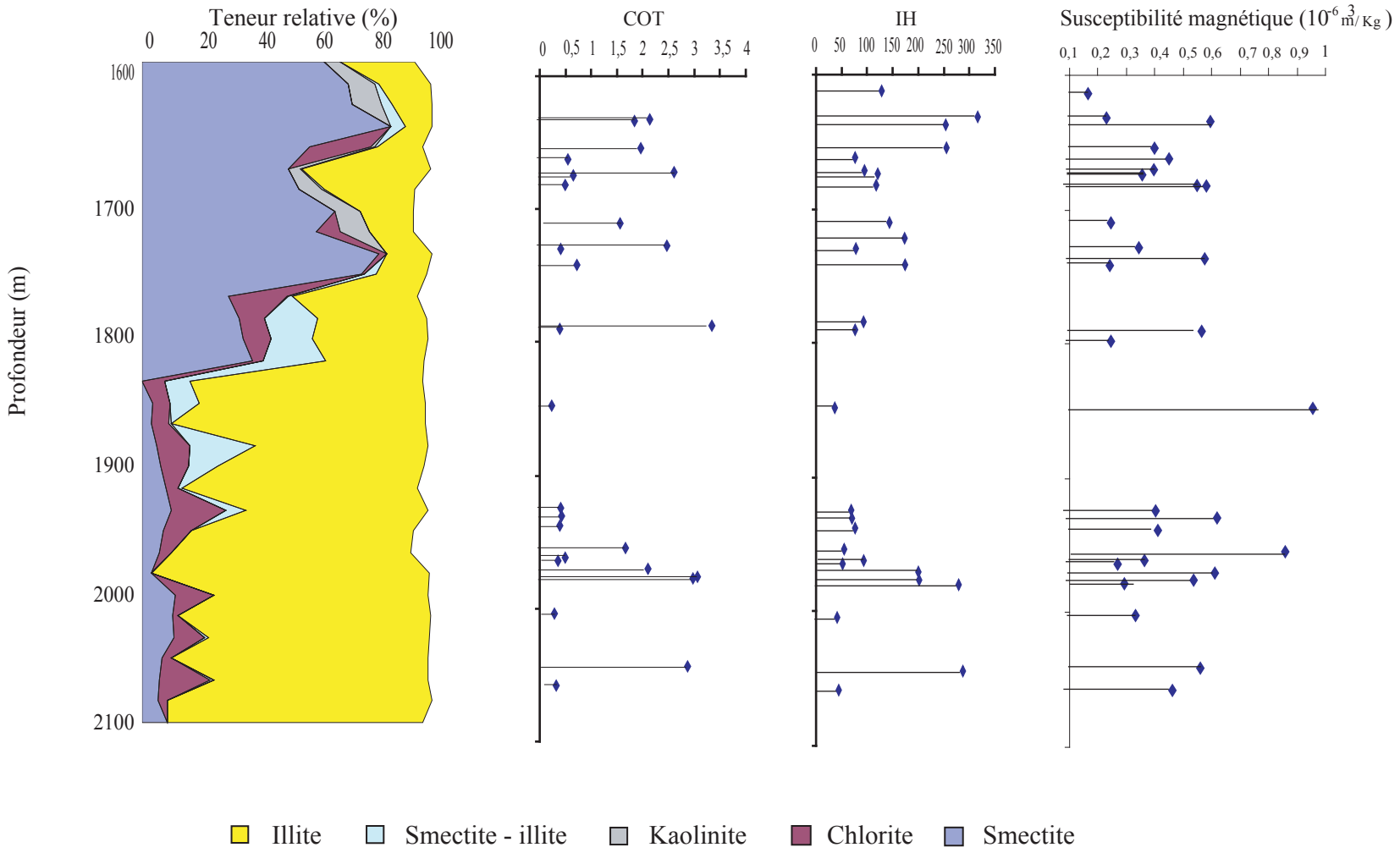


Fig. 16 Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse associée à la quantité de matière organique (COT), sa qualité (IH) et la variation de susceptibilité magnétique pour Rd-1

Minéraux	Susceptibilité magnétique spécifique (10^{-6} m^3kg^{-1})
Illite	0,15
Smectite	0,05 – 0,027
Chlorite	0.15
Pyrite	0,3

Table 3 susceptibilité magnétique spécifique de certains minéraux (Dearing, 1999)

Il n'existe pas de corrélation évidente entre l'évolution de phases argileuses prédominantes (smectite et illite) et celle de la susceptibilité magnétique. Toute fois dans les trois forages, les différents pics de susceptibilité magnétique semblent correspondre à une augmentation notable de la teneur en illite.

Résumé: La signature magnétique et les résultats du MEB-EDS corroborent les analyses faites par DRX montrant que les séries du Sénégal sont composées d'un complexe argileux hétérogène dominé par la smectite et l'illite. En outre ces séries ne montrent pas de niveaux préférentiels de concentration de la matière organique.

