



Etude diagraphique des faciès et géométrie du Dogger du Bassin de Paris

Marie-Joseph Nida Ntamak

► To cite this version:

Marie-Joseph Nida Ntamak. Etude diagraphique des faciès et géométrie du Dogger du Bassin de Paris. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1993. Français. NNT : 1993NAN10066 . tel-01747937

HAL Id: tel-01747937

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01747937v1>

Submitted on 29 Mar 2018

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

THÈSE



Présentée à
L'Université DE NANCY I
pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

par

Marie-Joseph NIDA
épouse NTAMAK

**ÉTUDE DIAGRAPHIQUE DES FACIES
ET GÉOMÉTRIE DU DOGGER
DU BASSIN DE PARIS**

Soutenue publiquement le 14 Mai 1993 à l'Université de Nancy I devant la commission d'examen :

JURY

<u>Président</u>	M.	J.	CLERMONTÉ	Professeur	Université de Nancy I
<u>Rapporteurs</u>	M.	D.	CONTINI	Professeur	Université de Franche Comté
	M.	F.	GUILLOCHEAU	Chargé de Recherche	Université de Rennes
<u>Examineurs</u>	Mlle	S.	BOURQUIN	ATER	ENSG/INPL, Nancy
	M.	B.	HAGUENAUER	Professeur	Université de Nancy I
	M.	J.	LE ROUX	Maître de Conférences	Université de Nancy I
	M.	B.	MATHIS	Ingénieur	Elf-Aquitaine Production, Pau

*A ma regrettée soeur
et amie Judith*

C'est en 1989, que Monsieur le Professeur Jacques Clermonté, après m'avoir accueillie au Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires (G.E.S.) à Nancy I, me proposa de préparer une thèse basée sur les diagraphies. Proposition que j'accueillis avec beaucoup de joie car j'étais très attirée par cette discipline.

Aujourd'hui, ce travail prend fin et je tiens par conséquent à exprimer toute ma gratitude à tous ceux qui de près ou de loin m'ont apporté leur collaboration pour l'aboutissement de ce travail.

Monsieur le Professeur Jacques Clermonté, Directeur du Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires. Je lui suis reconnaissante pour toutes ces années passées au laboratoire.

Monsieur Daniel Contini Professeur à l'Université de Franche-Comté, pour avoir accepté d'examiner ce travail et d'en être rapporteur.

Monsieur Francois Guillocheau, Chargé de Recherche au C.N.R.S. qui accepte aujourd'hui le rôle de rapporteur. Je lui exprime toute ma gratitude pour tous les conseils qu'il n'a cessés de me prodiguer pour mener à bien ce travail : j'ai beaucoup appris en travaillant avec lui.

Monsieur Jacques Le Roux, Maître de conférences à l'Université de Nancy I. Les nombreuses discussions que j'ai eues avec lui m'ont permise de me familiariser avec le Dogger du Bassin de Paris en général et de la Lorraine en particulier.

Messieurs Bernard Haguenauer, Professeur à l'Université de Nancy I et Benoît Mathis, Ingénieur à Elf-Aquitaine Production pour l'attention qu'ils ont bien voulu porter à ce travail et pour l'honneur qu'ils me font de participer à ce jury.

Il me sera difficile de trouver les mots pour remercier Sylvie Bourquin, Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche (ATER) à l'École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée de Nancy. Que ce soit d'un point de vue scolaire ou extra-scolaire, elle m'a toujours rendu des services. Toujours disponible, elle m'a initiée en diagraphies et a suivi mon travail à chaque instant de son évolution. Aujourd'hui, elle est membre de ce jury de thèse et cela me fait un réel plaisir.

Mes remerciements s'adressent à tout le personnel enseignant et non-enseignant du Laboratoire de G.E.S. et tout particulièrement à Madame Arlette Marchal pour sa sympathie. Il lui sera difficile d'oublier toutes les blagues que je lui faisais même en période de travail intense.

Je tiens également à remercier Paul Le Strat du Département de Géologie au B.R.G.M., pour la patience dont il a fait preuve pour la réalisation des cartes isopaques.

Que l'ensemble de mes collègues trouvent ici mes remerciements chaleureux pour l'ambiance amicale et sympathique qui a toujours régné au sein du laboratoire.

Je remercie ma petite famille et tout particulièrement ma petite fille Vicky, pour leur patience.

Je n'oublierai pas mes parents, mes frères, soeurs, mes oncles Nida II et Béjean ainsi que tous les anonymes pour leur encouragement et leur soutien perpétuel. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma profonde gratitude.

Elle envisageait d'assister à ma soutenance, mais récemment, le destin en a décidé autrement : je pense à ma regrettée soeur et amie Judith. Très dynamique, elle m'avait beaucoup aidée pour l'obtention de la bourse m'ayant permise de réaliser ce travail. Elle ne saura jamais que cette thèse lui a été dédiée.

SOMMAIRE

CHAPITRE I - DOMAINE D'ETUDE.....	7
I.1 - Cadre géographique.....	9
I.2 - Contexte structural et tectonique.....	9
I.3 - Lithostratigraphie du Dogger du Bassin de Paris.....	11
I.3.1 - Introduction	11
I.3.2 - Le Dogger du centre du Bassin de Paris.....	13
I.3.2.1 - L'Aalénien	13
I.3.2.2 - Le Bajocien	13
I.3.2.3 - Le Bathonien.....	13
I.3.2.4 - Le Callovien.....	14
I.3.3 - Le Dogger de la bordure orientale (Lorraine).....	14
I.3.3.1- L' Aalénien.....	14
I.3.3.2 - Le Bajocien	14
I.3.3.3 - le Bathonien.....	15
I.3.3.4 - Le Callovien.....	15
I.4 - Conclusion.....	17
 CHAPITRE II - LES OUTILS DIAGRAPHIQUES.....	 19
II.1 - Introduction.....	21
II.2 - Les diagraphies différées	21
II.2.1 - Les diagraphies classiques dites de base.....	23
II.2.1.1 - La radioactivité naturelle totale.....	23
II.2.1.2 - Le temps de trajet de l'onde longitudinale.....	24
II.2.1.3 - La densité globale	25
II.2.1.4 - Indice d'absorption photoélectrique.....	26
II.2.1.5 - Indice hydrogène-neutron.....	26
II.2.1.6 - Résistivité	27
II.2.2 - Les diagraphies géochimiques	29
II.2.2.1 - Spectrométrie du rayonnement gamma naturel.....	29
II.2.2.2 - Spectrométrie du rayonnement gamma induit.....	32

II.2.3 - Les diagraphies "haute résolution"	32
II.2.3.1 - Les pendagemètres (Vincent et al., 1977)	32
II.2.3.1.1 - Le pendagemètre HDT* (High Dipmeter Tool)	32
II.2.3.1.2 - Le pendagemètre SHDT* (Stratigraphic High Resolution Dipmeter Tool).....	33
II.2.3.2 - Imagerie par scanner électrique.....	35

CHAPITRE III - ANALYSE FACIOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : MÉTHODOLOGIE ET MISE EN OEUVRE.....	39
III 1 - Introduction	41
III. 2 - Analyse faciologique.....	43
III.2.1 - Analyse du log composite.....	43
III.2.1.1 - Lecture de l'en - tête des logs	43
III.2.1.2 - Contrôle de l'information.....	43
III.2.1.3 - Illustration du document brut	44
III.2.2 - Analyse faciologique manuelle.....	46
III.2.2.1 - Introduction.....	46
III.2.2.2 - Méthodologie.....	48
III.2.3 - Identification automatique des faciès diagraphiques.....	52
III.2.4 - Détermination texturale et structurale à partir des diagraphies haute résolution.....	55
III.3 - Stratigraphie séquentielle analytique et diagraphies.....	58
III.3.1 - La notion de séquences de dépôts et ses surfaces remarquables.	59
III.3.2 - La méthode de corrélation : l'empilement des unités génétiques.	61
III.3.2.1 - État des connaissances sur l'enregistrement sédimentaires : l'emboîtement des séquences de dépôt.....	61
III.3.2.2 - La démarche analytique.....	63

III.3.2.2.1 - Analyse sur une verticale.....	64
III.3.2.2.2 - Corrélations des coupes verticales : accès à la géométrie.....	64
III.4 - Conclusion.....	65

CHAPITRE IV : ANALYSE FACIOLOGIQUE DU DOGGER

DES SONDAGES DU BASSIN DE PARIS.....67

IV 1. - Introduction	70
IV.2 - Caractéristiques diagaphiques des différents faciès.....	70
IV.2.1 - Caractérisation des faciès à partir des diagaphies de base	70
IV.2.1.2 - Les calcaires.....	70
IV.2.1.3 - Les marnes	73
IV.2.1.4 - Les argiles	75
IV.2.1.5 - Les dolomies	75
IV.2.1.6 - Les grès	76
IV.2.1.7 - Conclusion.....	76
IV.2.2. - Caractérisation des faciès à partir des outils "haute résolution".....	76
IV.2.2.1 - Les calcaires.....	78
IV.2.2.2 - Les marnes	78
IV.2.2.3 - Les argiles	78
IV.2.2.4 - Les dolomies	79
IV.2.3 - Analyse faciologique des groupes de sondages.....	79
IV.2.3.1 - Introduction.....	79
IV.2.3.2 - Contrôle de l'information et méthodologie d'analyse.....	80
IV.2.3.2.1 - Groupe A	80
IV.2.3.2.2 - Groupe B	81
IV.2.4 - Analyse faciologique.....	82
IV.2.4.1 - Les "Argiles inférieures".....	82
IV.2.4.2 - L'ensemble des "Formations intermédiaires".....	82
IV.2.4.2.1 - Les sondages du groupe A	82

IV.2.4.2.2 - Les sondages du groupe B	107
IV.2.4.3- Les "Argiles supérieures"	122
IV.2.5 - Conclusion.....	123

CHAPITRE V - STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE :

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE PARIS	129
V. 1 - Introduction.....	133
V.2 - L'emboîtement des séquences de dépôts du Dogger	133
V.2.1 - Les unités génétiques	133
V.2.1.1 - Les signatures diagaphiques d'unités génétiques en domaine marin ouvert.....	135
V.2.1.2 - Les signatures diagaphiques en domaine marin interne.....	135
V.2.2- L'empilement d'unités génétiques sur une coupe verticale.....	137
V.2.2.1- Les groupements d'unités génétiques.....	139
V.2.2.2- Les séquences de "troisième ordre"	139
V.2.3 - Les corrélations : reconstitution des géométries de séquences de dépôts.....	140
V.3- L'histoire géologique du Bassin de Paris.....	145
V.3.1 - Les différents ordres de séquences de dépôts.....	145
V.3.1.1 - Le cycle transgressif / régressif majeur.....	145
V.3.1.2 - Les cycles transgressifs/régressifs mineurs.....	149
V.3.1.2.1 - Le cycle mineur Bajocien inférieur à Moyen.....	149
V.3.1.2.2 - Le cycle transgression/régress ion de la base du Bajocien supérieur.....	151
V.3.1.2.3 - Le cycle sommital Bajocien supérieur.....	157

V.3.1.2.4 - Le cycle Bathonien inférieur et moyen	157
V.3.1.2.5 - Le cycle Bathonien supérieur- Callovien	159
V.4 - Conclusion : importance relative de l'eustatisme, de la tectonique, de la production des carbonates et des apports détritiques dans le contrôle des séquences de dépôts.	160
CONCLUSION GÉNÉRALE	163
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	167
ANNEXE I - ENREGISTREMENTS DIAGRAPHIQUES ET COLONNES FACIOLOGIQUES DES SONDAGES	180
ANNEXE II - CORRÉLATIONS DES SONDAGES ET CARTES D'ISOPAQUES	197
LISTES DES FIGURES, TABLEAUX ET PLANCHES	209
Listes des figures	211
Tableaux	215
Planches	215

INTRODUCTION

Ce travail a pour objectif d'analyser à partir des diagraphies les faciès du Dogger des sondages du Bassin de Paris (fig.1), au moyen de l'analyse faciologique en "matrice complexe" et d'en reconstituer la géométrie des séquences de dépôt grâce aux corrélations effectuées en appliquant la démarche de la stratigraphie séquentielle "Haute Résolution".

Le Dogger constitue l'objet de ce travail car il affleure bien en Lorraine tandis que dans la partie centrale il n'affleure pas et a fait l'objet de nombreux enregistrements diagraphiques. Par ailleurs, mis à part quelques travaux (Guillocheau, 1991a ; Guillocheau et al., 1992), la stratigraphie séquentielle à "haute résolution" qui constitue actuellement une discipline en plein essor a été rarement appliquée dans l'ensemble de cette formation.

L'analyse des enregistrements diagraphiques est essentielle pour ce genre d'étude. Elle permet non seulement de déterminer la nature des faciès traversés, mais aussi d'effectuer des corrélations entre les sondages et les affleurements. La méthodologie d'analyse faciologique en "matrice complexe" utilisée ici s'applique à des assemblages minéralogiques à plusieurs constituants présentant parfois des niveaux hétérogènes ou fissurés et/ou pouvant comporter des hydrocarbures. La complexité de ces faciès nécessite alors des données diagraphiques de qualité et les plus complètes possibles. Une fois les différentes lithologies définies à partir des diagraphies classiques, les diagraphies "haute résolution" permettent de définir la texture et la structure des différents faciès.

Une fois l'analyse faciologique effectuée, la reconnaissance des unités génétiques ainsi que des séquences d'ordre inférieur (c'est-à-dire plus épaisse) aboutit à la caractérisation de la géométrie des séquences de dépôts et à la reconstitution de l'histoire paléogéographique.

Le travail a été réparti en cinq chapitres.

Le premier chapitre reprend le contexte structural et sédimentologique du Dogger des sondages du Bassin de Paris

Le deuxième chapitre est consacré à la description des instruments de mesures diagraphiques, leur principe et leur application en sédimentologie.

Au cours du troisième chapitre, la méthodologie d'analyse faciologique a été décrite, suivie de la démarche analytique de la stratigraphie séquentielle "Haute résolution".

Dans le quatrième chapitre, 16 sondages classés en deux groupes ont été décrits avec une caractérisation des électrofaciès et leur traduction en termes de texture et de structure. Des colonnes faciologiques intégrant une proposition de milieu de dépôt des faciès accompagnent cette analyse.

Avant la conclusion générale, le cinquième chapitre concerne la reconnaissance des unités génétiques à partir des diagraphies et les corrélations effectuées sur 91 sondages (fig.1). Six surfaces corrélées à travers tous les sondages ont permis de mettre en évidence des cycles transgressions/régressions majeur et mineurs et de retracer l'histoire du Dogger du Bassin de Paris. Un essai de corrélation avec les formations affleurantes est également proposé dans ce chapitre.

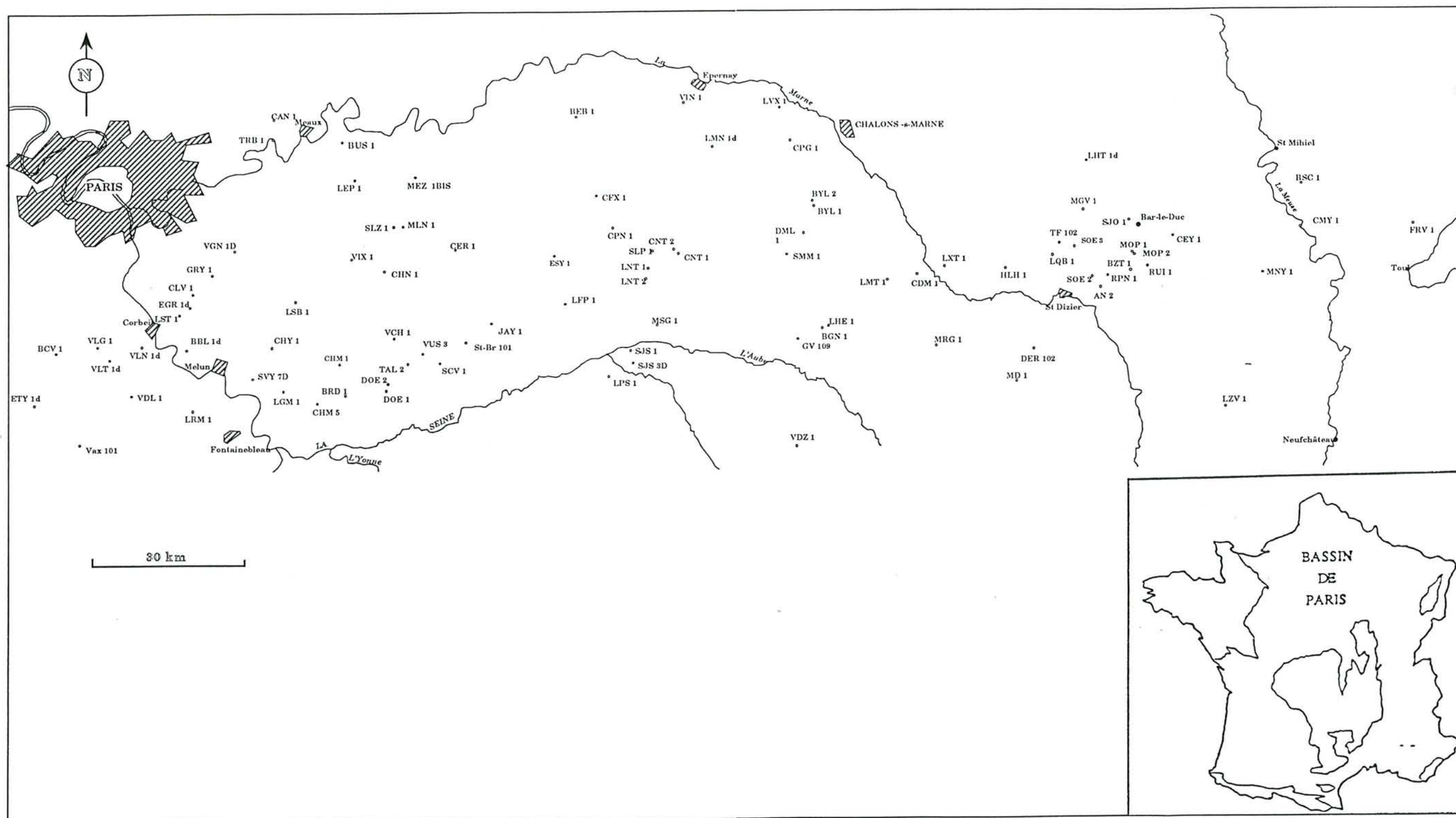


Figure 1 - Localisation des sondages étudiés dans le Bassin de Paris.

CHAPITRE I
DOMAINE D'ETUDE

Le but de ce chapitre n'est pas de reprendre tous les aspects de l'évolution structurale et sédimentaire du Bassin de Paris, mais de dégager (essentiellement à partir d'une compilation bibliographique) l'importance des structures sur la lithostratigraphie du Jurassique moyen du Bassin de Paris.

I.1 - Cadre géographique

Le Bassin de Paris (fig. I.1) est un bassin intracratonique du cycle alpin qui s'étend sur 110.000 km² environ sur une grande moitié Nord de la France. Dans les zones les plus subsidentes, l'épaisseur des sédiments atteint 3200 m environ. Il s'appuie sur trois massifs paléozoïques :

- le *massif des Ardennes* au Nord,
- le *massif central* et le seuil Morvan - Bourgogne - Vosges à l'Est,
- le *massif armoricain* à l'Ouest.

Le bassin de Paris s'ouvre vers la Manche au Nord-Ouest et la Mer du Nord. Aujourd'hui le bassin communique au Sud-Ouest avec le Bassin Aquitain à travers le Poitou et au Sud-Est avec le bassin du Sud-Est via la Bourgogne.

I.2 - Contexte structural et tectonique

La structure du Bassin de Paris (fig. I.1) (Heritier et Villemain, 1971 ; Humbert, 1975 ; Le Roux, 1975a ; Autran, 1980 ; Megnien, 1980 ; Thierry, 1980 ; Mascle et Cazes, 1987 ; Perrodon et Zabek, 1991) permet de distinguer deux accidents majeurs qui affectent le socle :

- la faille Pays de Bray - Vittel qui s'étend du Nord-Ouest au Sud-Est, puis vers l'Est,
- la succession des failles de Seine et Sennely.

Ces systèmes de failles en Y renversé divisent le Bassin de Paris en 3 compartiments dont l'évolution a été plus ou moins indépendante (cf. I.1 ci-dessus) : ce sont les Blocs Ardennais, Bourguignon et Armoricaïn.

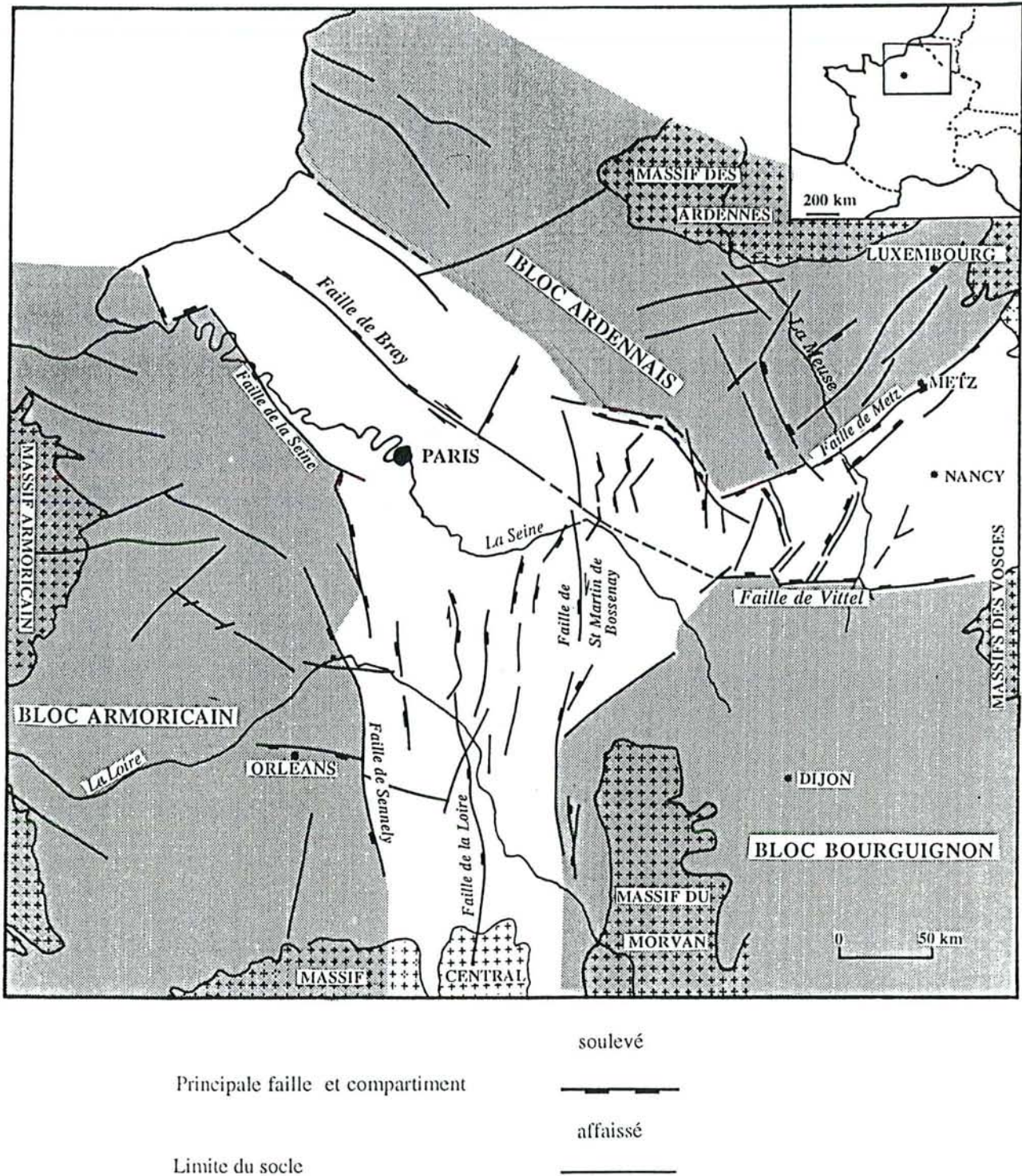


Figure I.1 - Carte structurale du Bassin de Paris (Perrodon et Zabek, 1991, légèrement modifiée d'après Le Roux, 1975a).