Echantillons	TMAX	TOC	HI	S1	S2	OI	THCP
2014	435	0,33	100	0,3	0,33	88	0,63
2022	436	0,62	95	0,02	0,59	75	0,61
2026	437	0,54	65	0,2	0,35	83	0,55
2034	438	0,54	30	0,15	0,16	20	0,31
2096	439	0,39	54	0,06	0,21	70	0,27
2102	438	1,3	192	0,06	2,5	20	2,56
2200	438	0,62	95	0,02	0,59	65	0,61
2260	439	3,06	310	0,1	9,5	22	9,6
2270	443	2,88	390	0,07	11,25	24	11,32
2282	445	3,17	300	0,06	9,52	18	9,58
2310	443	2,85	302	0,14	8,61	25	8,75
2350	444	2,7	100	0,05	2,7	18	2,75
2406	443	2,22	110	0,05	2,45	22	2,5
2430	447	3,19	280	0,16	8,95	20	9,11
2434	445	2,02	210	0,05	4,25	16	4,3
2444	447	0,91	147	0,02	0,28	34	0,3
2446	445	3,53	173	0,12	6,12	25	6,24
2566	450	0,57	65	0,02	0,37	45	0,39
2586	449	0,9	83	0,29	0,75	16	1,04
2598	448	0,66	150	0,11	0,99	20	1,1
2602	447	1,25	205	0,03	2,56	18	2,59
2608	448	1,5	153	0,03	2,3	22	2,33
2626	444	2,28	305	0,05	6,98	20	7,03
2632	440	3,09	315	0,04	9,76	30	9,8
2641	448	2,98	300	0,51	8,96	24	9,47
2646	450	2,24	311	0,05	6,97	18	7,02
2649	450	2,04	316	0,05	6,45	18	6,5

Tableau 1: Paramètres Rock-Eval du forage DN-2 (Sénégal)

Echantillons (m)	TMAX	TOC	HI	S1	S2	OI	THCP
1555	440	1,08	271	0,05	2,95	18	3
1632	430	0,46	74	0,03	0,34	35	0,37
1644	436	1,22	162	0,03	1,99	24	2,02
1689	441	0,87	276	0,04	2,41	16	2,45
1782	437	0,34	62	0,03	0,21	28	0,24
1956	438	2,22	293	0,04	6,52	17	6,56
2100	437	1,2	110	0,03	1,32	18	1,35
2667	438	1,45	100	0,04	1,45	24	1,49
2714	439	0,89	220	0,03	1,96	20	1,99
2718	440	1,03	93	0,04	0,96	80	1
2772	442	0,54	63	0,1	0,34	25	0,44
2925	442	2,22	279	0,14	6,21	10	6,35
3000	442	2,48	110	0,14	2,73	24	2,87
3033	445	1,27	100	0,1	1,27	18	1,37
3408	444	0,72	160	0,06	0,4	18	0,46
3420	447	1,64	210	0,06	3,45	40	3,51
3666	448	1,95	110	0,31	2,14	28	2,45
3778	449	2,47	90	0,19	2,23	40	2,42
3854	455	0,85	249	0,05	2,13	24	2,18

Tableau 2: Paramètres Rock-Eval du forage Gd-1 (Sénégal)

Echantillons (m)	TMAX	TOC	HI	S1	S2	OI	THCP
1612	435	1,57	129	0,06	1,98	54	2,04
1632	424	2,18	317	0,17	6,92	36	7,09
1634	430	1,88	254	0,1	4,78	18	4,88
1654	440	2,01	255	0,05	5,12	22	5,17
1662	499	0,6	77	0,13	0,46	25	0,59
1672	436	2,65	94	0,03	2,5	18	2,53
1674	440	0,69	120	0,06	0,83	20	0,89
1682	433	0,54	117	0,04	0,63	20	0,67
1710	434	1,6	143	0,03	2,3	27	2,33
1728	441	2,52	179	0,05	4,52	15	4,57
1730	439	0,46	78	0,04	0,36	18	0,4
1742	434	0,77	175	0,02	1,35	55	1,37
1788	430	3,38	92	0,04	3,11	12	3,15
1790	435	0,43	77	0,04	0,33	50	0,37
1840	436	2,65	94	0,03	2,5	18	2,53
1848	435	0,28	36	0,03	0,1	45	0,13
1924	407	0,45	69	0,04	0,31	32	0,35
1930	429	0,48	71	0,04	0,34	52	0,38
1938	391	0,43	77	0,04	0,33	58	0,37
1954	481	1,72	55	0,05	0,95	20	1
1962	443	0,55	93	0,05	0,51	16	0,56
1964	343	0,4	52	0,03	0,21	30	0,24
1970	437	2,15	200	0,25	7,21	16	7,46
1976	438	3,11	201	0,04	6,25	20	6,29
1978	445	3,03	280	0,16	8,5	32	8,66
1996	481	3,01	55	0,05	0,95	20	1
2004	439	0,34	41	0,04	0,14	17	0,18
2044	439	2,91	288	0,05	8,36	20	8,41
2058	445	0,36	44	0,04	0,16	30	0,2

Tableau 3: Paramètres Rock-Eval du forage Rd-1 (Sénégal)