La faille de Metz, également importante et reconnue en Lorraine se prolongerait jusqu'au confluent de l'Yonne et de la Seine. Elle serait matérialisée du Nord-Est vers le Sud-Ouest par les cours de l'Ornain, de l'Aube et de la Seine.

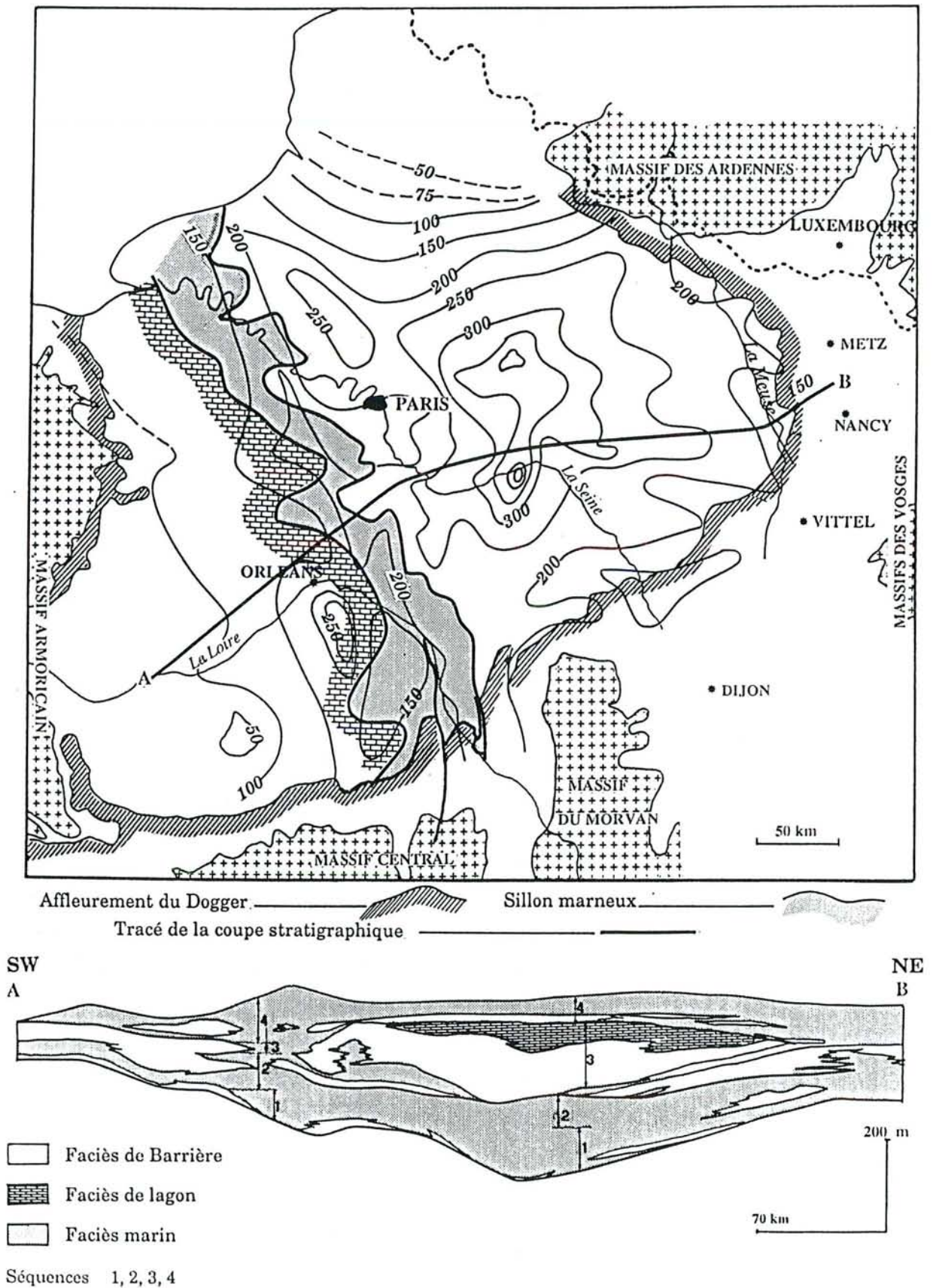
Le Bassin de Paris prend sa forme définitive après le soulèvement des massifs paléozoïques durant l'orogénèse alpine (tertiaire). Le comportement des trois blocs, ainsi que les rejeux intermittents de leurs éléments structuraux, conditionnent l'évolution du Bassin parisien qui s'installe dès le Trias supérieur, sur une plate forme résultant de l'érosion des reliefs hercyniens et du comblement de fosses subsidentes permienes (Megnien, 1980 ; Le Roux, 1980b ; Durandau et Koning, 1985 ; Brunet, 1986 ; Haguenaer et Hilly, 1987). Au Jurassique moyen, la structure en trois blocs anciens continue de contrôler la sédimentation.

I.3 - Lithostratigraphie du Dogger du Bassin de Paris

I.3.1 - Introduction

Les formations du Dogger dans le centre du Bassin de Paris sont enfouies sous une épaisse couverture allant jusqu'aux terrains cénozoïques. Au Jurassique moyen, la partie du bassin contrôlée par les failles de Seine et Sennely est caractérisée par la permanence d'une sédimentation argileuse à subsidence relativement importante ("sillon marneux")(fig. I.2a). Ailleurs, les faciès carbonatés qui prennent naissance sur la bordure migrent vers le centre du bassin isolant finalement un lagon central limité par un dispositif périphérique de barrières (Curnelle et Dubois, 1986). A la fin du Dogger la plate-forme est ennoyée sous une sédimentation argileuse (Thierry, 1980).

Le travail effectué dans le cadre de cette thèse étant essentiellement basé sur le centre et le Nord-Est du bassin, seule sera décrite brièvement ici la lithostratigraphie du Dogger au centre et vers la bordure orientale du bassin.



Figures 1.2a et 1.2b - Carte isopaque du Dogger du Bassin de Paris et coupe lithologique suivant le tracé A - B (d'après Megnien, 1980, in Perrodon et Zabek, 1991).

I.3.2 - Le Dogger du centre du Bassin de Paris

Le Jurassique moyen du centre du Bassin parisien est connu grâce aux déblais de sondages pétroliers (cuttings) et aux enregistrements des données diagraphiques. Les carottages continus sont rares et concernent essentiellement la partie supérieure de la série (Bathonien supérieur - Callovien) qui constitue l'objectif pétrolier.

De nombreux travaux et essais de synthèse ont été réalisés (Serra 1972 et 1973 ; Purser, 1972 et 1975 ; Cussey et *al.*, 1977 ; Contini, 1979 ; Contini et Mangold, 1980 ; Dubois et Yapaoudjian, 1980a et 1980b ; Gabilly et *al.*, 1985 ; Alkhaddour, 1989 ; Javaux, 1992...), mais plusieurs restent dans le domaine confidentiel des sociétés pétrolières.

I.3.2.1 - L'Aalénien

L'Aalénien n'est pas connu avec certitude dans le centre du Bassin de Paris. Il est probable qu'il manque parfois. Lorsqu'il a été identifié, il est caractérisé par une sédimentation argilo-calcaire.

I.3.2.2 - Le Bajocien

Au Bajocien inférieur et moyen, s'installent des calcaires bioclastiques avec quelquefois des épisodes argileux. Certains niveaux présentent des accidents siliceux (chailles ou silex).

Au Bajocien supérieur, règne une sédimentation argilo-silteuse correspondant aux *Marnes à Ostrea acuminata*. Vers l'Ouest, à proximité du "sillon marneux", les marnes sont recouvertes par un édifice oolithique progradant vers le centre.

I.3.2.3 - Le Bathonien

Au Bathonien, la paléogéographie présente une zone de plate-forme carbonatée orientée NW -SE. Le dispositif sédimentaire est constitué des faciès comblanchien (lagon), dans la partie centrale, avec autour des cordons oolithiques ou bioclastiques (barrière ou platier). A l'Ouest, les dépôts restent influencés par la sédimentation argileuse du sillon marneux.

I.3.2.4 - Le Callovien

Au Callovien, le dispositif lagon-barrière a disparu. Il est remplacé par la *Dalle nacrée* (Callovien inférieur) caractérisée au centre par une prédominance des éléments bioclastiques sur les oolithes. Elle passe latéralement vers l'Ouest au Comblanchien, à l'*Oolithe blanche* et aux sédiments marno-calcaires.

Au Callovien moyen et supérieur, la *Dalle nacrée* est recouverte de sédiments marneux terminés par un niveau d'oolithes ferrugineuses.

I.3.3 - Le Dogger de la bordure orientale (Lorraine)

Le Dogger de l'Est du Bassin de Paris est d'autant mieux connu qu'il affleure (fig. I.3). Il a fait l'objet de nombreux travaux (Maubeuge, 1952, 1955, 1973, 1982 et 1990 ; Le Roux, 1973, 1975b, 1980a et 1980b ; Purser, 1972, 1975, 1990 ; Stepanoff, 1987 ; Haguénauer et Hilly, 1987 ; Durand et al., 1989 ; Poirot, 1992...) ayant permis de mettre en évidence une grande complexité lithostratigraphique.

1.3.3.1- L' Aalénien

La base de l'Aalénien est difficile à séparer des grès sous-jacents car le passage est progressif entre les sédiments argileux francs du Lias, les arénites argileuses puis les calcaires : tous ces termes étant plus ou moins ferrugineux. Le sommet de la formation est souligné par des arrêts de sédimentation indurés, accompagnés de conglomérats. A peu près complète au Nord de la Lorraine (Longwy - Briey), la série diminue et disparaît vers le Sud et le Nord et s'accompagne de lacunes stratigraphiques.

I.3.3.2 - Le Bajocien

Au Bajocien inférieur, la sédimentation détritique de base passe plus ou moins rapidement à des calcaires récifaux (*Calcaires à polypiers*) dans lesquels s'intercale le niveau de l'*Oolithe cannabine*. Dans la zone la plus subsidente au Sud du synclinal du Luxembourg, les apports terrigènes (*Calcaires siliceux de l'Orne*) persistent. Vers le Sud (Bourgogne), les

Calcaires à polypiers passent latéralement aux *Calcaires à entroques* qui comportent encore de nombreux dispositifs récifaux.

Au Bajocien moyen et supérieur, un système de barrière ou de platier oolithique s'installe de Stenay à Chaumont après un court épisode marneux (*Marnes de Longwy* au Nord, *Marnes à Ostrea acuminata* au Sud) riche en pseudo-oolithes à nubéculaires. Ce système est constitué de faciès oolithiques (*Oolithe miliaire inférieure ou Bâlin*) ou bioclastiques (*Oolithe de Jaumont*). Vers le Sud de l'auréole d'affleurements et le centre du bassin,, cette séquence disparaît pour faire place aux *Marnes à Ostrea acuminata*. Sa partie sommitale est occupée par un ensemble à lithologie variée : le *Complexe à bancs gréseux*. Ce dernier passe vers le Sud aux *Marnes de Gravelotte*.

Au-dessus, l'*Oolithe miliaire supérieure* présente également d'importantes variations latérales de faciès (*Oolithe de Vionville* et *Marnes du Jarnisy*). Elle se place au-dessus de l'*Oolithe à Clypeus ploti* (alternance marno - calcaire à pseudo-oolithes à nubéculaires) qui vers le Nord, envahit pratiquement toute la série, alors que vers le Sud elle disparaît pour faire place à l'*Oolithe miliaire supérieure* puis aux *Calcaires compacts* (ensemble de calcaires micritiques de type Comblanchien représentant la première apparition des faciès lagons).

I.3.3.3 - le Bathonien

En Lorraine, le Bathonien est constitué d'une épaisse série de marnes (*Marnes à rhynchonelles*) qui surmonte la *Caillasse à anabacia*. Plus loin vers le Sud (environs de Neufchâteau), se développent les *Calcaires cristallins* (calcaires micropelleteoïdes et micro-détritiques) surmontés par une *Dalle oolithique*. Latéralement, les *Calcaires cristallins* passent aux *Calcaires compacts de Chaumont*. Vers le Nord, les *Marnes à Rhynchonelles* passent rapidement à des faciès de barrière oolithique, la *Dalle d'Etain*.

I.3.3.4 - Le Callovien

La sédimentation du Callovien est argileuse (*Argiles de la Woëvre*) et difficile à dissocier des marnes sous-jacentes. Vers le Sud, à partir de Neufchâteau, ces argiles passent latéralement à la *Dalle nacrée* (calcaires à entroques et oolithiques).

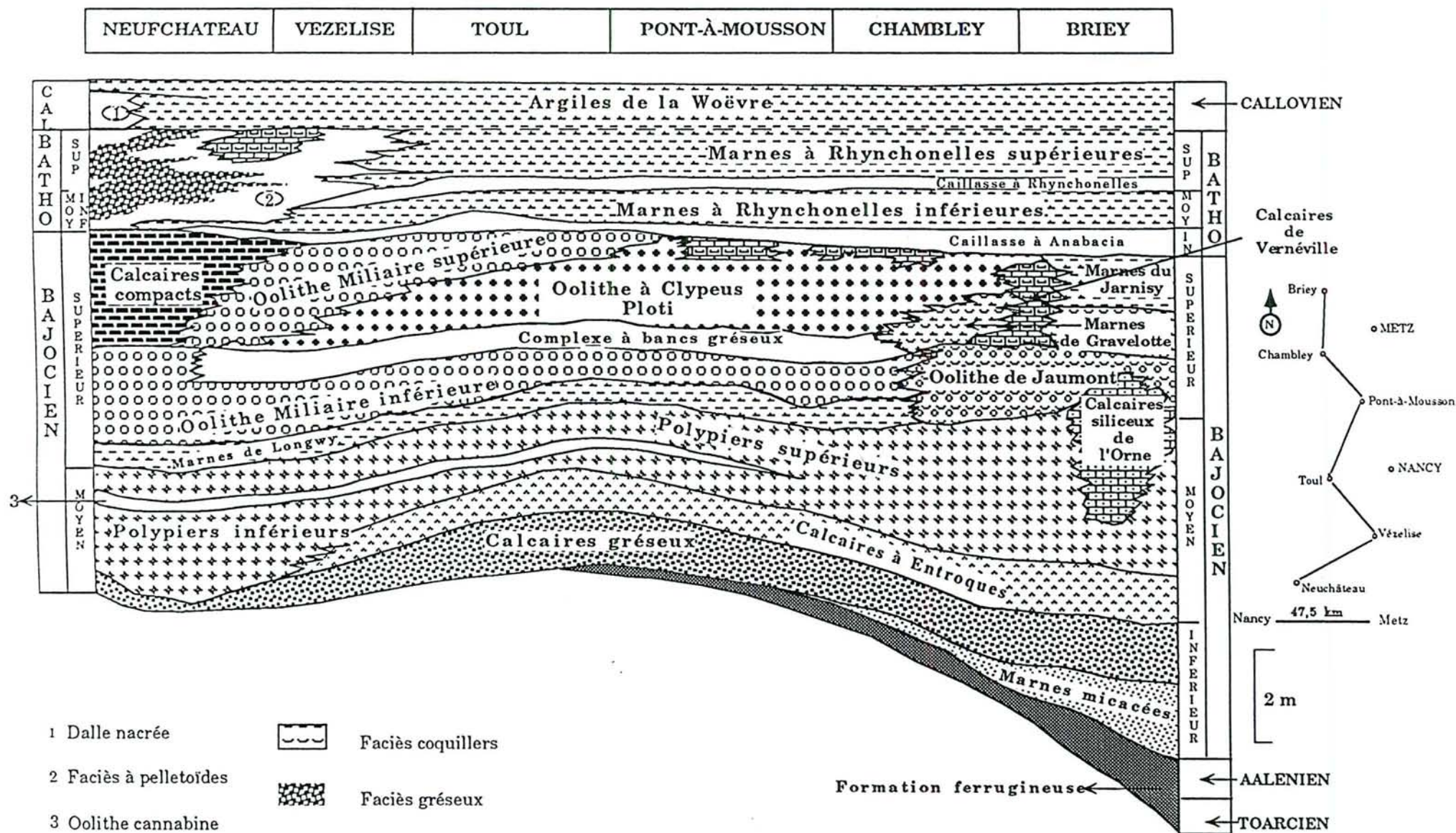


Figure I.3 - Coupe lithostratigraphique des affleurements du Dogger en Lorraine (d'après Le Roux et Thierry 1982, modifiée d'après Poirot, 1992).

I.4 - Conclusion

Au Jurassique moyen, l'histoire paléogéographique est marquée par un diachronisme des faciès, s'organisant en 4 ensembles mégaséquentiels dont les deux derniers termes sont complètement différents au centre du bassin en Lorraine (cf. tableau I.1 ci-dessous).

Au centre, de fortes épaisseurs de sédiments se disposent sous des faciès marneux jusqu'à l'apparition d'un grand édifice carbonaté bathonien dont le développement repousse le milieu marin ouvert vers les bordures.

En Lorraine, les événements sédimentologiques sont plus précoces. La sédimentation de haute énergie (dunes oolithiques) débute au Bajocien supérieur, puis elle migre latéralement tant au Nord qu'au Sud, participant à l'élaboration de la plate-forme bathonienne.

Séquence	CENTRE	LORRAINE	Séquence
④ Callovien	Dalle nacrée	Argiles de la Woëvre	Callovien
Bathonien	Comblanchien	Marnes à rhynchonelles	④ Bathonien
③	Oolithe blanche		
Bajocien supérieur	Marnes à <i>Ostrea acuminata</i>	Oolithe miliaire supérieure	③ Bajocien supérieur
		Oolithe miliaire inférieure	
		Marnes de Longwy	
② Bajocien inférieur.	Calcaires à polypiers		② Bajocien inférieur.
① Aalénien	Aalénien		① Aalénien

Tableau I.1 - Résumé des différents ensembles mégaséquentiels au centre et sur la bordure orientale du Bassin de Paris.

CHAPITRE II

LES OUTILS DIAGRAPHIQUES

II.1 - Introduction

Une diagraphie désigne "tout enregistrement continu des variations, en fonction de la profondeur, d'une caractéristique donnée des formations traversées par un sondage" (Serra, 1979, 1986, 1990). Cet enregistrement est également connu sous le nom de "well logging" (terme anglo - saxon).

Le 05 septembre 1927, à Pechelbronn, en Alsace, grâce aux travaux des frères Conrad et Marcel Schlumberger les premières diagraphies (résistivité) furent effectuées dans un sondage afin d'identifier les formations traversées et de détecter les niveaux pétrolifères. Cette première diagraphie fut appelée : "carottage électrique" (Serra, 1979, 1990).

Depuis, les techniques ont évolué avec la mise au point des outils modernes de résistivité dans les années 1960 et des outils compensés des effets du trou pendant les années 1970. Aujourd'hui, l'utilisateur dispose de beaucoup d'informations permettant de faire une meilleure analyse des formations traversées par un forage, surtout avec l'apparition dans les années 1980 des outils géochimiques, de spectrométrie et haute résolution

Suivant le moment où les enregistrements sont effectués, on distingue les diagraphies instantanées qui regroupent toutes les mesures réalisées en cours de forage et, les diagraphies différées¹ qui ne peuvent être effectuées qu'après l'arrêt du forage.

II.2 - Les diagraphies différées

Les diagraphies différées (Schlumberger, 1987 ; Serra, 1979, 1990) peuvent être classées en trois catégories.

Les diagraphies classiques dites "de base" : d'emploi courant, elles permettent de définir la lithologie et les caractéristiques réservoirs des formations grâce aux mesures de la radioactivité naturelle totale, du temps de parcours de l'onde sonique, de l'indice d'hydrogène, de la densité, des résistivités...Etc. Leur pouvoir de résolution verticale est d'environ 30 à 50 cm.

1 - Dans le cadre de ce travail, seules les diagraphies différées ont été utilisées. Elles seront donc les seules à être décrites.

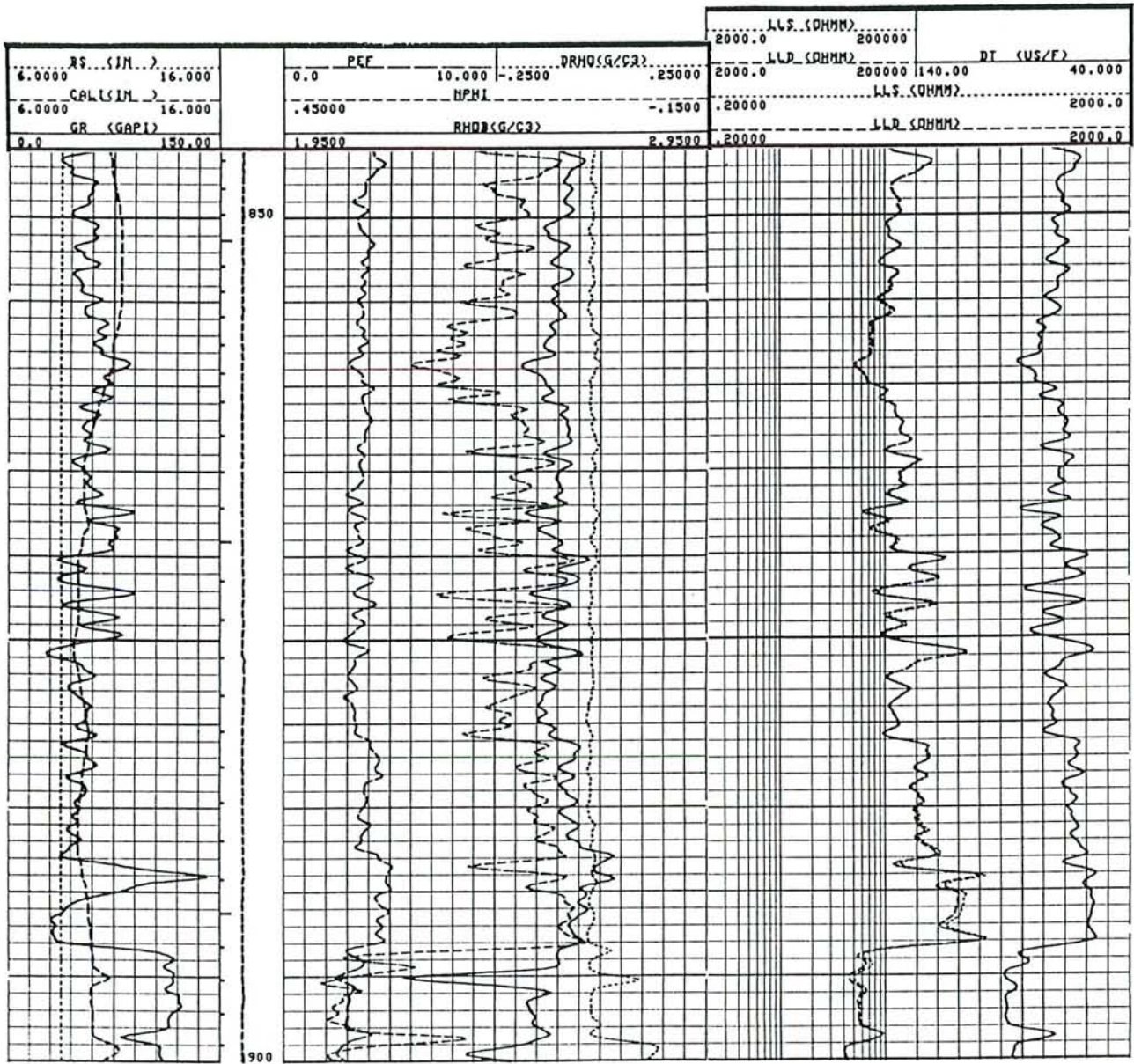


Figure II.1 - Log composite mettant en évidence les différents types de diagaphies de base.