Depth (m)	Tmax (°C)	S1	S2	S3	S2/S3	PI (S1/S1+S2)	TOC	HI	OI
21-22	419	2,88	61,50	3,24	18,98	0,04	10,69	575	30
22-23	416	2,59	61,02	2,01	30,36	0,04	9,12	669	22
23-24	417	1,50	25,52	1,92	13,29	0,06	5,03	507	38
24-25	415	4,16	66,77	3,22	20,74	0,06	11,52	580	28
25-26	418	2,79	47,12	2,55	18,48	0,06	8,45	558	30
26-27	422	2,76	64,70	2,02	32,03	0,04	9,29	696	22
27-28	421	3,21	75,96	2,61	29,10	0,04	11,36	669	23
28-29	418	0,40	13,45	0,96	14,01	0,03	1,86	723	52
29-30	418	1,83	44,48	1,30	34,22	0,04	6,11	728	21
30-31	415	2,50	49,73	2,30	21,62	0,05	7,74	643	30
32-33	419	2,45	55,58	2,00	27,79	0,04	7,98	696	25
33-34	419	4,16	81,12	3,32	24,43	0,05	13,01	624	26
34-35	421	5,19	102,29	3,65	28,02	0,05	15,54	658	23
35-36	416	4,69	85,08	3,00	28,36	0,05	13,34	638	22
36-37	418	3,29	62,05	3,12	19,89	0,05	10,64	583	29
37-38	416	1,64	34,10	2,46	13,86	0,05	6,59	517	37
38-39	420	2,95	68,95	2,80	24,63	0,04	11,12	620	25
39-40	419	2,01	48,09	2,01	23,93	0,04	7,45	646	27
40-41	417	1,07	26,53	1,31	20,25	0,04	3,87	686	34
41-42	421	2,15	46,24	1,98	23,35	0,04	6,95	665	28
42-43	419	1,75	34,12	2,10	16,25	0,05	5,84	584	36
43-44	419	1,33	32,74	2,06	15,89	0,04	5,05	648	41
44-45	420	0,97	27,25	1,58	17,25	0,03	4,22	646	37
45-46	419	1,64	35,39	1,76	20,11	0,04	5,33	664	33
46-47	422	1,42	37,15	1,61	23,07	0,04	5,81	639	28
47-48	420	2,36	49,69	2,17	22,90	0,05	7,81	636	28
48-49	419	1,13	27,35	1,72	15,90	0,04	4,31	635	40
49-50	419	0,80	21,03	1,07	19,65	0,04	3,21	655	33
50-51	419	1,90	42,14	2,21	19,07	0,04	6,7	629	33
51-52	421	1,14	30,84	1,57	19,64	0,04	4,83	639	33
52-53	420	1,58	36,11	1,02	35,40	0,04	5,67	636	17
53-54	421	0,83	23,49	1,30	18,07	0,03	3,66	642	36
54-55	422	1,18	24,84	1,63	15,24	0,05	4,11	604	40

Tableau 4: Paramètres Rock-Eval du forage T85 (Tarfaya)

Depth (m)	Tmax (°C)	S1	S2	S3	S2/S3	PI (S1/S1+S2)	TOC	HI	OI
21-22	417	2,17	55,40	0,81	68,40	0,04	8,53	649	9
22-23	418	1,89	52,68	1,62	32,52	0,03	8,38	629	19
23-24	417	3,94	83,53	3,13	26,69	0,05	13,17	634	24
24-25	416	0,48	13,89	0,00	0,00	0,03	2,06	674	0
25-26	417	1,42	37,10	0,61	60,82	0,04	5,70	651	11
26-27	415	3,30	74,12	2,85	26,01	0,04	11,94	621	24
27-28	417	2,85	66,10	1,75	37,77	0,04	9,83	672	18
28-29	415	1,23	28,72	0,14	205,14	0,04	4,24	677	3
29-30	417	3,59	72,04	2,70	26,68	0,05	11,26	640	24
31-32	418	5,44	79,45	2,84	27,98	0,06	12,19	652	23
32-33	416	1,90	49,58	1,99	24,91	0,04	7,71	643	26
33-34	420	0,49	25,58	0,71	36,03	0,02	4,11	622	17
34-35	418	0,95	27,14	0,64	42,41	0,03	3,92	692	16
35-36	416	2,33	50,94	1,71	29,79	0,04	7,50	679	23
36-37	416	2,32	51,58	1,18	43,71	0,04	7,40	697	16
37-38	417	0,70	35,03	1,17	29,94	0,02	5,77	607	20
38-39	420	1,50	68,66	1,76	39,01	0,02	10,73	640	16
39-40	421	3,11	81,28	3,26	24,93	0,04	12,78	636	26
41-42	421	4,58	89,49	3,68	24,32	0,05	13,77	650	27
42-43	414	2,27	46,66	1,26	37,03	0,05	6,76	690	19
43-44	413	2,92	56,04	2,36	23,75	0,05	8,51	659	28
44-45	417	2,88	65,43	2,19	29,88	0,04	10,75	609	20
45-46	418	1,84	44,28	2,20	20,13	0,04	7,00	633	31
46-47	419	1,45	36,13	1,14	31,69	0,04	5,45	663	21
47-48	419	1,82	41,42	1,56	26,55	0,04	6,47	640	24
48-49	419	2,64	62,49	2,22	28,15	0,04	9,35	668	24
49-50	415	1,33	33,41	0,91	36,71	0,04	5,24	638	17
51-52	416	1,66	40,16	1,38	29,10	0,04	5,80	692	24
52-53	419	1,34	37,05	1,97	18,81	0,03	6,02	615	33
53-54	418	1,32	36,04	1,20	30,03	0,04	5,00	721	24
54-55	417	1,23	30,55	0,79	38,67	0,04	4,73	646	17
56-57	418	1,52	40,08	1,64	24,44	0,04	6,26	640	26
57-58	416	1,47	33,94	1,31	25,91	0,04	5,12	663	26
58-59	419	1,12	31,20	0,44	70,91	0,03	4,90	637	9
59-60	421	1,14	32,12	0,27	118,96	0,03	4,87	660	6