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

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

II.2.1 - Les diagrapies classiques dites de base

II.2.1.1 - La radioactivité naturelle totale

La radioactivité naturelle résulte de la désintégration des atomes instables de la formation et se manifeste par l'émission des rayonnements α , β et γ . Elle est due à la présence dans les roches d'isotopes radioactifs que sont l'uranium (^{238}U et ^{235}U), le thorium (^{235}Th) et le potassium (^{40}K).

L'outil GR* (Gamma Ray ; Schlumberger 1983, 1987 ; Serra, 1979 et 1990) enregistre uniquement le rayonnement gamma total dont la mesure (fig.II.1) est exprimée en unité A.P.I. (American Petroleum Institute). Parmi les roches ou minéraux radioactifs, il existe :

- les roches plutoniques ou volcaniques acides et acido-basiques,
- les arkoses et grauwackes, les grès riches en feldspaths et en micas,
- les argiles, les minéraux argileux à composants plus ou moins thorifères, potassiques et uranifères,
- les sels de potassium (évaporites potassiques) et les phosphates,
- certains dépôts carbonatés riches en phosphates ou en matière organique,
- les gneiss, micashistes, phyllades et ardoises...

*- représente les marques déposées par Schlumberger.

II.2.1.2 - Le temps de trajet de l'onde longitudinale

L'outil sonique à deux récepteurs a pour principe l'émission d'un train d'ondes acoustiques à partir d'un générateur et réception de la première onde longitudinale. ΔT (fig.II.1) mesuré en micro secondes par pied ($\mu s/ft$) est le temps qui s'écoule entre l'arrivée de l'onde au premier récepteur et son arrivée au second récepteur.

Dans le cas d'une formation cavée ou d'une inclinaison de l'axe de la sonde par rapport à celui du trou, la mesure du temps de trajet Δt , est entachée d'erreur : l'outil BHC* (Bore Hole Compensated (fig.II.2); Schlumberger 1987 ; Serra 1979 et 1990) à deux émetteurs et quatre récepteurs permet d'éliminer ces influences en faisant la moyenne des deux lectures. Cet outil est dit "compensé des effets du trou".

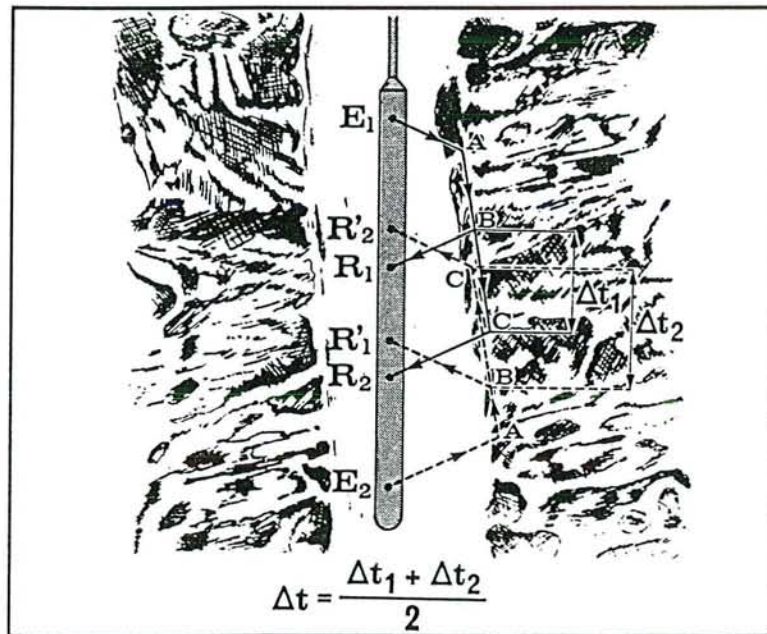


Figure II.2 - Principe de l'outil BHC* (Serra, 1979). E₁ et E₂ sont les différents émetteurs ; R₁, R'₁, R₂ et R'₂ les récepteurs ; A, B et C les différents niveaux de la formation traversée.

La propagation des ondes est fonction de la nature de la roche et des fluides présents ; de sa texture (tailles et forme des grains et pores, nature des contacts entre grains et cristaux, répartition et connexion des pores), de

sa structure (homogénéité ou hétérogénéité, présence de laminations et de fractures, pendages des couches ou des fractures) ; de sa pression, de sa température, de sa porosité, de son degré de compaction...

II.2.1.3 - La densité globale

Pendant la mesure de la densité d'une formation, cette dernière est soumise à un bombardement continu de rayons gamma qui perdent une partie de leur énergie par collision avec les électrons des atomes de la formation. Un détecteur situé à une distance fixe de la source mesure l'intensité du rayonnement gamma diffusé par effet Compton. Cette intensité est proportionnelle à la densité électronique, elle même proportionnelle à la densité globale (RhoBulk ou RhoB).

Lorsque l'outil comporte un détecteur, il n'est pas facile de corriger les effets dus à la boue de forage (mud cake) ou aux irrégularités du trou. Ainsi, l'outil FDC* (Formation Density Compensated ; Schlumberger, 1987, Serra, 1979, 1990) possède deux récepteurs et permet de corriger ces influences (fig.II.3). Cet outil dit "compensé des effets du trou", permet d'atténuer l'effet du mud-cake résiduel jusqu'à une épaisseur correspondant à une correction du ΔRho^2 d'environ $0,15 \text{ g/cm}^3$.

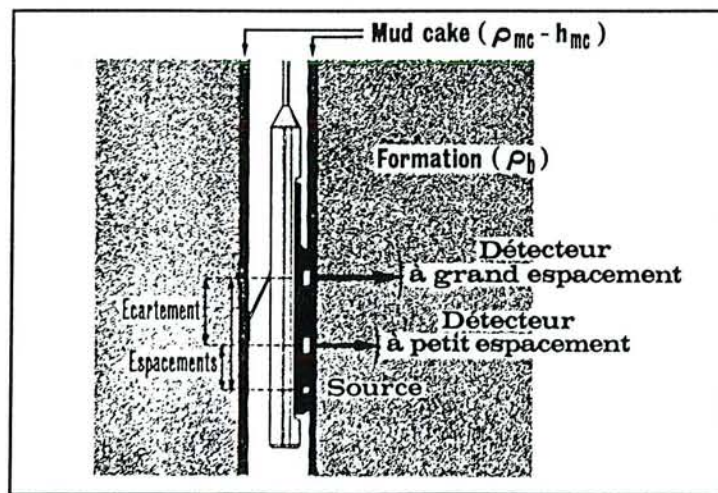


Figure II.3 - Schéma et principe de l'outil FDC* (Serra, 1979). ρ_{mc} : densité du mud cake. h_{mc} : épaisseur du mud cake.

2 - ΔRho représente la mesure corrigée de la densité.

La densité globale (ρ_B) mesurée (fig.II.1), dépend :

- de la masse volumique des différents constituants moléculaires de la matrice et de leur pourcentage volumétrique,
- de la nature des fluides présents et de leur pourcentage dans la roche (porosité) et dans les pores (saturation).

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

II.2.1.4 - Indice d'absorption photoélectrique.

Grâce à l'outil LDT* (Litho Density Tool), il est possible de déterminer non seulement la densité électronique d'une formation, mais également le numéro atomique de ses éléments par mesure simultanée de l'effet Comptons (cf. II 2.1.3) et de l'effet photoélectrique.

En effet, quand un photon gamma de basse énergie entre en collision avec un électron, il est absorbé, communiquant à l'électron la totalité de son énergie. L'électron est alors éjecté de l'atome et le photon disparaît. Il y a absorption des rayons γ : c'est l'effet photoélectrique.

L'indice photoélectrique est proportionnel à la section de capture photoélectrique de l'atome, qui est d'autant plus élevé que l'atome a un numéro atomique élevé.

Le Pef (facteur photoélectrique) mesuré en barns/électron (fig.II.1) est très sensible à la présence d'éléments à numéro atomique élevé tels que le fer, le strontium, l'étain, le baryum, ... C'est un indicateur de la composition des formations. Il contribue également à la détermination du pourcentage volumétrique des principaux minéraux présents dans la roche.

II.2.1.5 - Indice hydrogène-neutron

L'outil CNL* (Compensated Neutron Log ; Schlumberger 1987, Serra 1979, 1990) est un outil compensé des effets du trou dont le principe (fig.II.4) de la mesure consiste à bombarder en continu la formation avec des neutrons de grandes vitesses qui vont entrer en collision avec les noyaux atomiques de la formation et perdre progressivement une partie de leur énergie. Du fait de son grand pouvoir ralentisseur, l'atome d'hydrogène va particulièrement influencer cette mesure.

L'indice d'hydrogène (fig.II.1) ou porosité neutron (NPhi ou PhiN) est exprimé en % et est fonction du nombre d'atomes d'hydrogène par unité de volume de la formation, atomes soit liés à l'eau et aux hydrocarbures (porosité et saturation), soit à la composition cristalline de la roche.

L'outil étant calibré dans une matrice calcaire ($1,70 \text{ g/cm}^3$ - $2,70 \text{ g/cm}^3$ de densité correspondent à 60 % - 0 % de porosité neutron de la gauche vers la droite sur le log) certains minéraux très compacts comme l'anhydrite auront un indice d'hydrogène négatif.

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

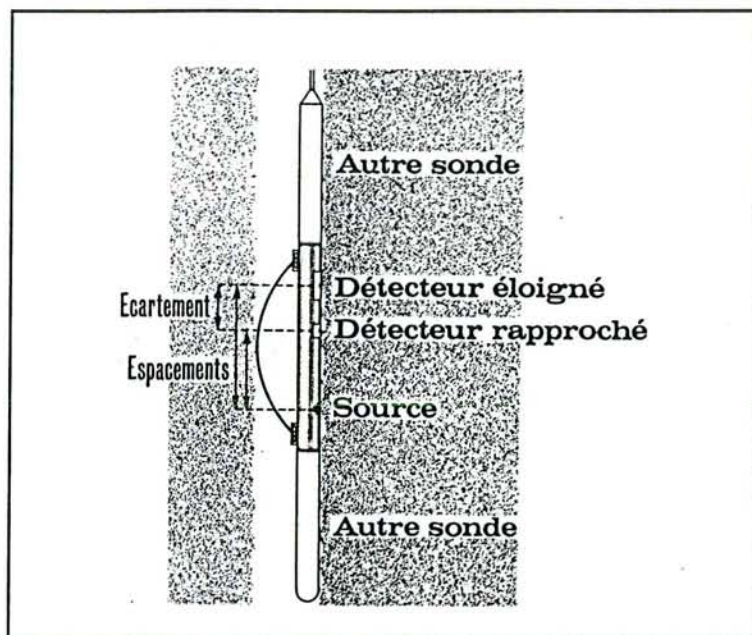


Figure II.4 - Schéma et principe de l'outil CNL* (Serra, 1979).

II.2.1.6 - Résistivité

Il existe différents outils permettant de mesurer la résistivité des formations. Mais, quelque soit l'outil, la mesure exige une source émettrice envoyant un signal électrique ou électromagnétique et un récepteur situé à

une certaine distance de la source enregistrant les réactions du terrain. Plus la distance entre émetteur et récepteur est grande, plus l'investigation est profonde et plus la définition verticale diminue. Selon l'ordre de grandeur du rayon d'investigation et donc l'espacement, deux types de dispositifs (fig.II.5) sont à distinguer.

- Les macrodispositifs tels que LLd* (LateroLog deep) ou ILd (Induction Log deep) ont un grand rayon d'investigation et sont moins influencés par la boue du trou de sonde et la zone lavée (zone envahie par le filtrat de boue). Les mesures obtenues sont plus ou moins proches de la résistivité de la formation (R_t).
- Les microdispositifs de type MSFL* (Micro Spherically Focused Log) et MLL* (Micro LateroLog) à électrodes montées sur patins appliqués contre la paroi du trou, lisent dans la zone lavée car leur rayon d'investigation est très faible. Ils effectuent une lecture plus proche de la zone lavée (R_{xo}).

Les mesures de résistivité exprimées en Ohm. m²/m (Ohm.m) sont surtout influencées par :

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

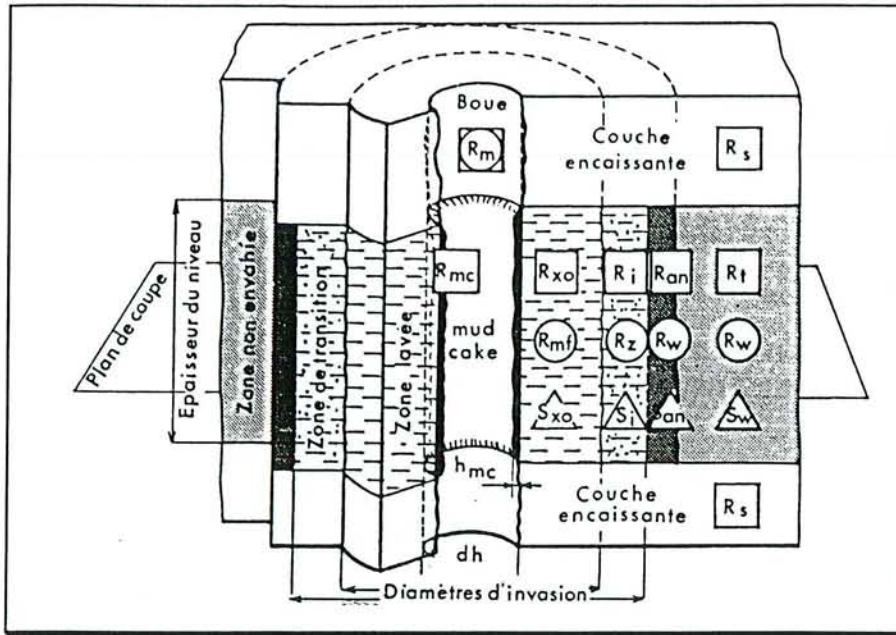


Figure II.5 - Schéma sur la répartition des résistivités dans un trou (Serra, 1985).

II.2.2 - Les diagaphies géochimiques

II.2.2.1 - Spectrométrie du rayonnement gamma naturel

L'analyse du spectre d'énergie du rayonnement γ naturel total émis par la formation permet de mesurer pour un certain domaine d'énergie, l'intensité du rayonnement des différents éléments radioactifs (U, Th et K).

L'outil NGS* (Natural Gamma Ray Spectrometry (Serra, 1979, 1990 ; Schlumberger, 1989a)) permet d'effectuer ces mesures qui sont exprimées en ppm pour l'uranium et le thorium et en % pour le potassium (fig.II.6).

Cette analyse spectrométrique apporte des informations sur :

- la présence des minéraux radioactifs tels que micas, feldspaths potassiques...,
- la nature minéralogique des argiles (kaolinite, illite, montmorillonite),
- la reconstitution des milieux de dépôt. Certains minéraux sont caractéristiques des milieux de dépôt spécifiques (glauconie, phosphates, ...).

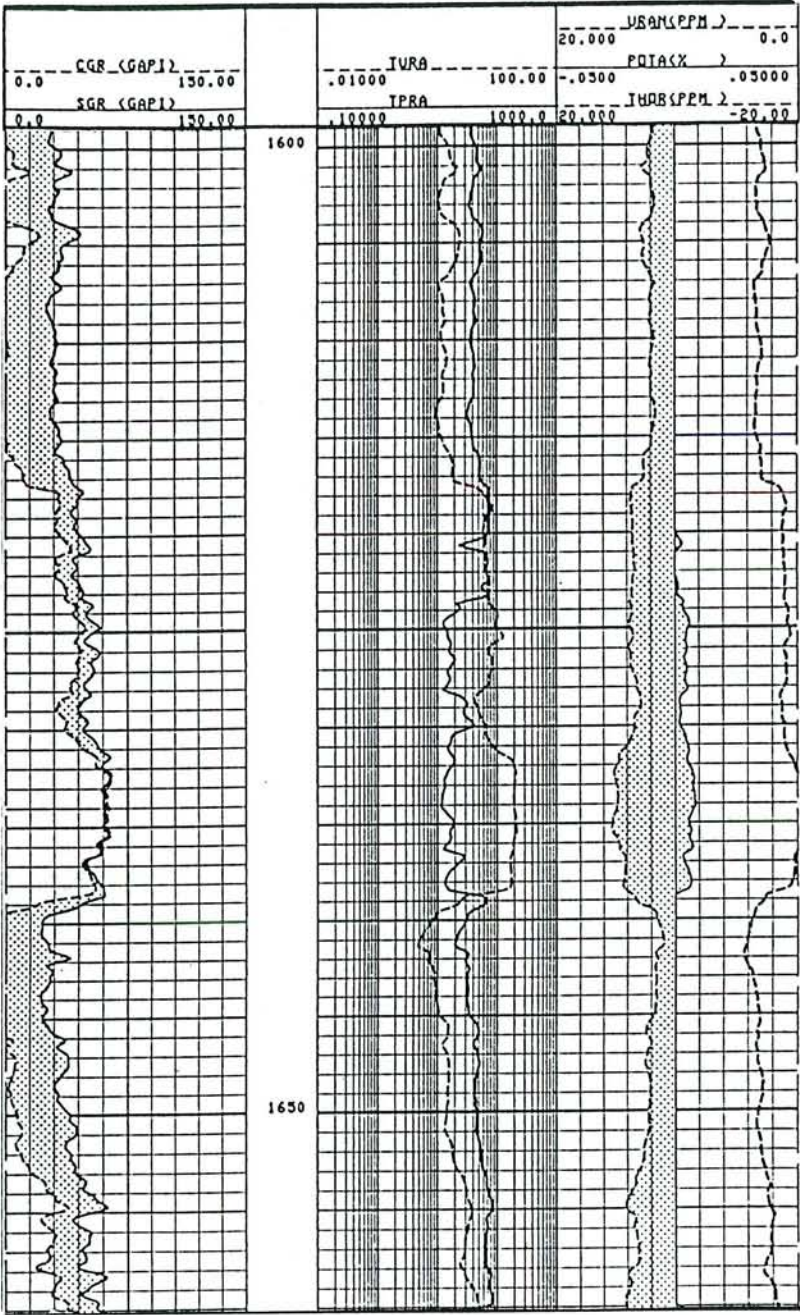


Figure II.6 - Diagraphies de mesures spectrométriques du rayonnement γ naturel (exemple du sondage Vert-Le-Grand).

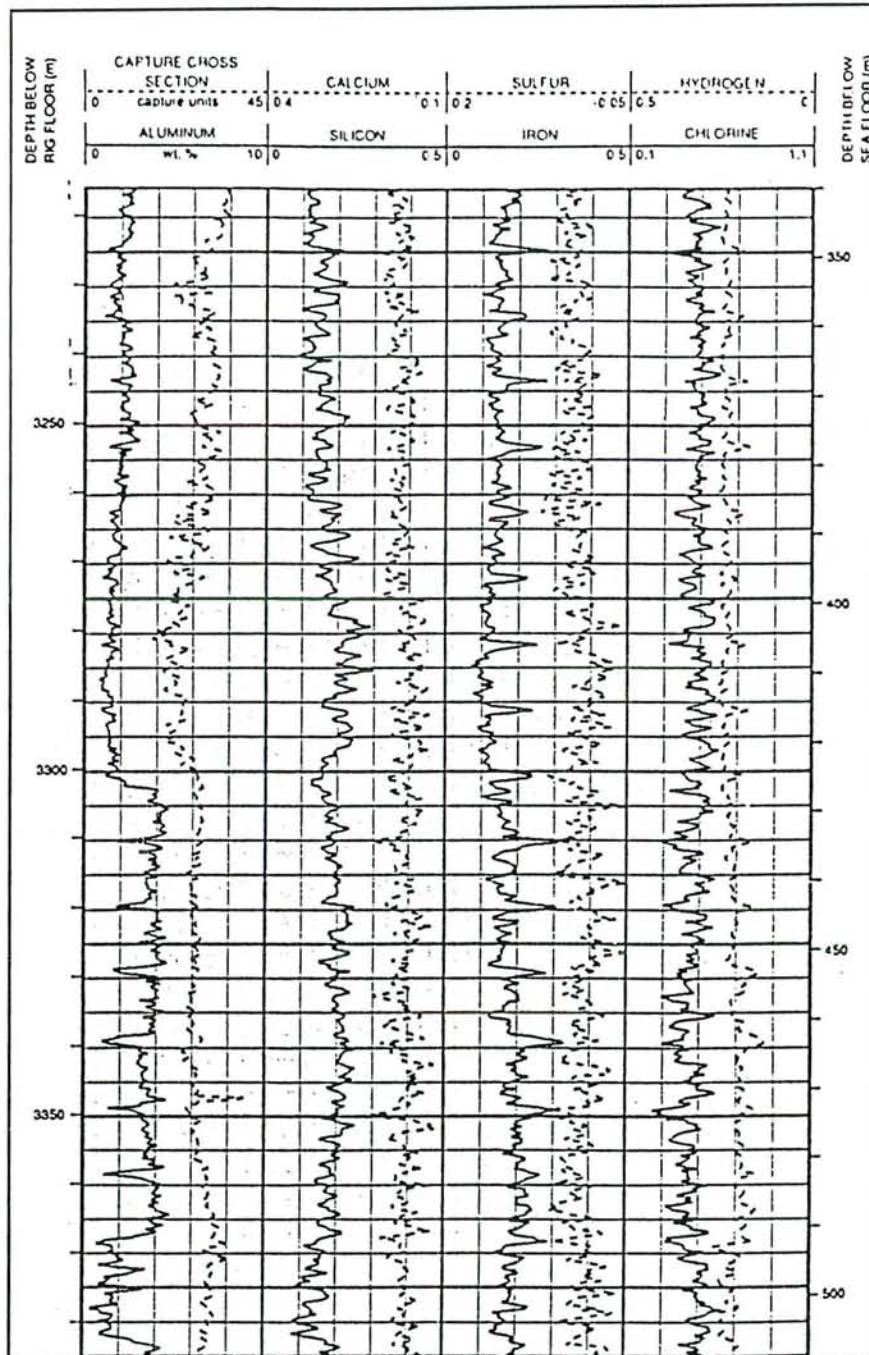


Figure II.7 - Courbes de mesures spectrométriques du rayonnement γ induit (Proceeding of the Ocean Drilling Program, 1990).

En dehors des courbes d'U, de Th et K observées sur les diagaphies de spectrométrie du rayonnement gamma induit, deux autres courbes (fig.II.6) y figurent :

- la courbe SGR représentant le GR total émis par la formation.
- la courbe CGR étant la radioactivité obtenue après soustraction du GR dû à l'uranium sur le GR total.