Tableau 5: Paramètres Rock-Eval du forage T86 (Tarfaya)

Depth (m)	Tmax (°C)	S1	S2	S3	S2/S3	PI	TOC	HI	OI
24-25	416	2,14	47,78	0,52	91,88	0,04	4,67	636	17
25-26	419	2,33	49,07	1,67	29,38	0,05	7,39	664	23
26-27	415	0,57	14,94	0,88	16,98	0,04	2,44	612	36
27-28	416	0,49	8,66	1,25	6,93	0,05	1,53	566	82
28-29	415	1,67	36,82	1,37	26,88	0,04	5,58	660	25
29-30	417	1,91	44,51	2,02	22,03	0,04	6,83	652	30
30-31	418	1,87	39,93	1,41	28,32	0,04	6,21	643	23
31-32	419	2,48	56,61	2,44	23,20	0,04	8,60	658	28
33-34	418	1,14	31,72	1,46	21,73	0,03	4,53	700	32
34-35	419	1,43	32,24	1,28	25,19	0,04	4,80	672	27
35-36	417	2,38	48,30	1,69	28,58	0,05	7,49	645	23
36-37	416	1,96	42,26	1,76	24,01	0,04	6,30	671	28
37-38	416	0,35	32,84	1,90	17,28	0,01	4,88	673	39
38-39	419	1,82	58,06	2,78	20,88	0,03	9,04	642	31
39-40	417	2,13	49,84	1,98	25,17	0,04	7,85	635	25
40-41	419	2,9	66,25	2,47	26,82	0,04	10,21	648	24
41-42	419	2,16	50,88	1,77	28,75	0,04	7,97	638	22
42-43	419	0,27	14,42	1,27	11,35	0,02	2,17	665	59
43-44	418	2,21	51,86	1,83	28,34	0,04	7,87	659	23
44-45	420	2,72	65,48	2,43	26,95	0,04	10,39	630	23
45-46	422	2,43	57,41	1,88	30,54	0,04	8,96	641	21
46-47	419	1,95	42,31	1,64	25,80	0,04	6,19	684	26
47-48	420	3,79	76,26	0,00	0,00	0,05	12,64	603	0
48-49	425	3,10	74,67	2,50	29,87	0,04	11,86	630	21
49-50	419	2,69	60,87	2,05	29,69	0,04	9,08	670	23
50-51	422	2,85	66,56	2,12	31,40	0,04	10,67	624	20
51-52	420	1,01	31,40	1,71	18,36	0,03	4,42	710	39
53-54	422	2,33	56,82	2,11	26,93	0,04	8,71	652	24
54-55	417	2,40	54,17	2,44	22,20	0,04	7,93	683	31
55-56	418	1,38	30,26	1,25	24,21	0,04	4,35	696	29
56-57	418	2,30	54,33	2,02	26,90	0,04	8,17	665	25
57-58	424	2,74	71,29	2,86	24,93	0,04	11,47	622	25
58-59	420	5,09	103,15	3,69	27,95	0,05	16,27	634	23
59-60	422	4,08	77,48	3,20	24,21	0,05	13,07	593	24
61-62	417	1,83	41,06	1,91	21,50	0,04	6,22	660	31
62-63	414	3,67	72,69	3,15	23,08	0,05	11,91	610	26
63-64	420	4,37	98,82	4,48	22,06	0,04	16,40	603	27
64-65	419	1,51	34,28	1,51	22,70	0,04	5,14	667	29
65-66	421	2,75	62,62	1,83	34,22	0,04	9,47	661	19
66-67	422	1,41	33,42	1,89	17,68	0,04	3,93	850	48
67-68	418	2,19	43,51	2,15	20,24	0,05	7,10	613	30
68-69	422	1,00	35,30	2,22	15,90	0,03	5,85	603	38
69-70	419	1,14	30,87	1,98	15,59	0,04	4,68	660	42

Tableau 6: Paramètres Rock-Eval du forage T87 (Tarfaya)