II.2.2.2 - Spectrométrie du rayonnement gamma induit

L'envoi des neutrons de hautes énergies par l'outil GST* ou GLT* (Gamma Ray Spectrometry Tool ou Geochemical Logging Tool ; Flaum et Pirie., 1981; Schlumberger, 1983, 1989a ; Serra, 1988, 1990) conduit à l'émission de rayons gamma soit par collision inélastique avec le noyau des atomes, soit par capture des neutrons thermiques. Ce spectromètre permet de doser l'hydrogène, le carbone, l'oxygène, le soufre, le chlore, le calcium, le silicium, le fer, le titane et le gadolinium et s'applique à la connaissance des éléments fondamentaux (fig.II.7) entrant dans la composition des minéraux d'une roche.

II.2.3 - Les diagaphies "haute résolution"

Les diagaphies haute résolution sont très importantes car elles apportent des informations précises sur la texture et la structure des formations.

II.2.3.1 - Les pendagemètres (Vincent et *al.*, 1977 ; Schlumberger, 1983, 1985 ; Serra, 1979, 1988, 1990)

II.2.3.1.1 - Le pendagemètre HDT* (High Dipmeter Tool)

Le principe consiste à mesurer simultanément la microrésistivité sur quatre génératrices séparées de 90° les unes des autres le long de la paroi du trou. Si du fait de la déviation ou de l'ovalisation du trou, un des patins ne touche pas la paroi (électrode flottante), trois courbes sont enregistrées. Un photoclinomètre et une boussole donnent des informations sur l'orientation des patins par rapport au Nord magnétique ainsi que sur l'angle et l'azimut de déviation du trou. Le pouvoir de résolution de ces

mesures est de 2 cm grâce au petit pas d'échantillonnage des mesures de résistivité (tous les 5 mm de déplacement vertical de l'outil).

II.2.3.1.2 - Le pendagemètre SHDT* (Stratigraphic High Resolution Dipmeter Tool)

Suivant le même principe que l'outil HDT*, le pendagemètre SHDT* (fig.II.8) enregistre 8 courbes de microrésistivité sur 4 paires d'électrodes. L'écartement de chaque paire est faible (3 cm) ce qui permet d'obtenir une plus grande densité des mesures de pendages et de détecter des fractures : le pas d'échantillonnage est de 2,5 mm et la résolution verticale est de 1 cm. L'outil à l'avantage de posséder un système d'inclinométrie constitué d'un accéléromètre tri axial et de trois magnétomètres (suivant les trois axes de la sonde) permettant de corriger les variations de vitesse de la sonde et de mesurer son orientation pour restituer le pendage vrai de la formation.

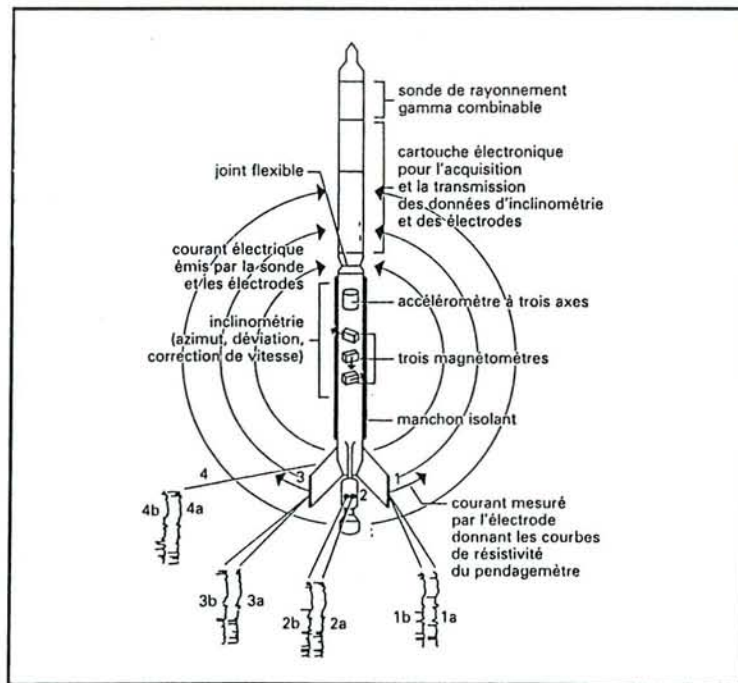


Figure II.8 - Schéma et principe de l'outil SHDT* (Serra, 1990).

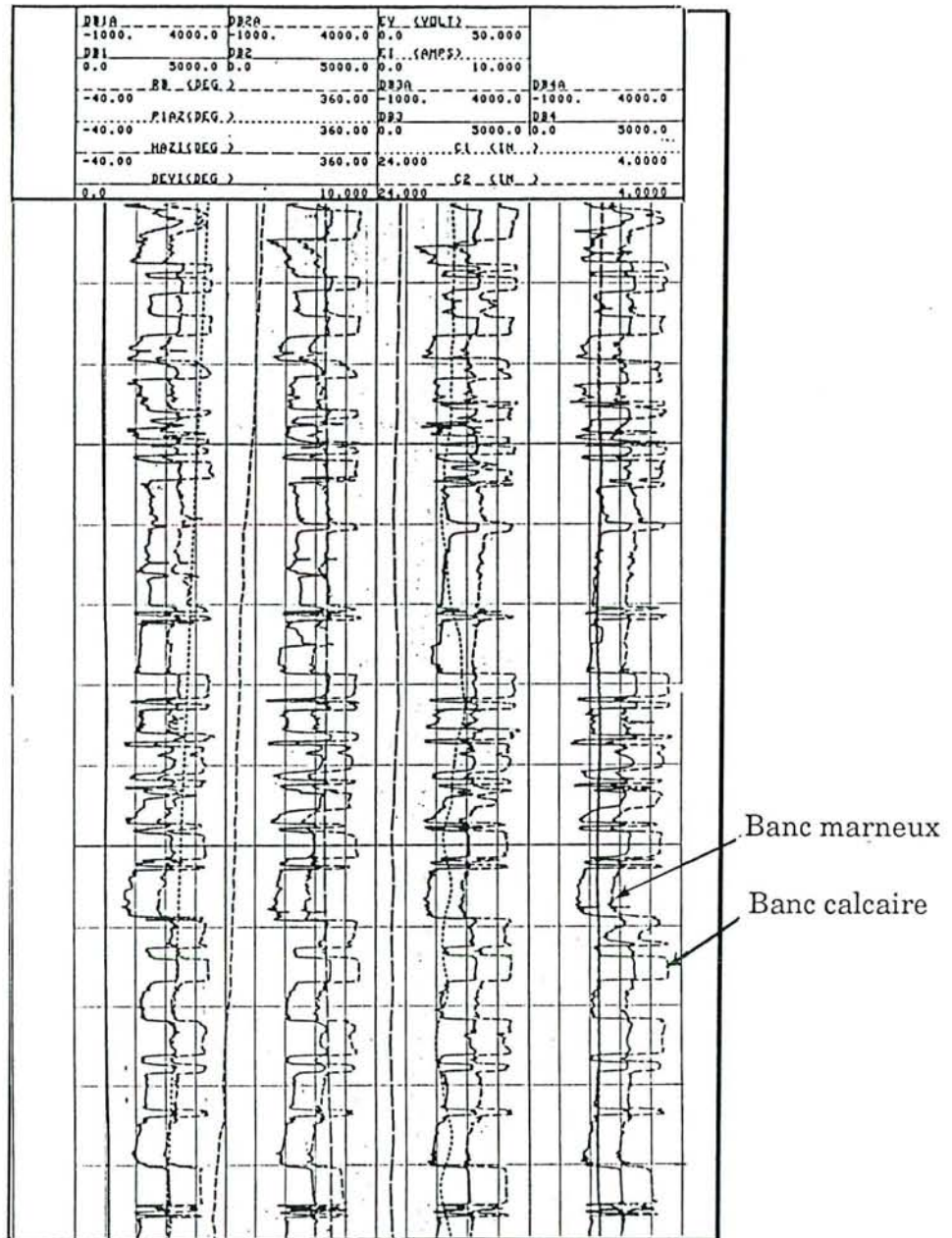


Figure II.9 - Courbes de microrésistivité obtenues à partir du SHDT* : cas des formations argilo-carbonatées.

Le contraste de résistivité (fig.II.9) permet de reconnaître les détails sédimentaires de l'ordre du centimètre. Il est donc possible de connaître l'organisation interne des roches, tant du point de vue textural que structural.

II.2.3.2 - Imagerie par scanner électrique.

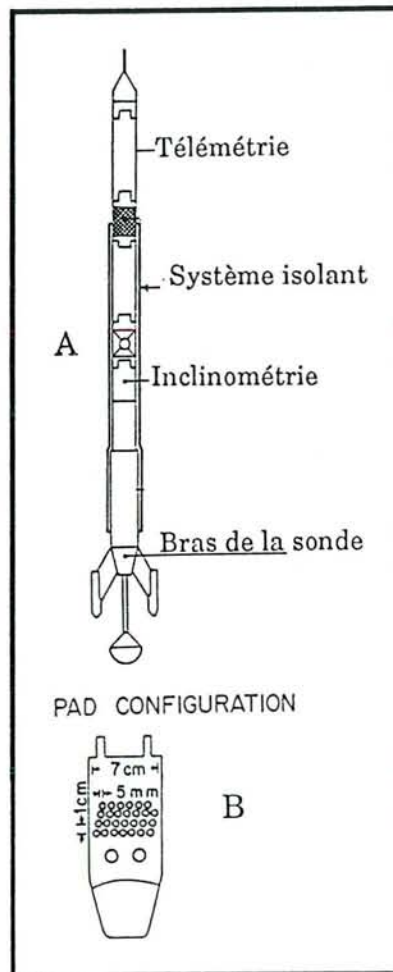


Figure II.10 - Coupe verticale de l'outil FMS* (A) et principe d'un patin (B) (d'après Ekstrom et *al.*, 1987, in Pezard, 1988).

L'outil FMS* (Formation MicroScanner ; Serra, 1988, 1989; Schlumberger, 1989b) est un dispositif constitué de 64 petites électrodes supportées par quatre patins (fig.II.10) permettant de mesurer la conductivité des formations. Par conversion en intensité de gris ou de couleur, on obtient une "image électrique" (fig.II.11) de la paroi du trou : les

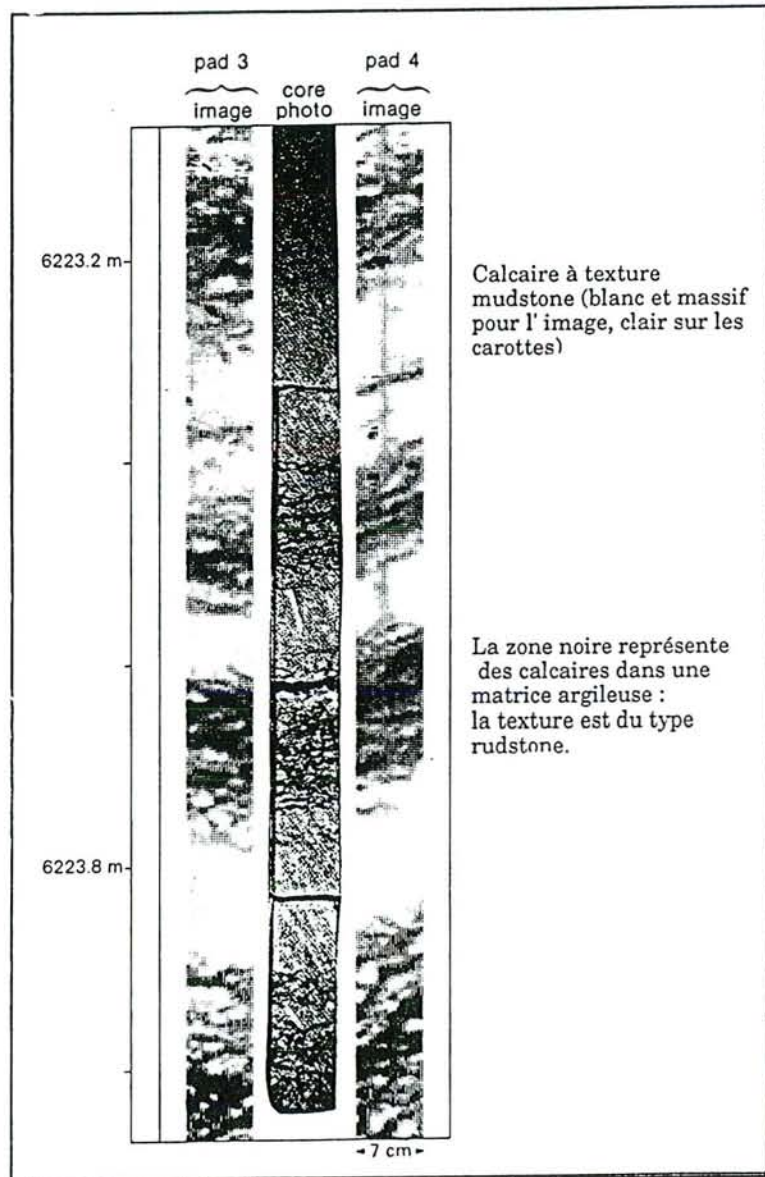


Figure II. 11 - Comparaison entre une image Obtenue à partir du FMS* (pad 3 et pad 4 et celle d'une carotte (core photo) (Schlumberger, 1989 b).

zones résistantes apparaissent en clair et les zones peu résistantes (conductrices) en sombre.

Grâce à la grande résolution verticale de l'outil (1 cm), l'image obtenue peut être comparée à celle d'une carotte (fig.II.11).

Le domaine d'application du FMS* est très large en géologie sédimentaire:

- identification des fractures (Pezard, 1988 et Pezard et Anderson., 1988),
- analyse haute résolution des réservoirs,
- texture et structure des formations et,
- aide à la description des carottes.

En résumé, les diagraphies différées sont la signature du terrain. Leur interprétation nécessite une analyse lithologique complète dont l'une des méthodologies connue sous le nom d'analyse faciologique en "matrice complexe", fera l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE III

ANALYSE FACIOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : MÉTHODOLOGIE ET MISE EN OEUVRE

III 1 - Introduction

Les diagraphies différées constituent une source d'information primordiale pour les études géologiques. Le but de l'analyse faciologique et séquentielle est de décrire objectivement, à partir des mesures physiques, les formations traversées par un sondage, de reconnaître les différents faciès présents, d'étudier leur arrangement en séquences, d'effectuer des corrélations entre puits afin d'en déduire les évolutions latérales.

Terminologie

Avant la description des différentes étapes de l'analyse faciologique, il convient de définir la terminologie utilisée au cours de l'analyse diagraphique.

Le préfixe "*électro*" est ajouté aux termes géologiques pour indiquer leur origine diagraphique.

Electrobanc : c'est un intervalle de profondeur présentant des caractéristiques diagraphiques à peu près constantes (Serra, 1979).

Electroséquence : c'est un intervalle de profondeur, supérieur à la résolution verticale du dispositif de mesure, présentant une variation progressive et continue entre deux valeurs extrêmes du paramètre mesuré, dessinant une rampe (Serra, 1985, 1987).

Electrofaciès ou faciès diagraphique : c'est l'ensemble des réponses diagraphiques qui caractérise un banc et permet de le différencier de ceux qui l'entourent (Serra, 1985 et 1987). Autrement dit, ce sont des zones (zones d'électrofaciès) de réponses diagraphiques globalement identiques présentant entre elles des contrastes généraux : c'est la "signature diagraphique du sédiment" (ENSPM, 1986).

Dans ce chapitre, les différentes étapes de l'analyse seront décrites. Pour un complément d'information, plusieurs travaux ont fait l'objet d'une telle analyse : Augier (1979), Serra (1985 et 1987), Curial (1987), Mathis (1988), Mathis et *al.*(1988), Alkhaddour (1989), Bourquin et *al.*(1990), Bourquin (1991).

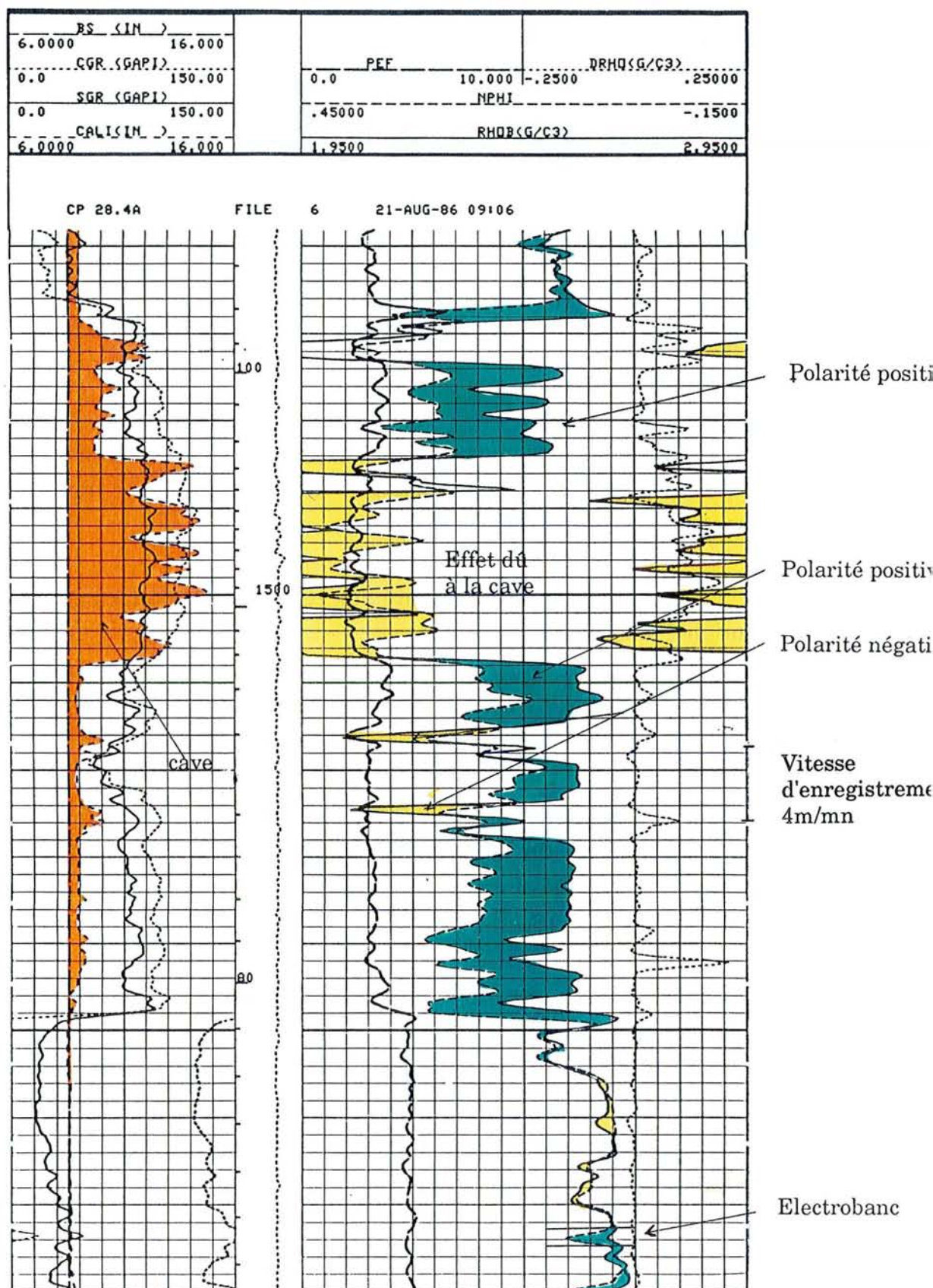


Figure III.1 - Log illustrant les informations sur la vitesse d'enregistrement, le ΔRho , les zones à caves et la polarité des courbes.

III. 2 - Analyse faciologique

Qu'elle soit manuelle ou automatique, l'analyse faciologique nécessite une démarche rigoureuse pouvant s'articuler en plusieurs étapes.

III.2.1 - Analyse du log composite

III.2.1.1 - Lecture de l'en - tête des logs

L'en-tête des logs livre des informations importantes sur :

- les différents types d'enregistrements,
- l'échelle,
- la localisation, la date et les cotes du forage,
- le diamètre du trou,
- le type de boue avec ses caractéristiques (résistivité, densité),
- l'information sur la déviation du trou lorsque ce dernier n'est pas vertical.

Après une lecture attentive, il est nécessaire d'effectuer un contrôle de l'information.

III.2.1.2 - Contrôle de l'information

- **Vérification du bon fonctionnement des outils et de la qualité des informations** : cette vérification est possible grâce aux abaques (Schlumberger, 1987).

- **Contrôle de la fiabilité des enregistrements** en comparant la section principale à la section répétée³.

- **Les zones à caves très importantes sont à exclure** : la présence des caves, indiquée par le diamètreur (fig. III.1), est due à la lithologie des formations (argiles non compactées, calcaires tendres et friables, ...etc.). Au niveau des caves, et lorsque l'outil n'est pas collé à la paroi du trou, l'outil n'enregistre que les caractéristiques de la boue.

3 - Une section répétée est une partie du puits sur laquelle un enregistrement a été renouvelé, dans un but de contrôle qualité.

- **Contrôle des effets de la boue de forage** car certains types de boues ont des effets indésirables selon les outils utilisés. A cause de son Pef très élevé (260 barns/ électron), la baryte va masquer les réponses de tous les autres minéraux. Les boues à Kcl ont des influences néfastes sur les enregistrements de radioactivité naturelle totale (GR* ou NGT*).

- **Recalage des différentes courbes entre elles.** L'élasticité du câble et les frottements dus à la rugosité du trou ("effet de yoyo" : accroc ou adhérence du câble) sont souvent à l'origine du décalage en profondeur des différents enregistrements. Le recalage s'obtient alors en se basant sur des niveaux repères.

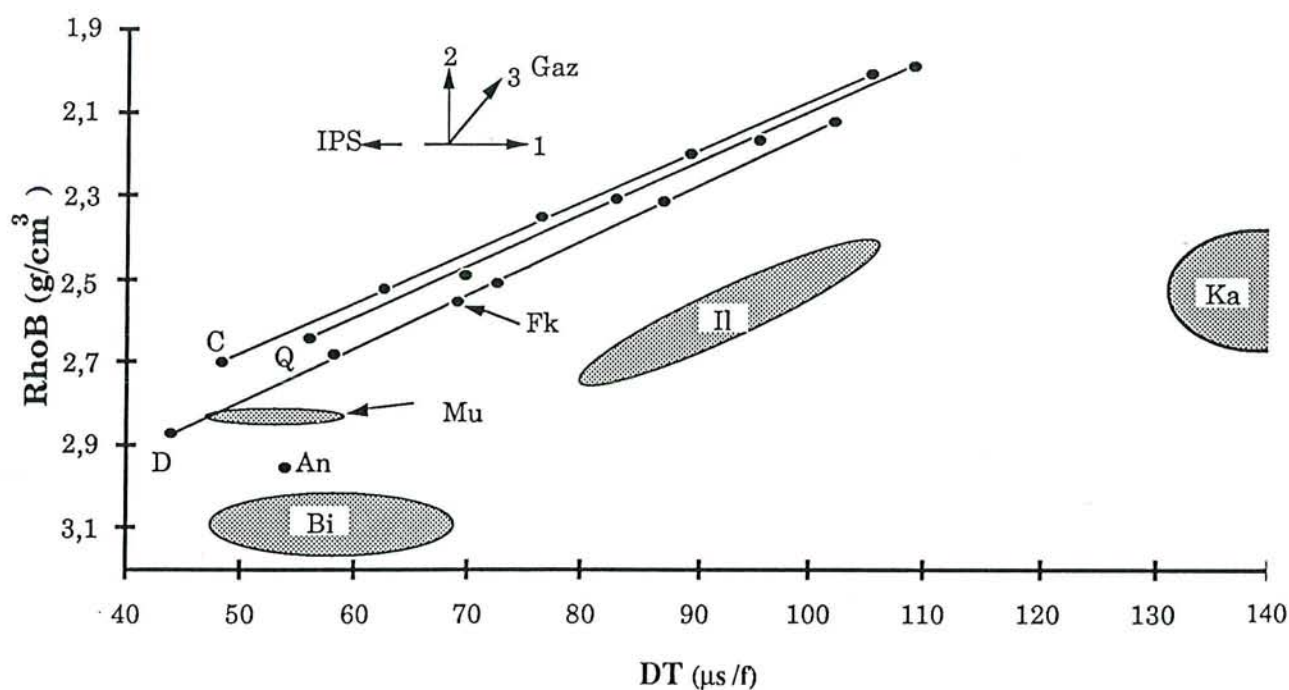
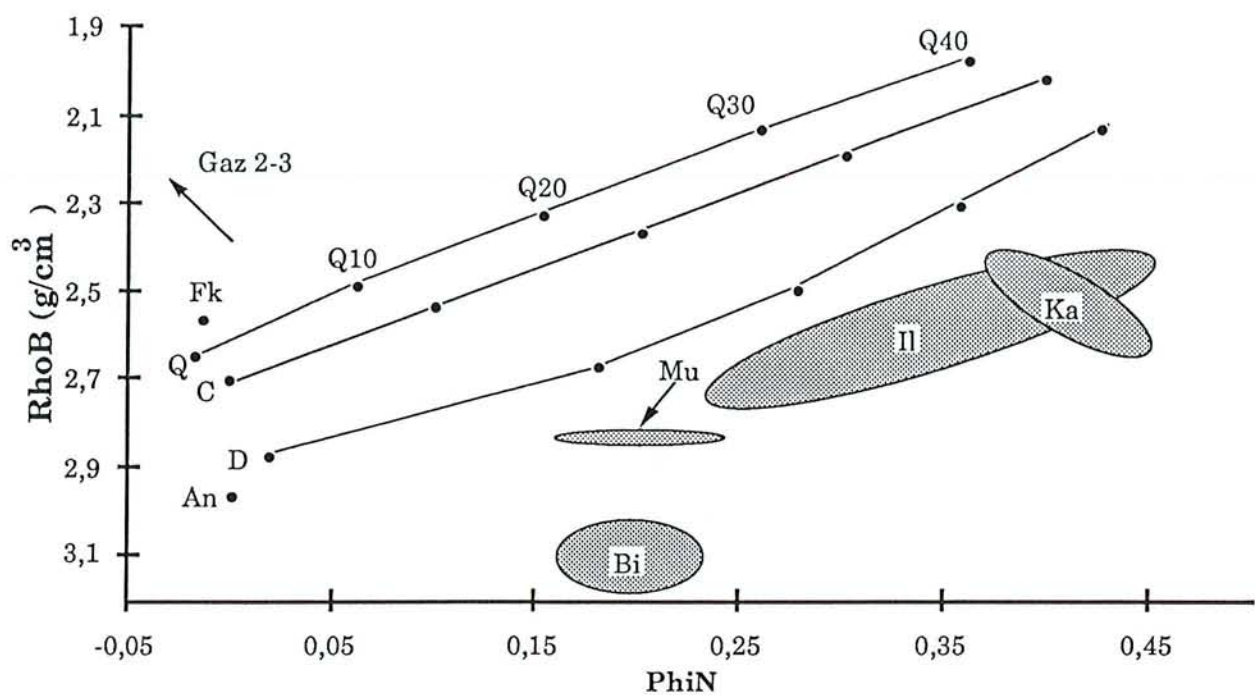
- **Contrôle de la vitesse d'enregistrement.**

La vitesse d'enregistrement (fig. III.1) s'observe sur les extrémités droite et gauche du log et se matérialise par des traits interrompus courts. Pour les outils de base ou classique, la vitesse d'enregistrement préconisée doit être inférieure à 10m/mn avec un pas d'échantillonnage de 15 cm. Plus la vitesse est grande, plus le pouvoir de résolution augmente et plus la qualité des informations diminue.

III.2.1.3 - Illustration du document brut

Certains enregistrements sont utilisés au minimum pour une analyse faciologique. Ce sont : le Gamma Ray (GR), la porosité neutron (NPhi), la densité (RhoB), le sonic (DT) et la résistivité.

Quelle que soit la société ayant effectué le forage, les diagrapies de densité et de porosité neutron sont calibrées dans les calcaires (1,70 g/cm³-2,70 g/cm³ de RhoB correspondent respectivement à 60% - 0% de NPhi de la gauche vers la droite sur la grille). Sur la grille classique (fig. III.1), un carreau représente 0,03 de NPhi et 0,05 g/cm³ de RhoB. L'échelle croissante vers la droite pour la densité, et croissante vers la gauche pour la porosité neutron, permet de différencier les électrofaciès suivant (fig. III.1) :



Légende

An : Anhydrite ; Q : quartz ; Fk : fedspath potassique II : illite ;

Mu : muscovite ; Bi : biotite ; Ka : kaolinite ; D : dolomite ; C : calcite

• valeurs standards ; porosité à 10 %, 20%, 30%, 40% ; IPS : Index de Porosité Secondaire

Effet Gaz type 1, type 2 et type 3.

Figure III.2 - Diagrammes lithologiques standards $RhoB = f(NPhi)$ et $RhoB = f(DT)$.

Les électrofaciès à polarité négative : la courbe RhoB évolue à gauche de la courbe de porosité neutron, caractérisant ainsi les calcaires gréseux ou siliceux et la présence de gaz, ... L'espacement entre les deux courbes est généralement coloré par convention en jaune (code Elf-Aquitaine).

Les électrofaciès à polarité positive : La courbe de densité évolue à droite de la courbe de porosité neutron. Ces électrofaciès sont représentés par les argiles, les calcaires argileux, les dolomies calcaires ou argileuses... Le gamma Ray et la densité permettent de les différencier. L'intervalle entre les deux courbes est en général coloré en vert.

Les électrofaciès à polarité nulle. Les courbes de densité et de porosité neutron se superposent et caractérisent les calcaires.

Cette première approche grâce à la polarité des courbes, est donnée ici à titre d'exemple dans le cas précis des formations carbonatées étudiées. En ce qui concerne les formations silico-clastiques (Bourquin, 1991), salifères (Curial, 1987), les mélanges minéralogiques n'auront pas la même signification.

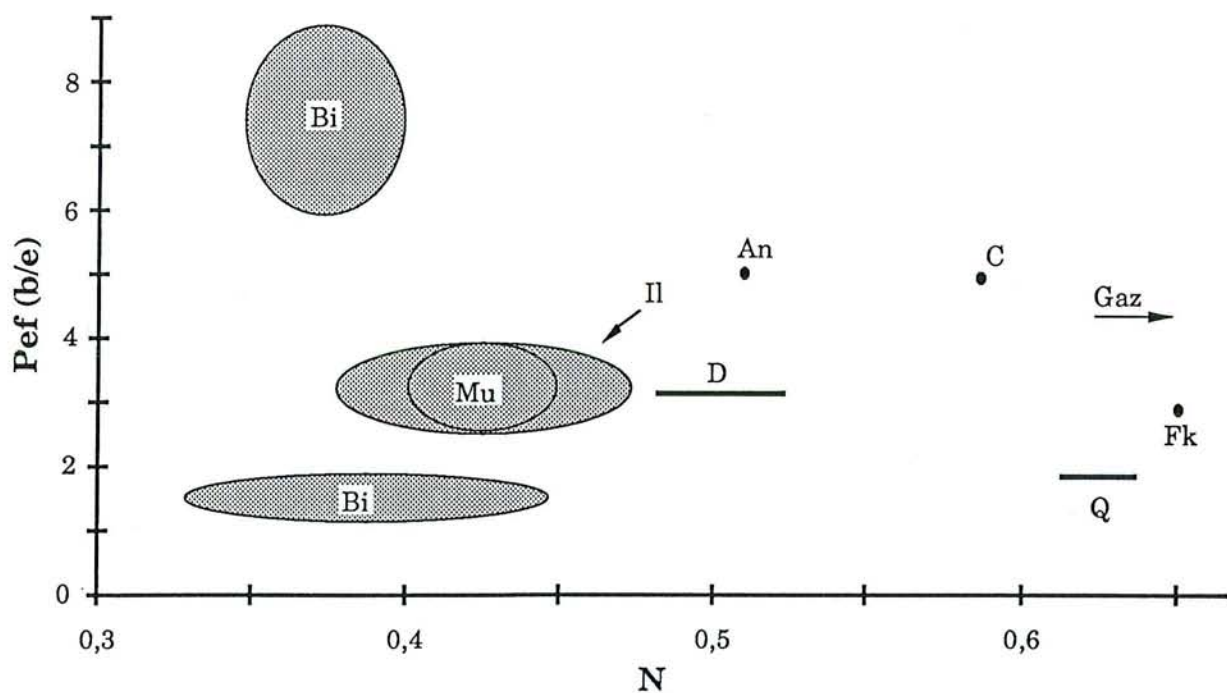
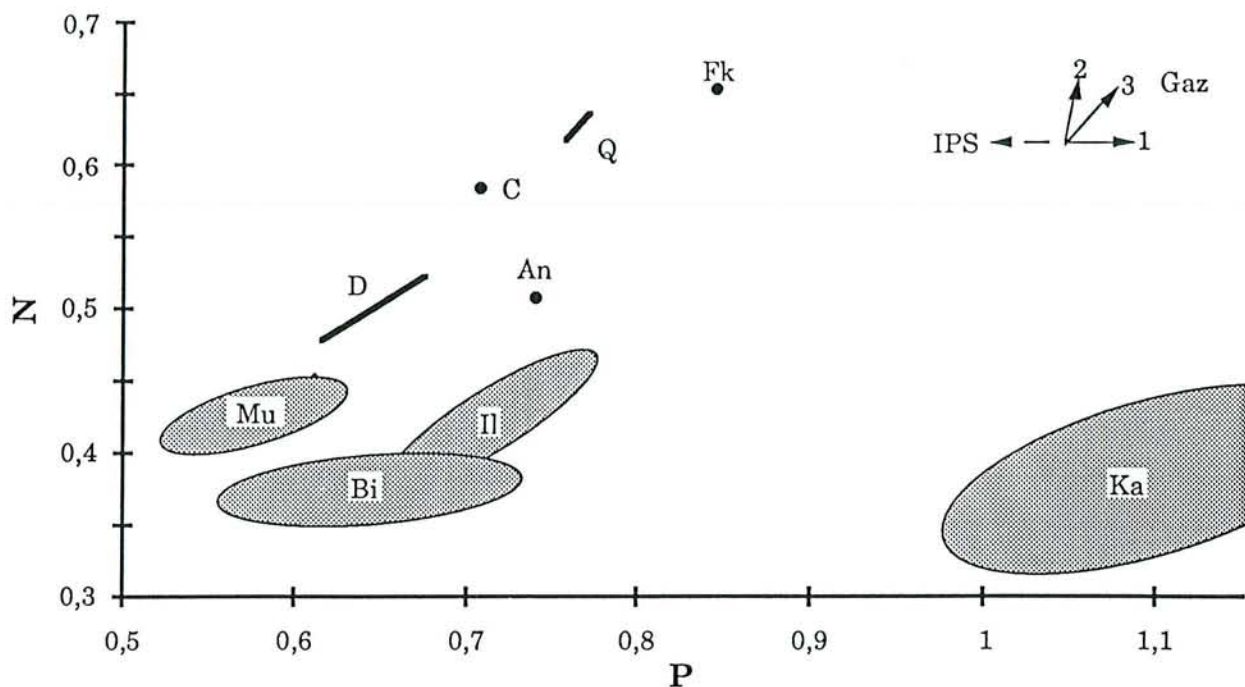
III.2.2 - Analyse faciologique manuelle

III.2.2.1 - Introduction

La méthodologie d'analyse utilisée dans ce travail est connue sous le nom d'analyse faciologique en "matrice complexe" (Augier, 1979). la "matrice complexe" désigne ici une lithologie complexe avec plusieurs constituants minéralogiques et des niveaux fissurés ou hétérogènes avec ou sans hydrocarbures (huile ou gaz).

Le principe de cette analyse consiste à déterminer la qualité et la quantité des influences d'origine minérale, texturale (hétérogénéité) ou liées à des fluides (huile, eau ou gaz) (Augier, 1979 ; Serra, 1987).

Influences d'origine minérale : détermination de la nature des minéraux présents dans la formation.



Légende

An : Anhydrite ; Q : quartz ; Fk : feldspath potassique Il : illite ;

Mu : muscovite ; Bi : biotite ; Ka : kaolinite ; D : dolomite ; C : calcite

IPS : Index de Porosité Secondaire ; Effet Gaz type 1, type 2 et type 3

• : Valeurs standards ; porosité à 10 %, 20 %, 30 %, 40 % .

Figure III.3 - Diagrammes minéralogiques standards $N = f(P)$ et $Pef = f(N)$.

Influences d'origine gazeuse (fig.III.2 et 3). La présence de gaz fausse en général la réponse des outils. Ainsi,

- l'effet gaz de type 1 affecte l'outil de mesure du ΔT
- l'effet gaz de type 2 affecte les outils mesurant NPhi et RhoB
- l'effet gaz de type 3 influence les trois outils.

Influences d'origine texturale. C'est le cas des niveaux hétérogènes ou anisotropes pouvant être détectés par la présence de l'IPS (Index de Porosité Secondaire) (fig. III.3) :

$$IPS = \emptyset DN - \emptyset S$$

- $\emptyset DN$ est la porosité obtenue par les diagraphies de densité-neutron,
- $\emptyset S$ est la porosité lue sur la courbe de ΔT : la porosité non connectée.

Ce phénomène d'IPS a pour effet de diminuer le ΔT .

Influences d'origine fissurale. En présence des phénomènes de fissuration l'analyse se complique. Toutefois, l'examen des résistivités permet d'observer des baisses brutales de microrésistivité au niveau des zones fissurées lorsque ces dernières sont remplies de matériaux conducteurs. Les fissures colmatées, difficiles à mettre en évidence, seront facilement visible sur l'outil FMS.

III.2.2.2 - Méthodologie

Plusieurs étapes sont à suivre :

- La série à étudier est découpée en zones d'électrofaciès homogènes.

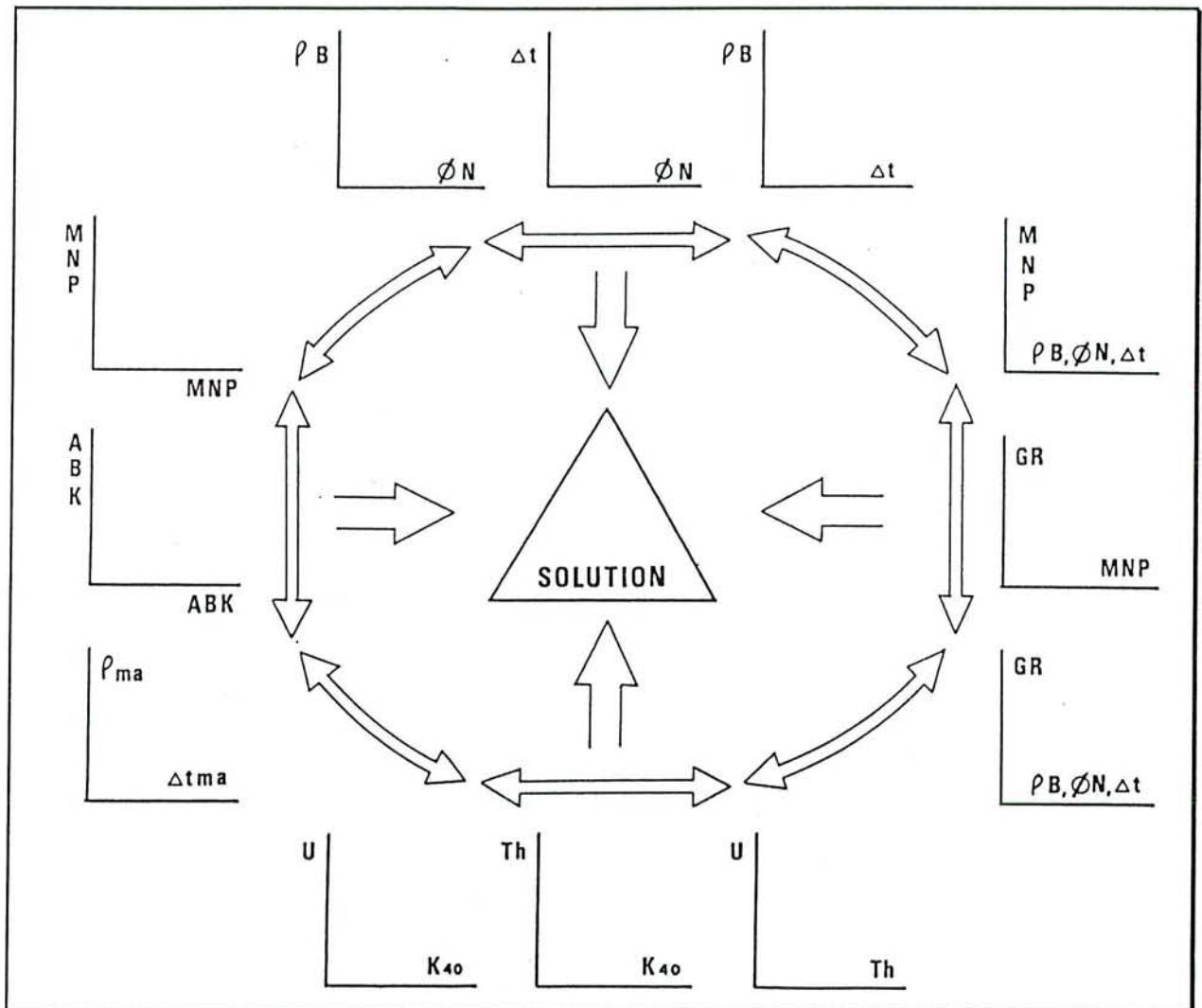


Figure III.4 - Différents diagrammes permettant de combiner paramètres fondamentaux, coefficients fondamentaux et la radioactivité.

- Un certain nombre d'électrobancs types sont échantillonnés dans différentes zones et la sélection s'effectue en fonction de leur représentativité et/ou de leur particularité, de façon à prendre en compte tous les cas de figures qui peuvent se présenter.
- Les différents paramètres de chaque électrobanc (RhoB, NPhi, DT, Pef, GR,...) sont lus directement sur les logs et leurs coefficients fondamentaux (M, N, P) sont calculés selon les formules ci-après :

$$M = ((DT_f - DT) / (RhoB - RhoB_f)) * 0,01$$

$$N = (NPhi_f - NPhi) / (RhoB - RhoB_f)$$

$$P = ((NPhi_f - NPhi) / (DT_f - DT)) * 100$$

- DT_f , $RhoB_f$, et $NPhi_f$ représentent les caractéristiques du filtrat de boue.

- $RhoB$, DT et $NPhi$ sont des valeurs lues sur les courbes.

En règle générale, les valeurs de filtrat utilisées sont celles de l'eau douce avec :

$$DT_f = 189 \mu s / pied$$

$$RhoB_f = 1 g / cm^3$$

$$NPhi_f = 1(100\%)$$

- Les différents pointés des électrobancs sont reportés dans des diagrammes lithologiques (pôles lithologiques (fig.III.2)) et minéralogiques (pôles minéralogiques (fig.III.3)). Dans ces derniers, les valeurs des caractéristiques pétrophysiques des minéraux (Schlumberger, 1985) obtenues en laboratoire ont été transformées en ellipse (argiles et micas) à partir de leur minima et maxima. Les abaques ainsi obtenus sont choisis en fonction de la complexité minéralogique de la formation. Pour cela, plusieurs combinaisons sont possibles (fig. III.4) entre les paramètres fondamentaux, les coefficients, les composants de la radioactivité naturelle,... (Burke et *al.*, 1969 ; Augier, 1979 ; Fertl, 1981 et Schlumberger, 1985).

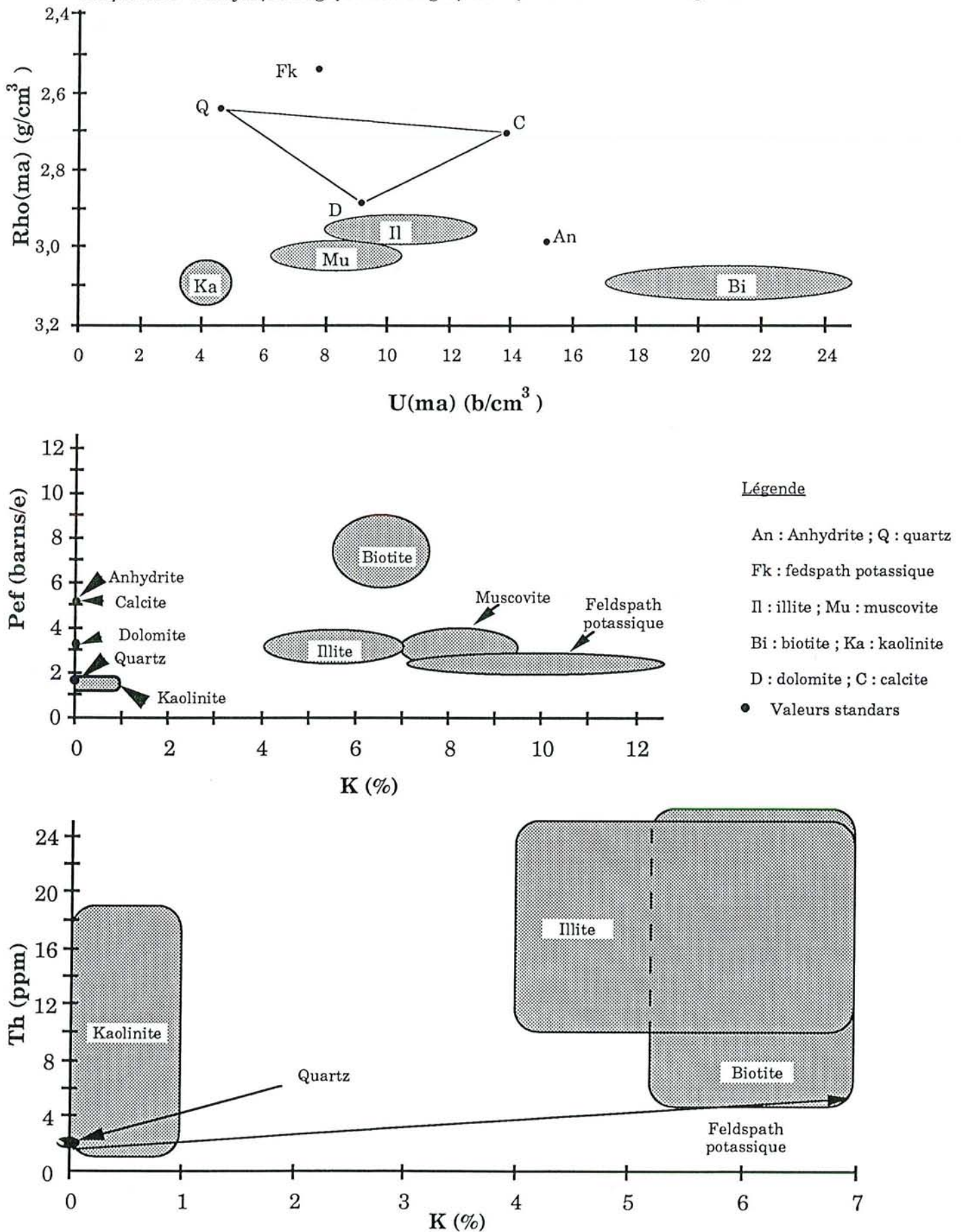


Figure III.5 - Diagramme $Rho_{ma} = f(U_{ma})$ et diagrammes géochimiques ($Pef = f(K)$ et $Th = f(K)$).