SONDAGE	X	Y	Lat. N	Long. W
Pout-1	282700	1632800	14761699	-17018628
Rd-1	282700	1654600	14958693	-17020459
Sindia	287800	1615000		
Popenguine	274600	1610650	14560878	-17091937
Sebissou	270250	1630103		
Mbourouk	271150	1623550	14677155	-17125061
Yenn-3	266400	1620650	14650543	-17168889
Tamna	272290	1644960	14870711	-17116353
Kafountine	309195	1426590	12899880	-16758534
N'diass	271700	1622950	14671780	-17119904
Cayar	270050	1648100	14898890	-17137441
Bargny	263900	1625000	14689630	-17192479
DN-3	265150	1628400	14720461	-17181183
Diourbel	371640	1615170	14608062	-16191720
Gadiaga-2	279450	1654616,6		
Dougar-1	267350	1626400	14702581	-17160583
Rd-2	285950	1658350	14992845	-16990567
Gadiaga-1	279525	1657269	14982548	-17050196
Pout-2	280900	1627200	14710948	-17034871
Ganiagaboug	270350	1630250		
Tienaba	309950	1627500		
Mbour-1	289060	1596720	14436154	-16956686
DN-2	265300	1632500	14757520	-17180159
Kabor-1	259460	1630680	14740558	-17234211

Tableau 7 Coordonnées géographiques des forages utilisés pour la modélisation

Puits	Profondeur (m)	BHT	DST	Temp de mesure (heures)
	1263	77		6
	1873	104		8,5
Ndiass 1	2340	115		7
	3361	120		6
	3994	141		7,5
	1200	61		11
Rt.1	1750	77		8,5
	1900	80		12
	2200	96		9
Rd.2	1190	53		6,5
	452	52		8
	1126	55		11
Rd.1	1840	62		12,5
	2190	85		7
	2549	94		5,5
	3052	95		7
	3501,5	109		8,5
	410	40		4,5
Dn-2	991	54		11
	1925	75		7,5
	2605	91		10
	2650	95		8,5
	400	45		7
	788	48		5,5
Dn-3	838,7	51		6,5
	1338,4	62		7
Dn-4	1432	69		4,5
	990	40		8
	1250	45		8,5
DN-5	1757	61		7
	1915	62		6,5
	2150	66		5,5
	555	52		6
Dn-6	1100	68		8,5
	1252	70		10
	886	59	63	
Dn-12	1105	61	67	
	1525	67	72	
	1583	72	80	
	475	46	53	
	790	48	66	
Dn-14	1101	56	60	
	1220	56	61	
	1329,5	58	66	
	792	48		12
Pt-2	1489	59		8
	1934	68		9,5
	2102	80		11
Pt-1	1032	48		10
So-1	1200,4	79		8

Bb-1	420	31	36	
	450	32	34	
	755	37	45	
	980	40	48	
Do-1	524	40		6
Do-2	449,7	37		8,5
Do-3	443,4	36		11
Gd-1	1850	97		10
	1900	99		9,5
	2204	101		6
	3000	116		5,5
	3501	120		8
	3784	122		7,5
Ta-1	330	30	36	
	1200	58	64	
	1500	62	75	
	1900	72	77	
	2058	74	81	
	2115	88	94	
Mb-1	254	44		10,5
	943	58		8
	2000	67		7,5
	2235	83		6
	2451	84		5,5
	3254	92		8,5
	3644	105		11
Cayar	2051	78		9,5

Tableau 9: Valeurs de température mesurée dans les forages pétroliers.

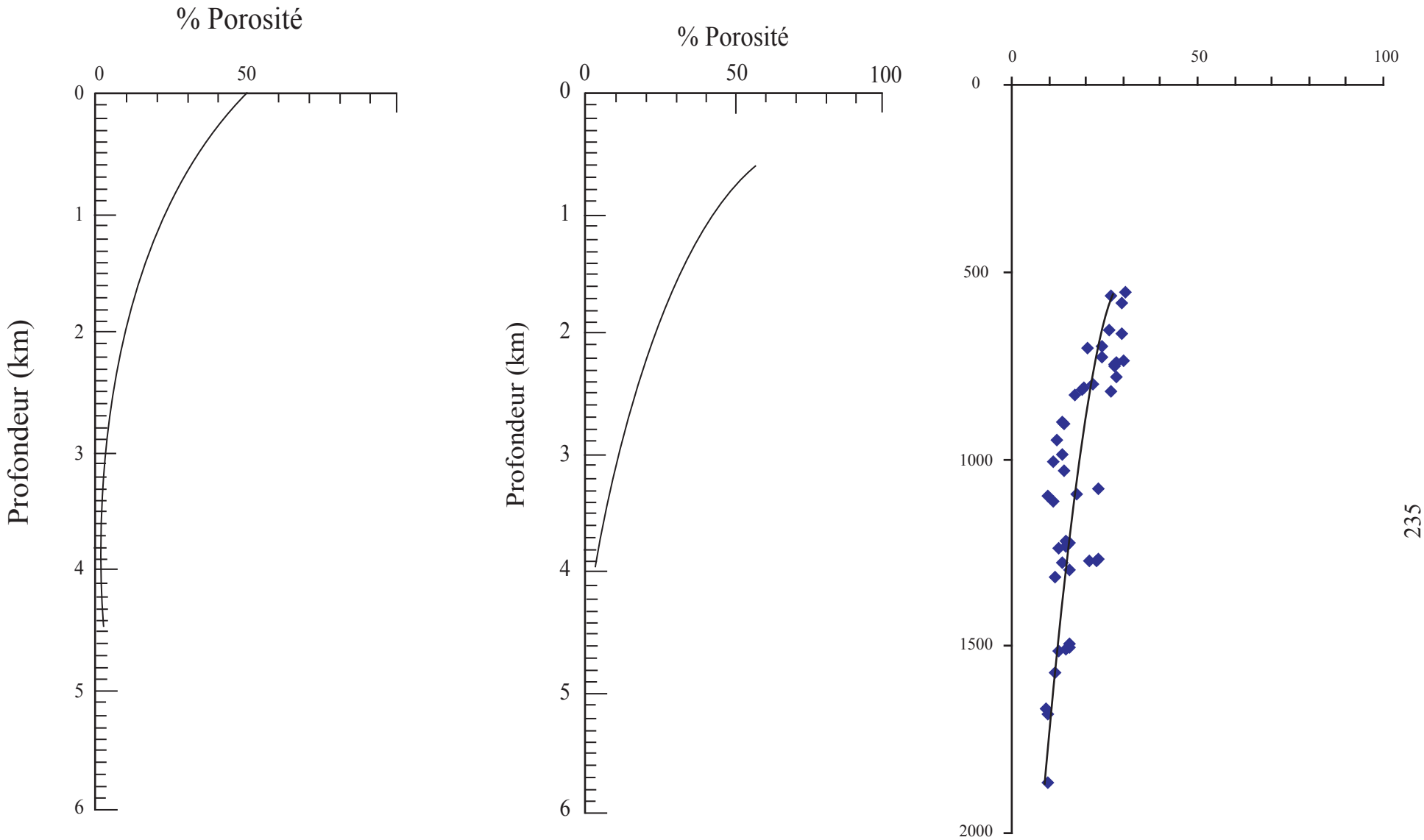


Fig. 14 Loi de porosité pour les calcaires (a) et les argiles (b) d'après Latil -Brun et al, 1986); et de formations grseuses (Nzoussi, 1998)

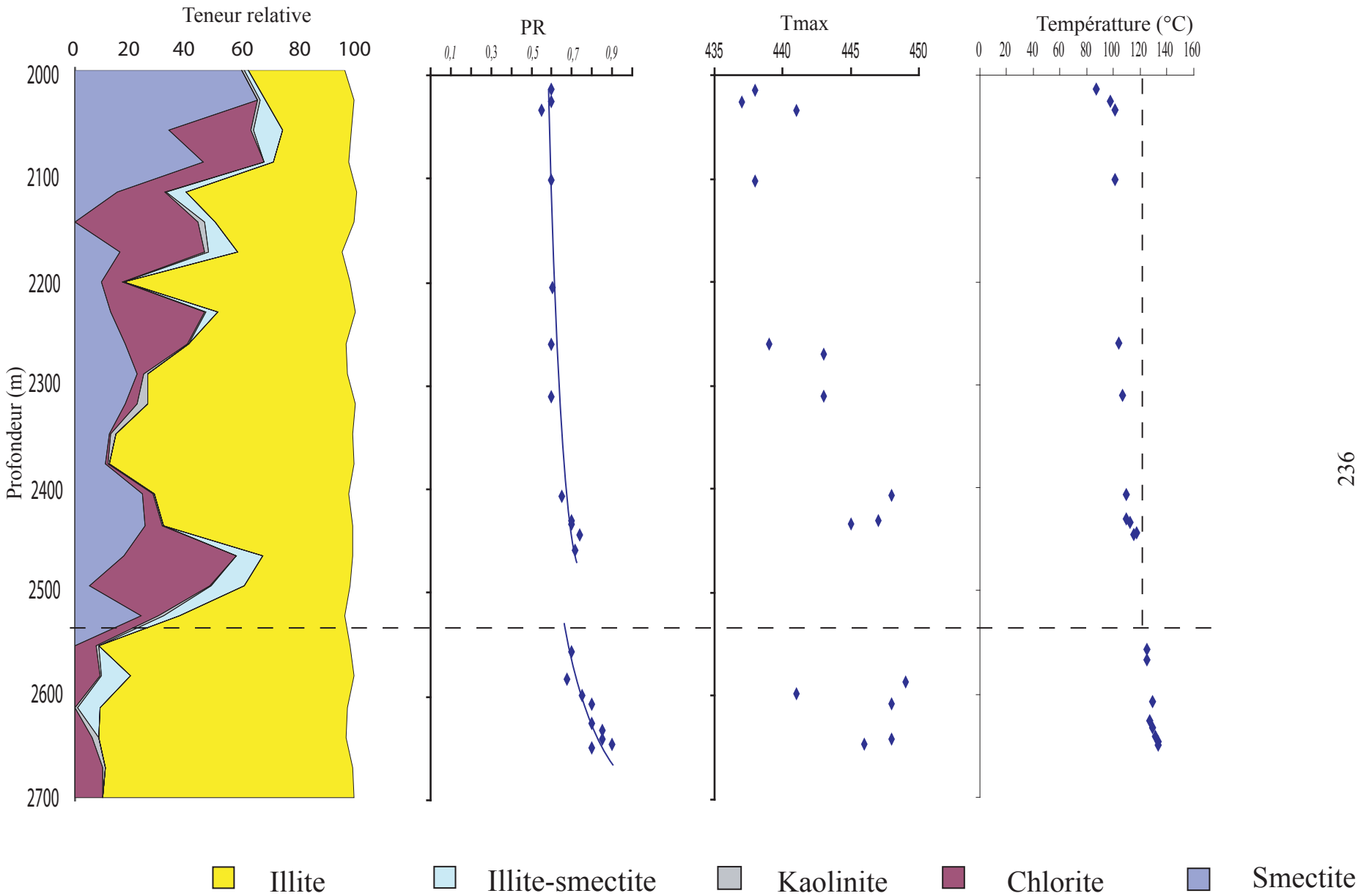


Fig. 18 Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse ainsi que celle de la reflectance de vitrinite (Ro), du Tmax, et des paléotempératures calculées d'après Barker et Pawlewicz (1994). Forage DN-2