- Tous les diagrammes sont itérés entre eux (fig. III.4), de façon à étudier la répartition des différents pointés par rapport aux pôles minéralogiques ou lithologiques, afin d'en déduire leur lithologie. La méthode de triangulation effectuée sur certains diagrammes permet de quantifier les minéraux présents (fig. III.2).

Pour une quantification plus précise des minéraux tels que calcite, quartz et dolomite, il est plus facile d'utiliser le diagramme fonction de la densité matricielle apparente (Rho_{ma}) et du facteur photoélectrique volumétrique (U_{ma} en barns / cm³). L'avantage de ce diagramme (fig. III.5) est qu'il s'affranchit des phénomènes d'IPS (Index de Porosité Secondaire) dus à la présence des niveaux hétérogènes.

$$Rho_{ma} = ((RhoB - (Phi_{ta} * Rhof)) / (1 - Phi_{ta}))$$

$$U_{ma} = ((Pef * Rhoe) - (Phi_{ta} * Uf)) / (1 - Phi_{ta})$$

$$\text{Avec } Phi_{ta} * Uf = 0$$

- Phi_{ta} est la porosité apparente totale, obtenue à partir des diagrammes $RhoB = f(NPhi)$ ou $DT = f(NPhi)$,

- $Rhof$ et Uf sont respectivement la densité et le Pef volumétrique du fluide présent dans la formation.

- $Rhoe = (RhoB + 0,1883)1,0704$ est la densité électronique.

Enfin, les diagrammes réalisés à partir des diagraphies géochimiques ($Th = f(K)$ ou $Pef = f(K)$) (fig. III.5) aident à déterminer la nature des argiles, et celle des minéraux radioactifs (feldspaths potassiques, micas, ...)

III.2.3 - Identification automatique des faciès diagraphiques

Après analyse manuelle et définition des différentes lithologies, l'identification semi-automatique des faciès diagraphiques consiste à traduire la démarche en fonction mathématique ou traitement statistique.

Plusieurs logiciels de traitement automatique sont la propriété des grandes compagnies pétrolières. Mais seule la méthode par cut-off réalisée par Pautex et Bourquin en 1990 (non publiée) et utilisée ici sera décrite.

Analyse automatique par cut-off

L'analyse par cut-off nécessite la transformation des données brutes sur papier en données numériques par l'intermédiaire d'une table à digitaliser. La procédure est la suivante (fig. III.6) :

- Analyse faciologique en matrice complexe,
- Création d'une banque de données avec tous les paramètres diagraphiques jugés discriminants. La classification des lithologies doit être détaillée et aussi complète que possible. Le nombre de classes doit être élevé afin d'éviter au maximum la superposition des paramètres entre classes car un électrobanc peut soit appartenir à plusieurs classes soit n'appartenir à aucune.
- Digitalisation des courbes diagraphiques. Grâce à la banque de données, le programme attribue à tous les électrobancs une classe lithologique avec un pas d'échantillonnage prédéfini. La colonne lithologique apparaît sur le document final.

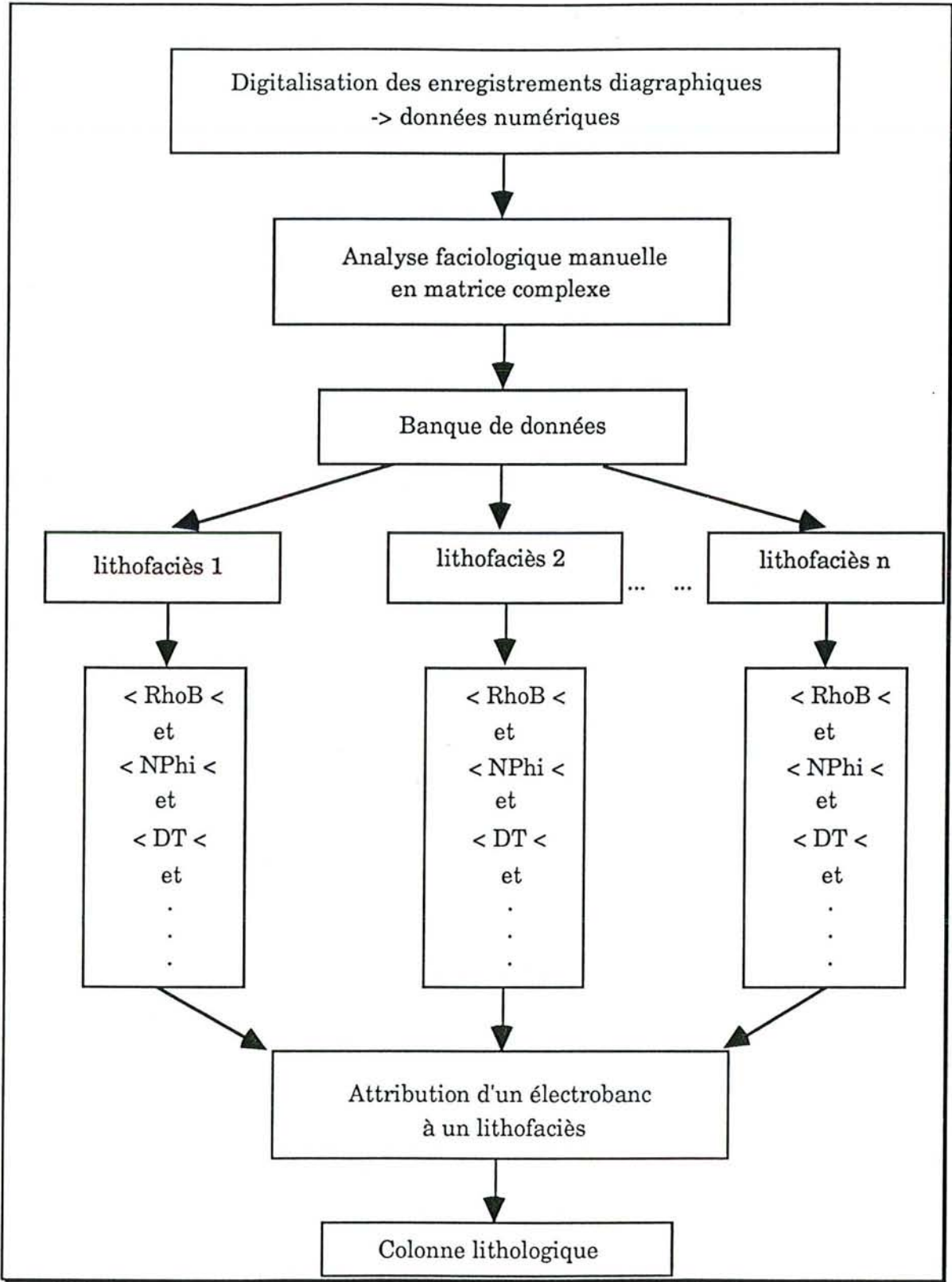


Figure III.6 - Démarche résumée de l'analyse par cut-off (d'après Bourquin, 1991).

Limites de la méthode

L'analyse par cut-off présente un avantage, celui d'effectuer rapidement des diagrammes grâce à des tableaux de valeurs obtenus automatiquement.

Cependant, l'utilisation n'est pas aisée car le nombre de classes doit être extrêmement élevé pour les lithologies complexes. Dans les séries calcaires étudiées par exemple, certains faciès siliceux et dolomitiques affectés par la diagenèse appartiennent à plusieurs classes. La solution à ce problème serait d'intégrer dans le programme la polarité des courbes de densité - neutron.

Par ailleurs, le recalage des courbes implique une translation de l'ensemble. Translation pouvant induire des artefacts lorsque le décalage ne s'observe que sur une faible épaisseur.

III.2.4 - Détermination texturale et structurale à partir des diagraphies haute résolution

Grâce à leurs différents pouvoirs de résolution, les diagraphies permettent d'aboutir à une étude faciologique complète.

Leur pouvoir de résolution étant faible (30 à 50 cm), les diagraphies "classiques" permettent de définir les types minéralogiques constituant un électrobanc ou un faciès. En complétant l'analyse une étude des diagraphies "haute résolution", la structure et la texture des faciès peuvent être mises en évidence. Ainsi, un calcaire argileux, obtenu à partir des logs lithologiques, est constitué soit d'une alternance de bancs calcaires et marneux, soit de calcaires argileux massifs.

Si avec le SHDT* la structure et la texture (fig. III.7) sont reconnues, l'imagerie par scanner électrique va beaucoup plus loin, en restituant une analyse beaucoup plus fine permettant, par exemple, l'observation des nodules, cavités, fractures (fig. III.8), ciments, figures de sédimentation, ...

Enfin, grâce aux informations obtenues à partir des diagraphies sur la lithologie, la texture et la structure des faciès, les diagraphies constituent donc un outil de choix dans l'analyse séquentielle.

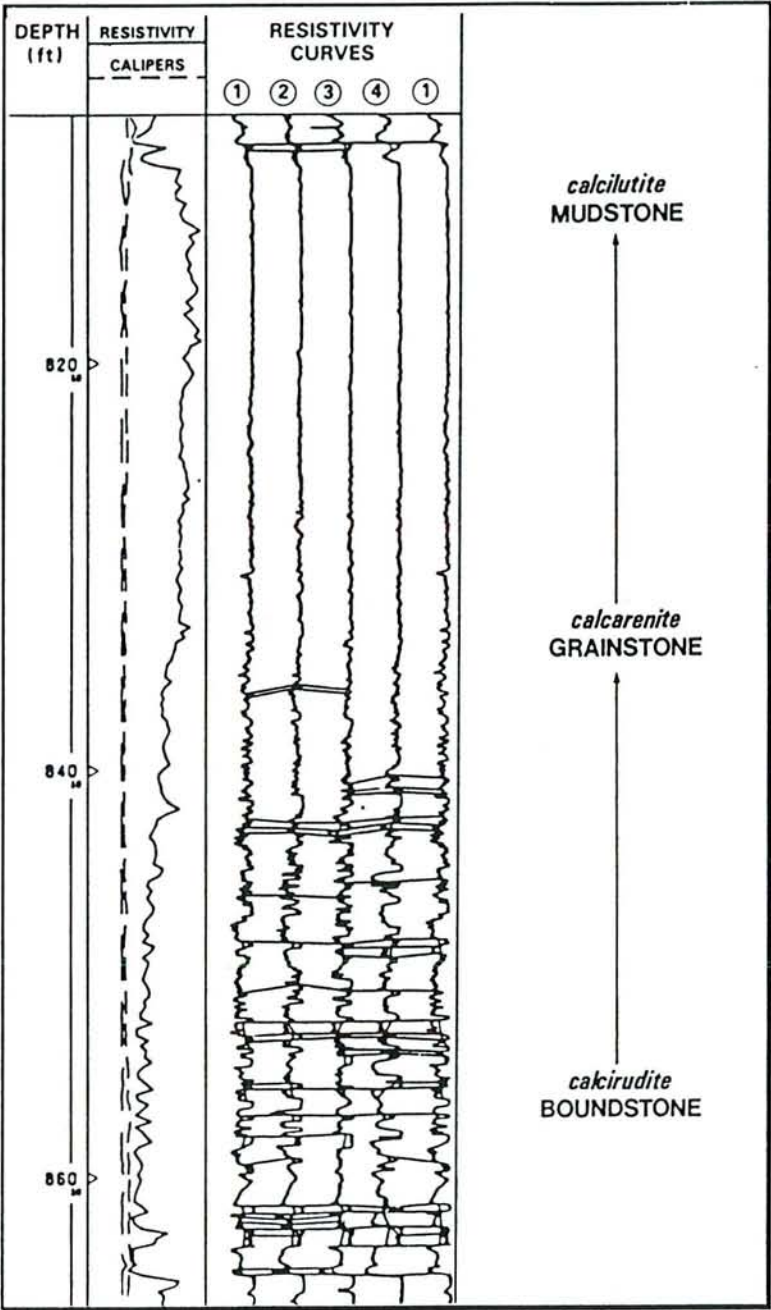


Figure III.7 - Reconnaissance de la texture des carbonates à partir des courbes de microrésistivité (Serra, 1985).

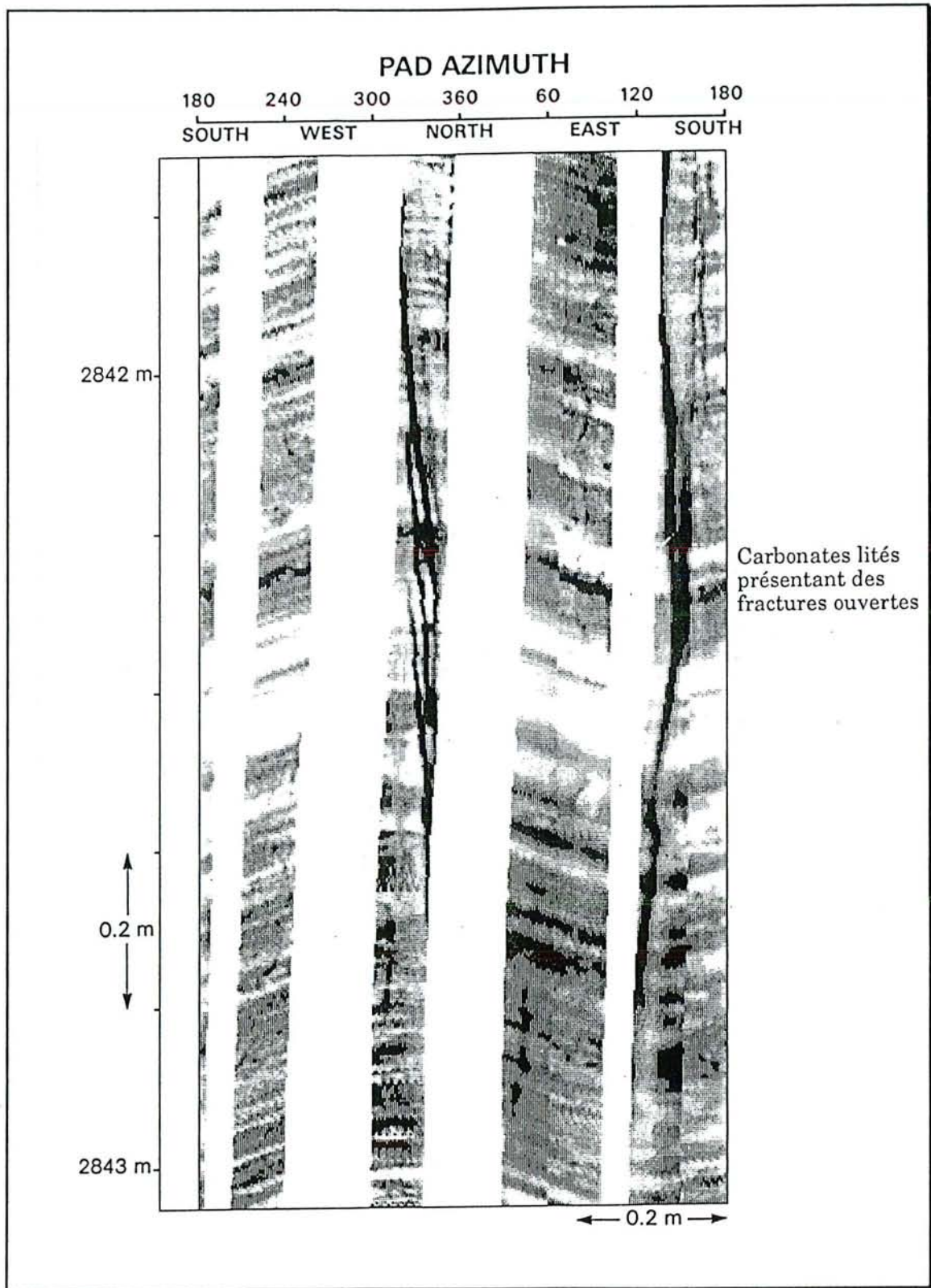


Figure III.8 - Mise en évidence de la structure des carbonates et des fractures à partir du FMS* (Schlumberger, 1989).

III.3 - Stratigraphie séquentielle analytique et diagraphies

Depuis l'application des concepts de la stratigraphie sismique aux observations de terrain et de forages (Vail et *al.*, 1977, Brown et Fisher, 1977) la stratigraphie séquentielle a connu un grand essor avec les travaux de Pitman (1978), Vail et Mitchum (1979), Vail et Todd (1981), Vail et *al.* (1984), Vail et *al.* (1987), Hardenbol et *al.* (1981). Avec Posamentier et *al.* (1988) et Van Wagoner et *al.* (1988, 1990) elle connaît le nom de stratigraphie séquentielle "haute résolution".

C'est une démarche analytique qui permet d'accéder à la géométrie des sédiments à toutes les échelles, afin d'identifier leurs causes : tectonique, eustatisme, flux de sédiments (apports terrigènes et production in situ), en traçant des lignes temps à travers des milieux de sédimentation différente et donc des lithologies différentes.

Actuellement, la stratigraphie séquentielle "Haute Résolution" a pour but de tracer des lignes temps séparée de quelques centaines de milliers d'années. La démarche s'applique certes de façon différente, tant au terrain, au puits (carottes et diagraphies), qu'à la sismique (haute résolution ou pétrolière).

S'agissant de données de puits et donc d'informations unidimensionnelles (1D), il convient pour reconstituer la géométrie de procéder à des corrélations.

Pour ce faire, une démarche fondée sur les plus petites unités stratigraphiques, les unités génétiques (stacking pattern), a été développée depuis la fin des années 1980 (Cross, 1988, Mitchum et Van Wagoner, 1991 et Homewood et *al.*, 1992). C'est cette démarche qui sera appliquée.

L'utilisation des seules diagraphies en stratigraphie séquentielle, comme c'est le cas dans ce travail, est très souvent considérée insuffisante lorsqu'on ne possède ni carottes, ni déblais de forages (cuttings). Néanmoins, l'utilisation de données diagraphiques complètes, d'un calage avec les affleurements, d'une bonne connaissance régionale et de la stratigraphie séquentielle "Haute Résolution (Stacking Pattern) permet de lever cette difficulté.

III.3.1 - La notion de séquences de dépôts et ses surfaces remarquables.

L'expression lithostratigraphique d'une variation du niveau relatif de la mer (tectonique plus eustatisme) est une séquence de dépôt (Sloss et *al.*, 1949 ; Vail et *al.*, 1977 ; Posamentier et *al.*, 1988 et Galloway, 1989).

Au cours d'un cycle de variation du niveau marin relatif trois surfaces peuvent être corrélées (fig.III.9).

- ***La surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface (MFS))*** correspond à un maximum d'avancée du domaine marin sur le domaine continental. C'est le point d'inversion entre une tendance à la rétrogradation et une tendance à la progradation. Géométriquement, il s'agit d'une surface de downlap soulignée en milieu marin distal par un intervalle condensé. En domaine marin, elle représente un maximum de profondeur.

- ***la surface d'inondation (Flooding Surface (FS) ou Top Lowstand Surface)*** correspond au maximum d'avancée du domaine continental sur le domaine marin. C'est le point d'inversion entre une tendance à la progradation et une tendance à la rétrogradation. Géométriquement, elle représente une surface de toplap. En domaine marin, elle surmonte le minimum de profondeur.

- ***La surface de non-conformité ou d'érosion continentale (unconformity ou Downward or seaward shift)*** se forme au niveau du point d'inflexion de la courbe de chute du niveau relatif de la mer. Elle marque une accélération de la diminution de profondeur (downward shift ou seaward shift).

Selon les approches bidimensionnelles (sismique 2D) ou en une dimension (puits), plusieurs terminologies de découpage d'une séquence de dépôt sont proposées (fig.III.9). Le découpage en cortège de dépôts se fonde sur les trois surfaces précédentes.

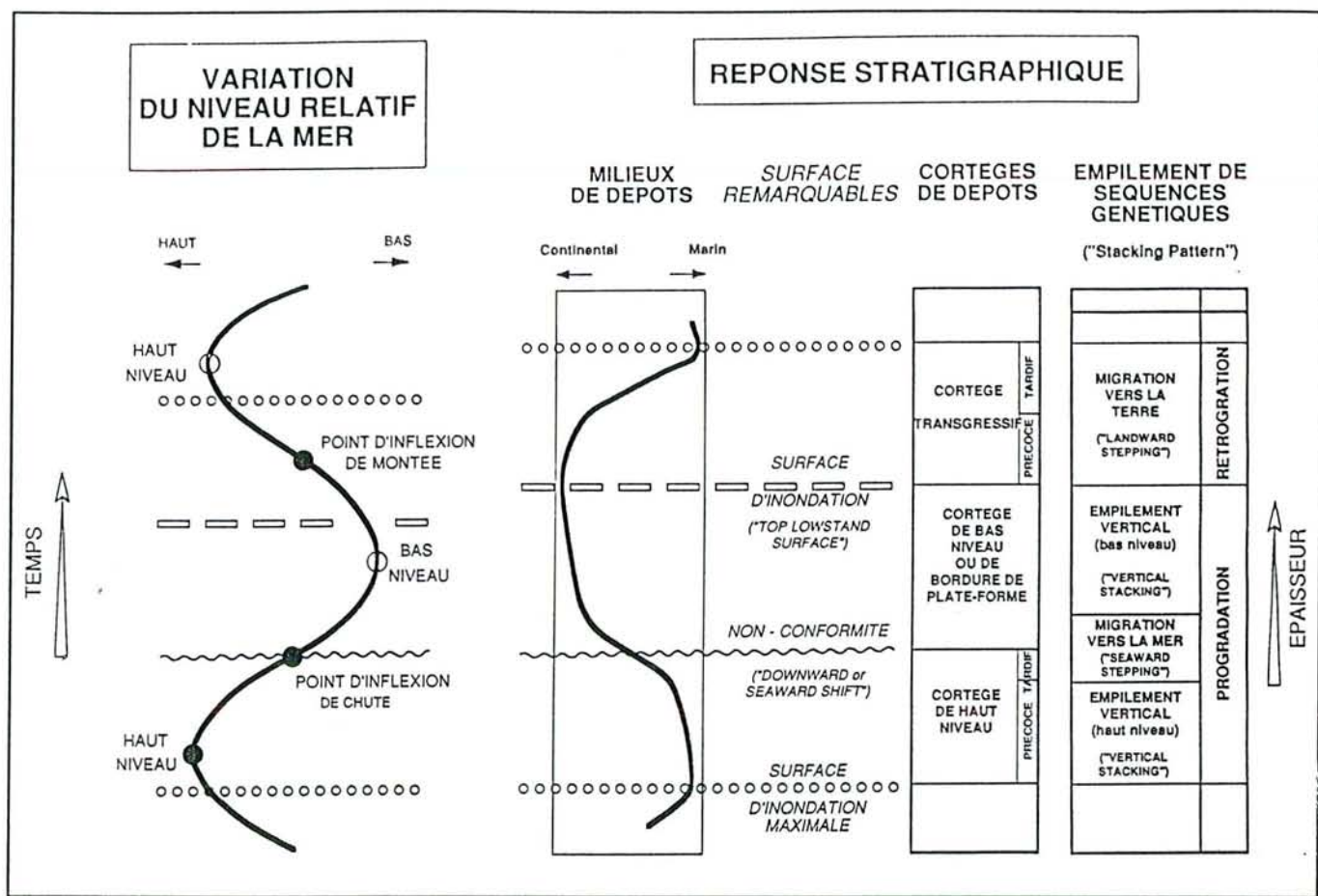


Figure III.9 - Surfaces remarquables, cortège de dépôt et les modalités d'empilement des séquences génétiques (d'après Posamentier et al., 1988 ; Cross, 1988, in Homewood et al, 1992).