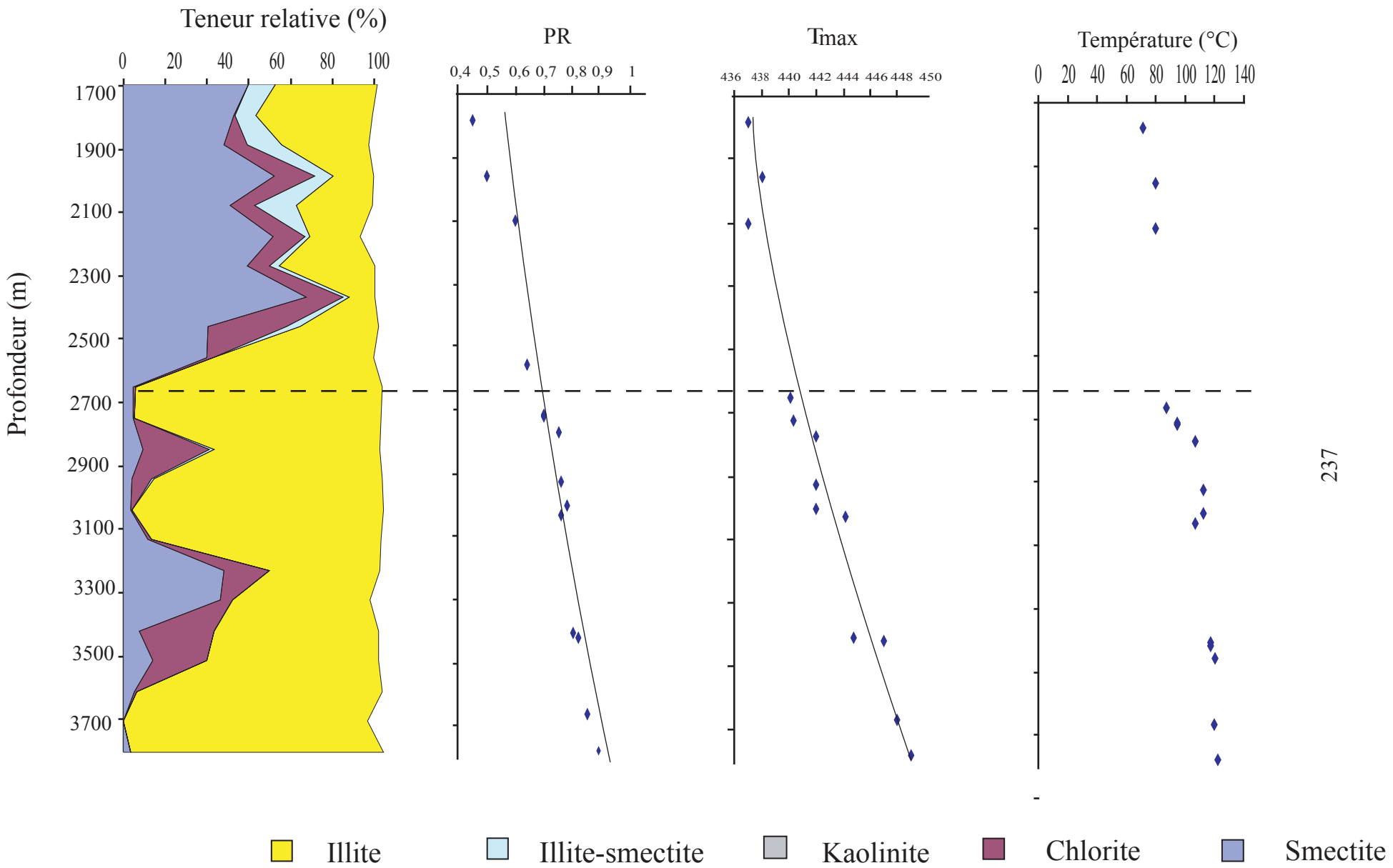


Fig. 19 Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse ainsi que celle de la reflectance de vitrinite (Ro), du Tmax, et des paléotempératures calculées d'après Barker et Pawlewicz (1994) Forage Gd-1.

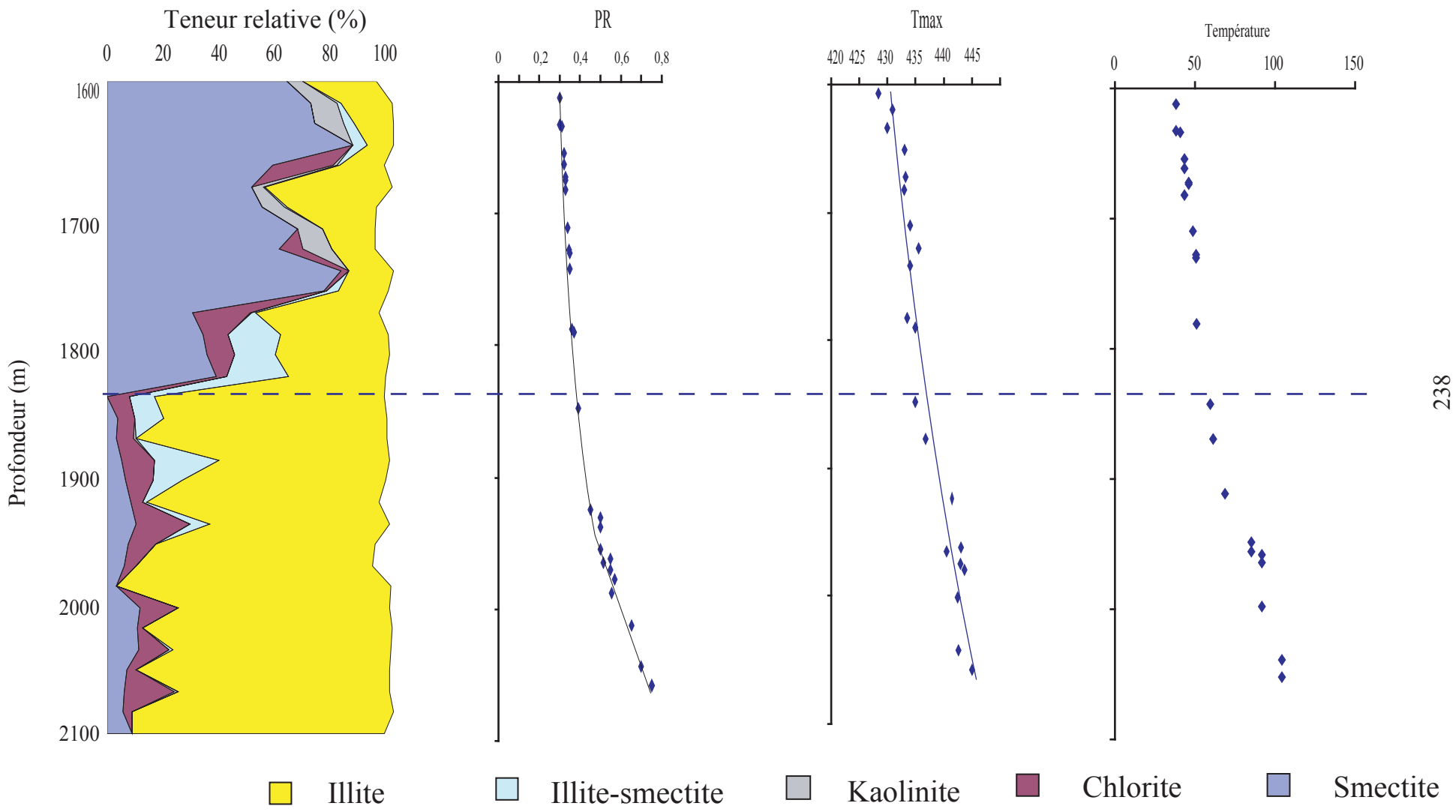


Fig. 20 Evolution en fonction de la profondeur de fraction argileuse ainsi que celle de la reflectance de vitrinite (Ro), du Tmax, et des paléotempératures calculées d'après Barker et Pawlewicz (1994). Forage Rd-1.

Résumé

L'étude visait principalement à caractériser le Cénomano-turonien du bassin sénégalais et d'aires voisines (Tarfaya, Maroc). L'approche mise en jeu, principalement fondée sur l'analyse de la matière organique par diverses méthodes géochimiques et pétrographiques, a permis de réaliser une reconstitution paléoenvironnementale de la zone d'étude. Celle-ci se singularise avant tout par un fort détritisme et de mauvaises conditions de production et de préservation d'une matière organique marine et continentale.

Les conditions de genèse et d'accumulation des hydrocarbures ont fait l'objet d'une modélisation 2D. La genèse a débuté vers la fin du Crétacé et l'expulsion à l'Eocène. La tectonique post-rift a permis le développement de structures en "Rollover". Des hydrocarbures ont pu s'y piéger après migration suivant les failles normales.

Abstract

The purpose of present study is to characterise Cenomanian – Turonian organic rich strata in Senegal basin and compare such results to similar basin (Tarfaya basin in Morocco) in order to propose integrated depositional model for North Atlantique setting.

The combination of organic petrography and geochemical methods showed particular depositional conditions in Senegal platform characterised by moderate bioproductivity, poor OM preservation (dysoxic conditions) and high clastic material inputs.

This work also provides precisions about petroleum generation and accumulation in Senegal platform by using 2D modelling approach. The Cenomanian –Turonian reached oil window during late Cretaceous and the migration process only begun during the Eocene. Faults and "rollover" structures most probably constitute the main migration pathways and traps for hydrocarbons, respectively.