- **Le cortège de haut-niveau marin (Highstand System tract (HST))** est compris entre la surface d'inondation maximale et "l'unconformity".
- **Le cortège de bas-niveau ou de bordure de plate forme (Lowstand System tract (LST))** est compris entre l'unconformity et la surface de première inondation.
- **Le cortège transgressif (Transgressive System tract (ST))** est délimité par la surface de première inondation et la surface d'inondation maximale.

III.3.2 - La méthode de corrélation : l'empilement des unités génétiques.

L'utilisation des données unidimensionnelle (1D) des puits nécessite pour reconstituer des géométries de procéder à des corrélations.

III.3.2.1 - État des connaissances sur l'enregistrement sédimentaires : l'emboîtement des séquences de dépôt.

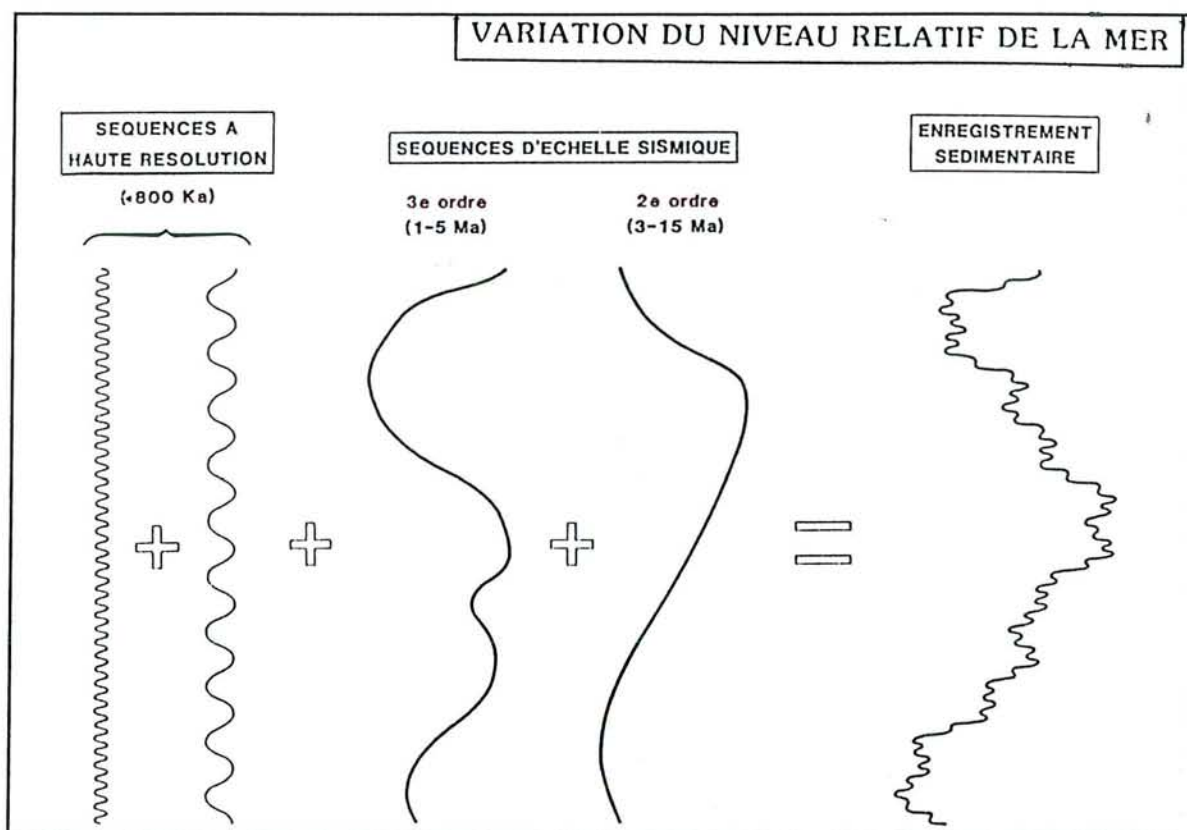


Figure III.10 - Différents ordres de séquence (Guillocheau, 1992, cours ENSPM)

Les séquences de dépôt s'emboîtent selon trois catégories de séquences (fig.III.10) en fonction de leur fréquence et de leur cause.

- **Les séquences "haute résolution"**. Ce sont des séquences subpériodiques de fréquence inférieure au Million d'années.

Les plus petits cycles de variations de milieux de sédimentation ou **séquences génétiques** sont identifiables sur un profil de dépôt ayant une signification régionale et sont corrélables au moins à l'échelle du sous-bassin. Leur épaisseur est comprise entre 1 et 10 m avec une durée variable entre 20000 et 400000 ans. Ici elles seront définies comme les plus petites unités identifiables en diagraphies.

Ces unités génétiques peuvent s'empiler selon un ou deux ordres de séquences à "haute résolution" : ce sont des **groupements de paraséquences ou d'unités génétiques**. Leur durée est comprise entre 300000 ans et 1 million d'années. Leur cause semble essentiellement eustatique.

Selon les spécialités, une séquence de dépôt est comprise soit entre deux surfaces de ravinement (sismique) ou Flooding Surface (fig.III.11), soit entre deux surfaces d'inondation maximale. Ceci s'explique par le fait qu'il est plus facile de pointer une surface de non-conformité en sismique et d'identifier une surface d'inondation maximale sur carottes ou diagraphies.

Pour Van Wagoner (1985), Van Wagoner et al. (1988, 1990), Galloway (1989), Mitchum et Van Wagoner (1991), les séquences "haute résolution" résultent des périodes de progradation ponctuées par des phases de transgression et ne correspondent pas à un cycle de variation du niveau marin relatif : ce sont des paraséquences.

Pour Bush (1971, 1974), Cross (1988), Guillocheau et al. (1989), Homewood et al. (1992), elles représentent des séquences de dépôt à part entière et correspondent au plus petit cycle de régression/transgression limité par des maxima d'inondation : ce sont unités génétiques.

• **Les séquences de durée comprise entre 1 et 15 millions d'années** sont des séquences de dépôts cycliques non périodique. Elles se répartissent selon deux ordres de grandeur en durée (sensu Vail et al., 1977)

- les séquences de troisième ordre (1 à 5 Ma).
- les séquences de deuxième ordre (3 à 15 Ma)

Elles résultent de la somme des variations eustatiques et de la tectonique.

- **Les séquences de dépôt de durée supérieure à la dizaine de millions d'années** sont des cycles transgressions/régressions. Ils correspondent à des variations de vitesse de subsidence (Calvet et *al.*, 1990, Guillocheau, 1991b et Vail et *al.*, 1991).

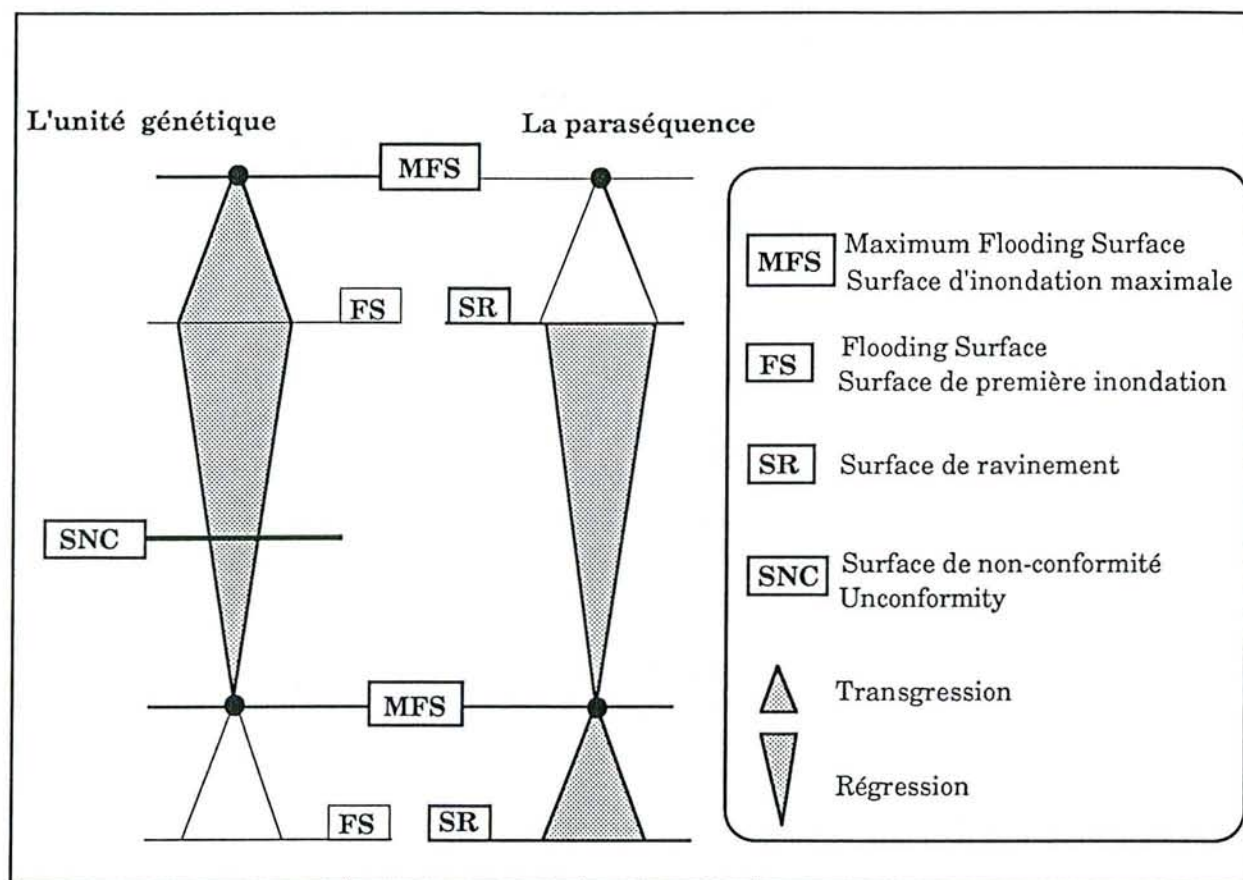


Figure III.11 - Différence entre la séquence génétique et la paraséquence

III.3.2.2 - La démarche analytique

Basée principalement sur les données de puits (diagraphies et carottes) ou de terrain, elle consiste à analyser les successions de faciès afin de définir les unités génétiques et leur agencement vertical.

Quelle que soit la nature des données, la démarche de l'analyse (Homewood et *al.*, 1992) peut s'articuler en deux grandes étapes (fig.III.11): l'analyse d'une coupe verticale (puits et terrains) et les corrélations puits par puits (accès à la géométrie).

III.3.2.2.1 - Analyse sur une verticale

Cette première étape de l'analyse comporte plusieurs stades (fig.III.12):

- Analyse et définition des faciès sédimentaires avec une description précise de la lithologie, des structures sédimentaires et du contenu biologique. Avec les données diagraphiques l'analyse faciologique permettra d'étudier la composition minéralogique des différents faciès (diagraphies "de base") ainsi que leur texture et structure (diagraphies "haute résolution").
- Dédution des processus de dépôt et détermination des milieux de dépôt. Les processus de dépôt recouvrent l'ensemble des phénomènes physiques, chimiques et biologiques conduisant à la sédimentation. Un seul faciès sédimentaire, et le processus associé, n'est pas déterminant d'un paysage de sédimentation donné : c'est l'association de plusieurs faciès qui permet de lever cette indétermination.
- Construction du modèle sédimentologique en 2D. La succession des milieux de dépôt dans le temps permet de reconstituer le paysage à un instant donné.
- Identification des motifs lithostratigraphiques élémentaires : les unités génétiques. Ces dernières sont les indicateurs les plus fins de lignes temps permettant une corrélation fiable entre coupes espacées.
- Hiérarchisation des séquences génétiques sur une même verticale. Cet agencement permet de mettre en évidence des tendances évolutives impliquant plusieurs unités, soit vers un pôle marin, soit vers un pôle continental.

III.3.2.2.2 - Corrélations des coupes verticales : accès à la géométrie.

Une fois l'analyse verticale effectuée, il est possible de corréler les surfaces remarquables et les séquences génétiques.

- Cette étape consiste d'abord à choisir un niveau de référence qui puisse servir de marqueur isochrone. En cas d'absence de données chronostratigraphiques, ce niveau peut être la surface d'inondation maximale.
- Ensuite, les unités génétiques sont corrélées en se fondant sur les données régionales et locales en termes de progradation, zonation des faciès,... La géométrie de dépôt des unités génétiques et l'empilement et le dénombrement des unités génétiques. Il est ainsi possible de mettre en évidence les terminaisons des séquences et d'unités génétiques par condensation ("downlap") ou troncatures ("onlap" et "toplap").
- Enfin, les séquences sont cartographiées afin d'en déduire la paléogéographie du bassin.

III.4 - Conclusion

Les diagraphies lorsqu'elles sont complètes, constituent un outil géologique à part entière. Si les diagraphies "de base" aident à reconstituer la composition minéralogique d'un faciès, les diagraphies "haute résolution" permettent de distinguer la structure, la texture, les figures de sédimentation, les fractures, les nodules, les séquences à petite échelle, ... et aident à l'analyse des réservoirs ainsi qu'à la description des carottes.

L'intégration de jeux de diagraphies les plus complètes possibles à la démarche stratigraphique "Haute Résolution" qu'est le "Stacking Pattern" a pour propos d'identifier les géométries des séquences de dépôt, telles qu'elles sont dans la nature, afin de pouvoir discuter le plus objectivement possible les rapports entre la tectonique, l'eustatisme et la production des carbonates.

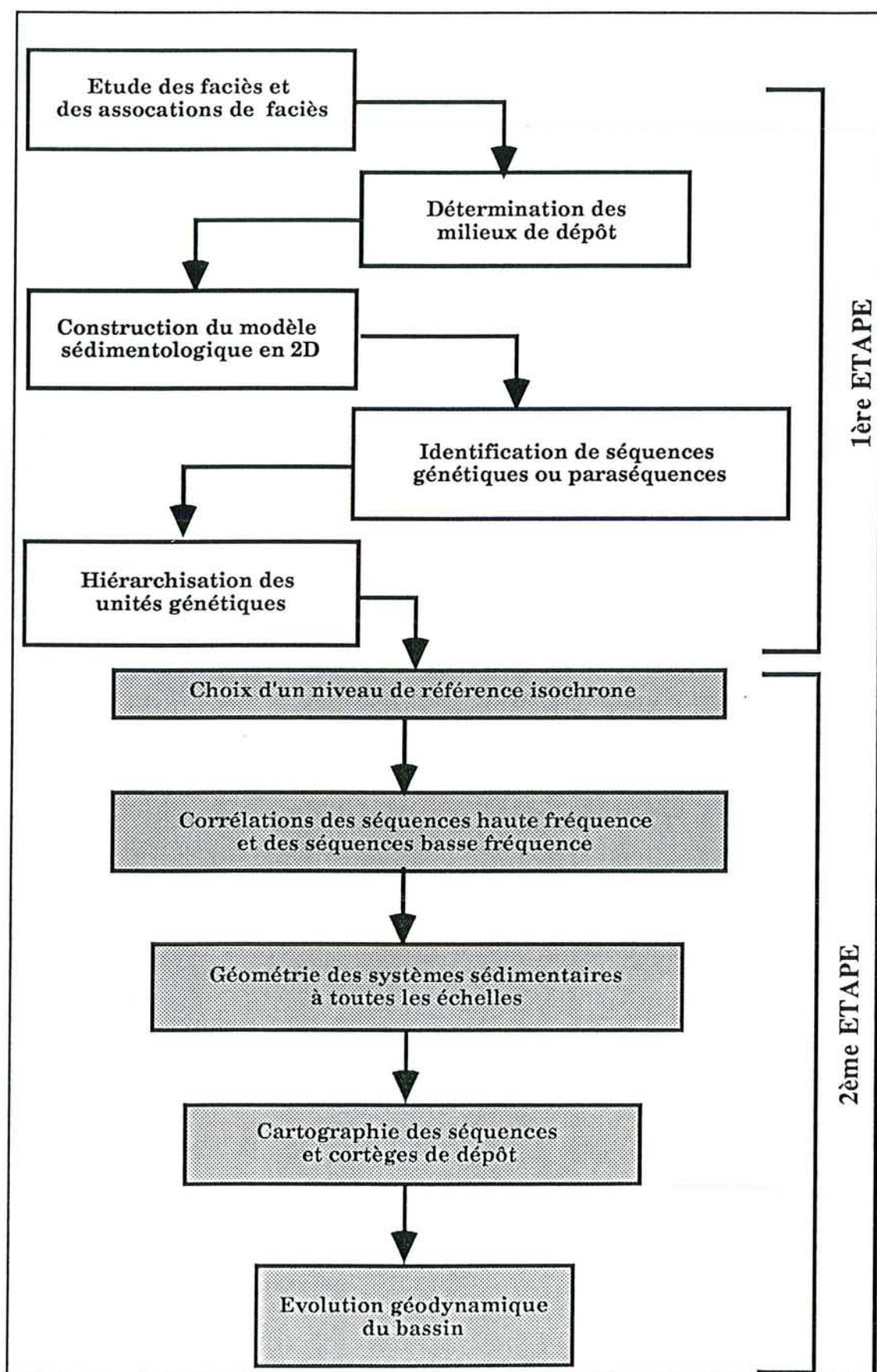


Figure III.12 -Résumé de la démarche en stratigraphie séquentielle.

CHAPITRE IV

ANALYSE FACIOLOGIQUE DU DOGGER DES SONDAGES DU BASSIN DE PARIS

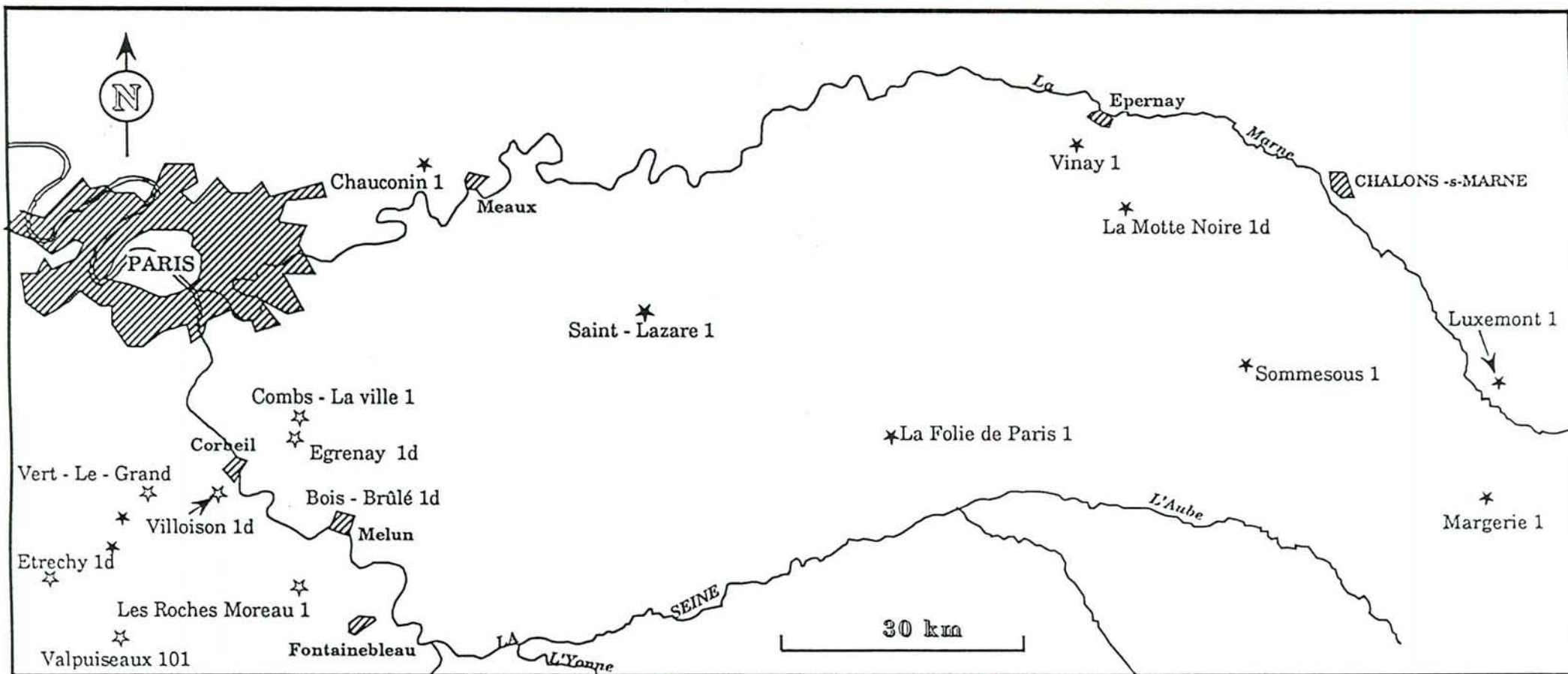


Figure IV.1 - Localisation des sondages ayant fait l'objet d'une analyse faciologique.

☆ Sondages du groupe A

✕ Sondages du groupe B

IV 1. - Introduction

Seize sondages⁴ (fig.IV.1) répartis dans le centre du Bassin de Paris ont fait l'objet d'une analyse faciologique en matrice complexe détaillée. Plusieurs lithologies ont été définies. En considérant 100 électrobancs pointés et 20 diagrammes réalisés par sondage, ce sont 1600 électrobancs répartis en 300 diagrammes environs qui ont été étudiés. Cette analyse a abouti à la mise au point d'une banque de données en fonction des caractéristiques diagraphiques des formations du Dogger.

Pour mener à bien les descriptions et par souci de concision, les sondages ont été classés en deux groupes **A** et **B** (fig.IV.1) en fonction de leurs caractéristiques diagraphiques et leur évolution lithologique.

Dans ce chapitre, les différents faciès rencontrés seront exposés dans la première partie. Ensuite, après avoir effectué un contrôle de l'information, les différentes zones seront décrites au sein de chaque groupe de sondages.

IV.2 - Caractéristiques diagraphiques des différents faciès

IV.2.1 - Caractérisation des faciès à partir des diagraphies de base

IV.2.1.2 - Les calcaires

Les calcaires sont caractérisés par des électrofaciès à polarité nulle (superposition entre les courbes de densité et de porosité neutron). La radioactivité est en général inférieure à 30 API et le Pef est compris entre 4,5 et 5. Sur les diagrammes lithologiques (fig.IV.2), les pointés sont situés

4 - CAN : Chauconin 1 ; CLV : Combs-la-ville ; BBL 1d : Bois-Brûlé 1d ; EGR 1d ; Egrenay 1d ; ETY 1d : Etrechy 1d ; LMN 1d : La Motte Noire 1d ; LFP 1 : La Folie de Paris ; LRM 1 : Les Roches Moreau 1 ; LXT 1 : Luxemont 1 ; MRG 1 : Margerie 1 ; SLZ 1 : Saint Lazare 1 ; SMM 1 : Sommesous 1 ; VAX 101 : Valpuseaux 101 ; VLG 1 : Vert Le Grand 1 ; VLN 1d : Villoison 1d et VIN 1 : Vinay 1.

sur la droite des calcaires et sur les diagrammes minéralogiques (fig.IV.2), ils se répartissent à proximité du pôle de la calcite.

Les calcaires sont soit :

- poreux (10 - 25 % de porosité vraie), avec une résistivité faible et un GR inférieur à 15 API,
- peu poreux (5 - 10 % de porosité vraie), avec une résistivité moyenne et un GR atteignant 25 API,
- compacts, avec une porosité inférieure à 5 %, une résistivité très forte et un GR de 25 à 30 API en moyenne, atteignant parfois 45 API.

Les calcaires siliceux ou gréseux ont en général des électrofaciès à polarité négative (courbe de densité évoluant à droite de la courbe de porosité neutron). L'écartement entre les courbes de RhoB et NPhi est faible et ne dépasse pas un carreau sur la grille classique⁵. Le GR est faible (< à 20) et le Pef est compris entre 4 et 5 selon le pourcentage en silice. Dans tous les diagrammes, les pointés s'éloignent du pôle de la calcite en direction du pôle silice (éloignement de plus en plus important en fonction du pourcentage croissant de la silice).

Les calcaires siliceux ou gréseux peuvent être poreux, peu poreux ou compacts.

Les calcaires dolomitiques, ont une faible polarité positive (courbe de densité à gauche de la courbes de porosité neutron) avec un écartement entre les courbes de RhoB et de NPhi ne dépassant pas 1 carreau. Leur caractéristique particulière est de posséder un GR très bas (inférieur ou égale à 15 API). Lorsqu'ils sont légèrement dolomitiques (calcaires magnésiens), le GR peut atteindre 30 API. Sur les diagrammes lithologiques (fig.IV.2), les pointés se répartissent en dessous de la droite des calcaires. Ils peuvent être poreux, peu poreux ou compacts. Ils s'accompagnent très souvent de nombreux phénomènes d'IPS.

5 - Sur la grille classique, un carreau représente 0,03 (3 %) de porosité neutron (NPhi) et 0,05 g/cm³ de densité (RhoB).

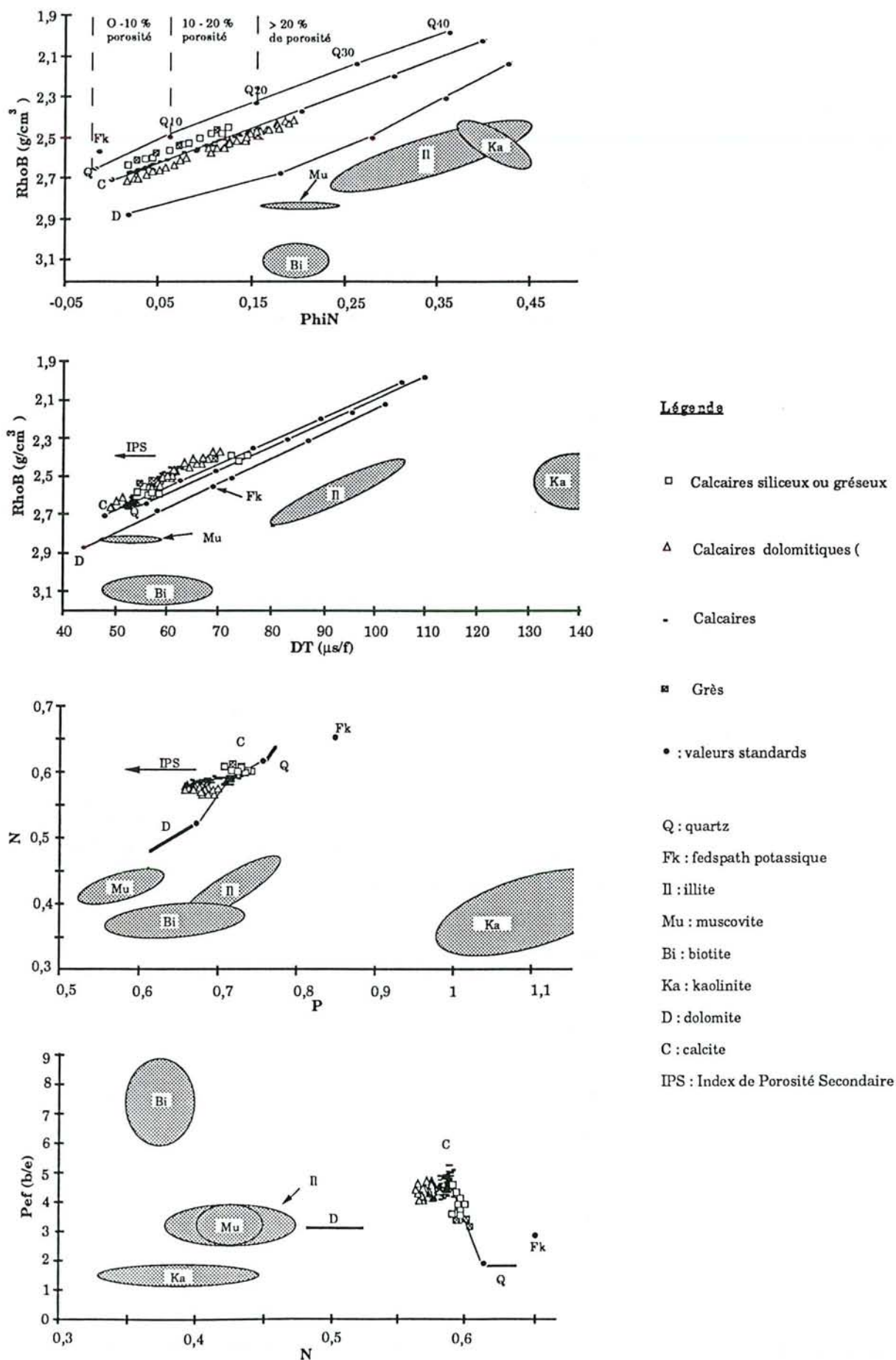


Figure IV.2 - Caractérisation diagrammatique des faciès calcaires non argileux et des grès.

Les calcaires argilo-dolomitiques sont difficiles à distinguer car leurs caractéristiques diagaphiques se superposent à celles des calcaires argileux et des calcaires dolomitiques. Dans les diagrammes lithologiques (fig.IV.3), les pointés sont orientés soit vers le pôle des minéraux argileux, soit vers la droite des dolomies. Dans les diagrammes minéralogiques, ils se trouvent à proximité de la droite reliant les pôles de la calcite et de la dolomie, avec un léger décalage vers le pôle des argiles.

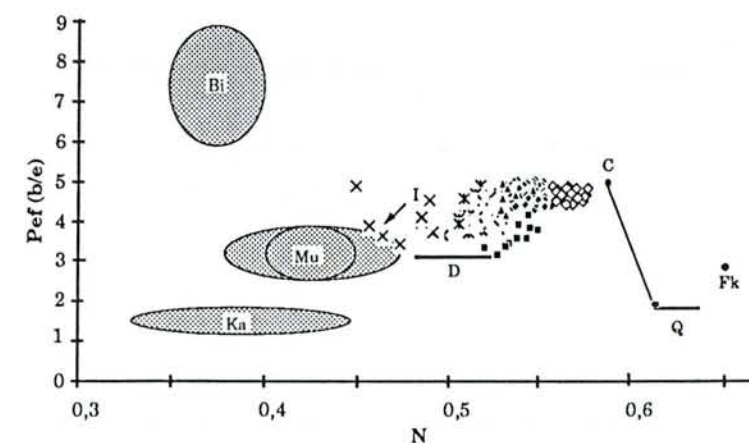
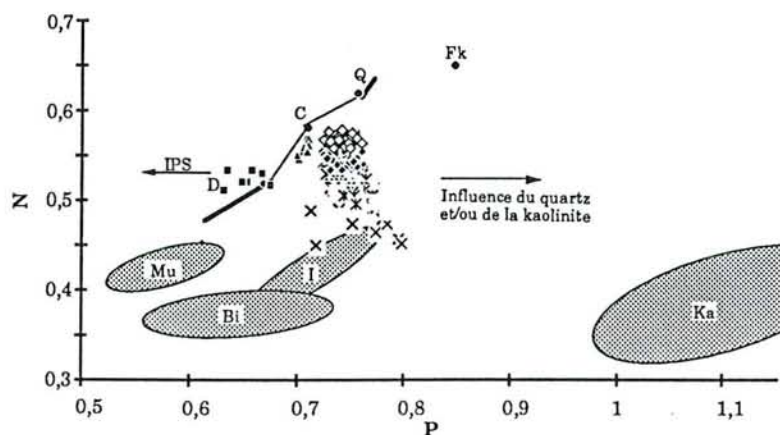
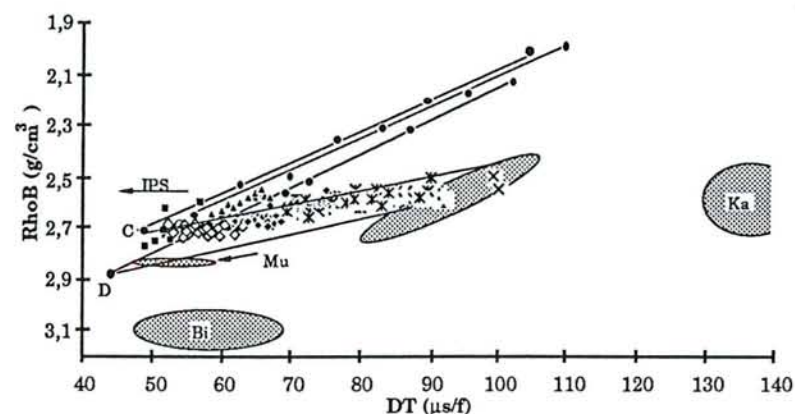
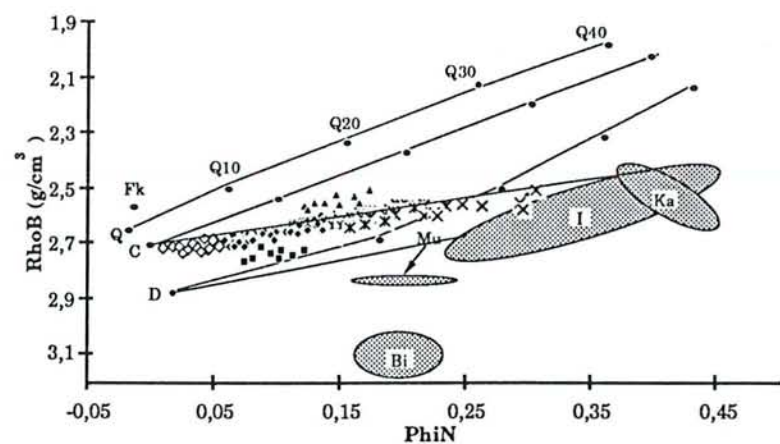
Les calcaires argileux ont des électrofaciès à polarité positive. L'écartement entre les courbes RhoB - NPhi varie de 1 à 3 carreaux. Le GR est compris entre 15 et 45 API et la résistivité est moyenne. Sur les diagrammes lithologiques et minéralogiques, les pointés s'orientent vers les pôles argileux (illite ou kaolinite). Parmi les calcaires argileux, il convient de distinguer :

- les calcaires peu argileux (fig.IV.3) ayant un GR compris entre 15 à 30 API et un NPhi inférieure ou égale à 5%.
- les calcaires argileux (fig.IV.3) avec 20 à 45 API de GR et un NPhi variant entre 5 et 15 %.

Les calcaires argilo-gréseux ou argilo-silteux ont des caractéristiques à peu près identiques à ceux des calcaires argileux. Mais, leur densité est beaucoup plus faible et les pointés (fig.IV.3) sont décalés vers la droite Q - K dans les diagrammes minéralogiques.

IV.2.1.3 - Les marnes

Les marnes se présentent sous forme d'électrofaciès à polarité positive et l'écartement entre les courbes de densité et de porosité neutron comprend 3 à 5 carreaux. Dans les diagrammes lithologiques (fig.IV.3), ils sont plus proches des pôles argileux : le NPhi est en général compris entre 15 et 25 % et le DT varie de 75 à 90. Sur les diagrammes minéralogiques, les pointés peuvent être dirigés soit vers le pôle de l'illite, soit vers le pôle de la kaolinite.



Légende

- ◊ Calcaires peu argileux
- Calcaires argileux et calcaires argilo-silteux ou gréseux
- ▲ Calcaires argilo-dolomitiques
- Dolomies calcaires
- ✕ Marnes et marnes silteuses
- ✕ Argiles et argiles silteuses
- : valeurs standards

Q : quartz
 Fk : feldspath potassique
 I : illite
 Mu : muscovite
 Bi : biotite
 Ka : kaolinite
 D : dolomite
 C : calcite
 IPS : Index de Porosité Secondaire

Figure IV.3 - Caractérisation diagrammatique des faciès plus ou moins argileux et des dolomies

Les marnes silteuses ou gréseuses (fig.IV.3) possèdent des densités beaucoup plus faibles que celles des marnes. Dans les diagrammes lithologiques, les pointés sont décalés vers le haut du diagramme en direction de la droite des grès. Dans le cas des diagrammes minéralogiques, les pointés sont décalés vers la droite reliant les pôles quartz et kaolinite.

IV.2.1.4 - Les argiles

Les argiles calcaires sont caractérisées par des électrobancs à polarité positive (écartement entre RhoB et NPhi supérieur à 6 carreaux). La radioactivité est supérieure à 80 API et la porosité neutron très élevée (supérieure à 25 %) est due à la quantité d'hydrogène présente dans la formation et donc indépendante de la porosité vraie. Dans les diagrammes $RhoB = f(NPhi)$ et $RhoB = f(DT)$, les pointés sont beaucoup plus proches des pôles argileux et les différents types d'argiles peuvent être reconnus dans les diagrammes $N = f(P)$ et $Pef = f(N)$, grâce à une orientation des pointés soit vers la kaolinite, soit vers l'illite.

Les argiles silteuses ou gréseuses diffèrent des argiles calcaires par leur densité beaucoup plus faible et des pointés décalés vers le haut dans les diagrammes lithologiques et vers la droite dans les diagrammes minéralogiques.

IV.2.1.5 - Les dolomies

Peu abondantes dans les sondages étudiés, les dolomies sont très souvent affectées par les phénomènes d'IPS.

Les dolomies calcaires (fig.IV.3) sont caractérisées par des électrofaciès à polarité positive (écartement entre RhoB et NPhi compris entre 1 et 4 carreaux) et une radioactivité très basse (inférieure à 20 API avec une moyenne de 15 API). Leur densité est très élevée et le Pef faible (3 à 4). Dans les diagrammes lithologiques, les pointés sont décalés vers la droite des dolomies et se situent entre cette dernière et la droite des calcaires. Dans les diagrammes minéralogiques, les pointés sont décalés vers le pôle de la dolomite.

Les dolomies argileuses ont une radioactivité beaucoup plus élevée que celle des dolomies calcaires. Cette radioactivité est due à la présence des minéraux argileux. Les pointés sont orientés vers les pôles de l'illite ou de la kaolinite.

IV.2.1.6 - Les grès

D'après les diagrammes, il s'agit des grès calcaires.

Ils (fig.IV.2) sont peu abondants et caractérisés par des électrofaciès à polarité négative et un écartement entre $RhoB - NPhi$ supérieur ou égal à 1 carreau. Le Pef est compris entre 3 et 4 et le GR est inférieur à 45 API.

IV.2.1.7 - Conclusion

Grâce aux diagraphies de base, 5 principaux types de lithologies ont été reconnus : les calcaires, les marnes, les argiles, les dolomies et les grès. Ces faciès sont associés à un ou deux types minéralogiques et appartiennent aux faciès à "matrice complexe" (cf. III.2.2.2).

Les faciès non associés aux argiles sont très souvent hétérogènes et s'accompagnent de nombreux phénomènes d'IPS compliquant ainsi l'analyse lithologique.

Les lithologies reconnues à partir des diagraphies de base ont été traduites en termes de structure et de texture à partir des outils "haute résolution". Il a été ainsi possible de faire la différence entre faciès homogène et hétérogène grâce à l'évolution des courbes de microrésistivité et aux images obtenues à partir du FMS*.

IV.2.2. - Caractérisation des faciès à partir des outils "haute résolution".

Les diagraphies "haute résolution" les plus utilisées ici pour l'analyse de la structure et de la texture sont les courbes du SHDT*. Cependant, le FMS*, dont l'image est comparable à celle d'une carotte, a été enregistré dans les formations calcaires d'un seul sondage (CLV 1).

A cause de leur pouvoir de résolution très élevé (de l'ordre du centimètre), les diagraphies "haute résolution" complètent dans une large mesure l'analyse effectuée à partir des outils de "base".

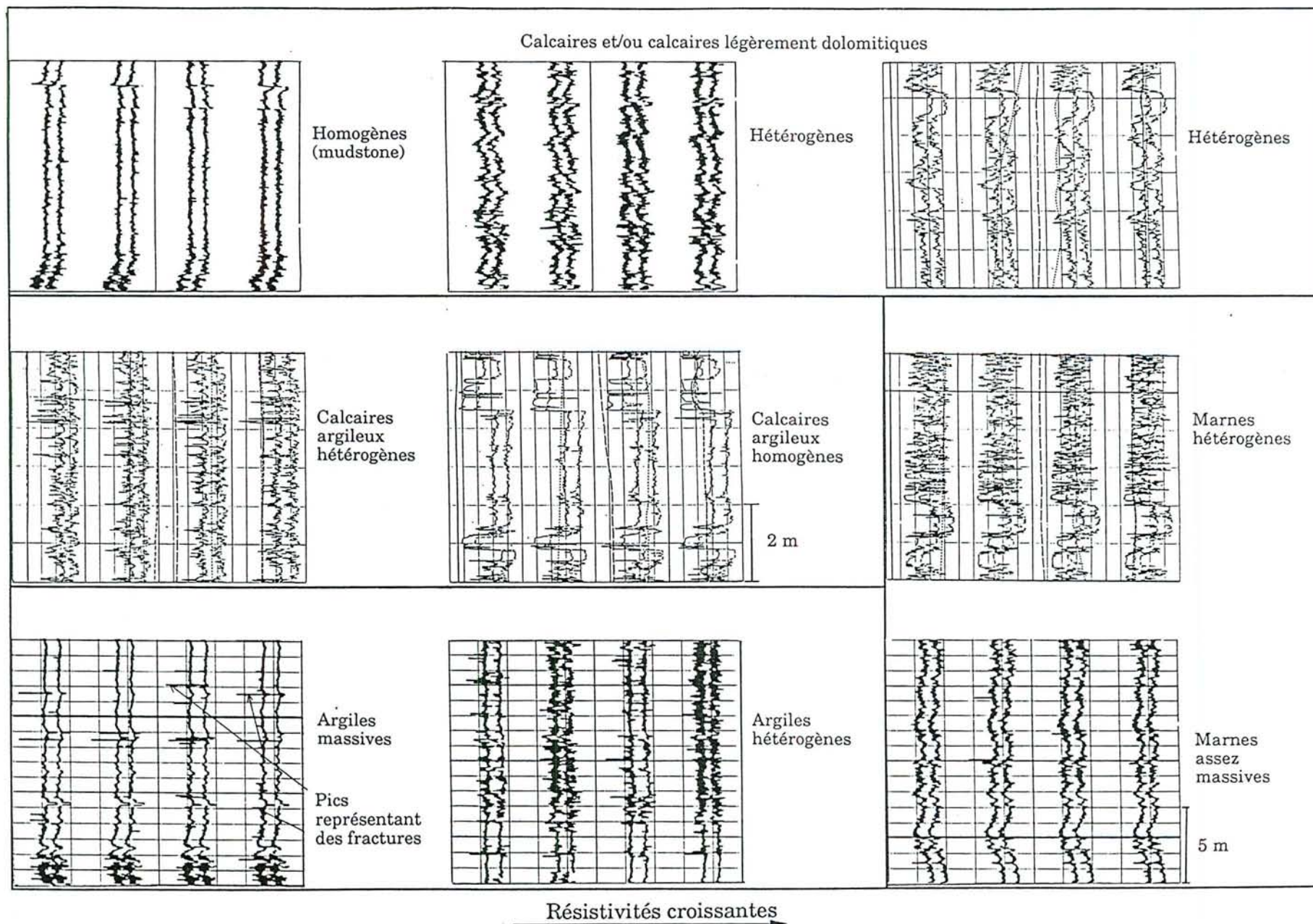


Figure IV.4 - Caractérisation de certains faciès à partir du SHDT*.

IV.2.2.1 - Les calcaires

Les calcaires non argileux (calcaires, calcaires siliceux et calcaires dolomitiques) sont soit homogènes, soit hétérogènes.

- Les calcaires homogènes sont très souvent massifs (fig.IV.4) et caractérisés par des courbes de microrésistivité homogènes sur les quatre patins. La résistivité peut être soit élevée pour les faciès compacts et peu poreux, soit faible pour les faciès poreux.
- Les calcaires hétérogènes (fig.IV.4) sont caractérisés par la présence des courbes composées de lamines discontinues. Ces lamines résistantes ou faiblement résistantes représentent soit des nodules, soit des microfissures, soit des débris récifaux ou coquilliers.
- Les calcaires argileux reconnus comme tels à partir des diagraphies de base peuvent également se présenter soit sous forme de bancs homogènes massifs et résistants, soit sous forme d'une alternance entre les bancs argileux et calcaires compacts. Dans de nombreux cas, il s'agit de bancs calcaires homogènes, massifs et résistants (fig.IV.4) alternant avec de minces bancs argileux peu résistants.

IV.2.2.2 - Les marnes

Qu'elles soient silteuses ou non, les marnes sont souvent massives et de résistivité moyenne (fig.IV.4). Les courbes de microrésistivité sont alors homogènes et présentent de rares lamines discontinues. Certaines formations marneuses sont composées de fines lamines résistantes représentant des niveaux calcaires.

IV.2.2.3 - Les argiles

Les argiles homogènes (fig.IV.4) sont très massives.

Les argiles hétérogènes sont composées de nombreuses lamines superposées (coalescentes) (fig.IV.4), faiblement résistantes et difficilement corrélables. Les lamines assez résistantes et d'extension latérale faible sont probablement représentées par des silts ou des niveaux plus calcaires.

IV.2.2.4 - Les dolomies

Le SHDT n'a pas été enregistré dans les sondages composés de dolomies calcaires. Il est donc difficile d'appréhender la texture et la structure de ces faciès. Cependant, l'abondance des phénomènes d'IPS dans ces faciès pourrait s'expliquer par leur hétérogénéité.

Les dolomies argileuses seraient caractérisées par une alternance de lamines argileuses faiblement résistantes et des bancs de calcaires dolomitiques massifs et résistants.

IV.2.3 - Analyse faciologique des groupes de sondages

IV.2.3.1 - Introduction

Les sondages étudiés dans le centre du Bassin de Paris (fig.I.1) ont été classés en deux groupes (A et B), en fonction de leurs caractéristiques diagraphiques et de leur découpage en zones d'électrofaciès identiques. Trois grands ensembles peuvent être différenciés :

- ***Les "Argiles inférieures"*** très souvent attribuées à l'Aalénien (Thierry et *al.*, 1980),

- ***Un ensemble de "Formations intermédiaires"*** à l'origine de la classification des sondages en deux groupes.

- Le groupe **A** constitué de 8 sondages dont chacun regroupe 5 zones d'électrofaciès : BBL 1d, CLV 1, EGR 1d, ETY 1d, LRM 1, VAX 101, VLG1, et VLN 1d.

- Le groupe **B** composé de 8 sondages divisés en 4 zones d'électrofaciès : CAN 1, LMN 1d, LFP 1, LXT 1, MRG 1, SLZ 1, SMM 1 et VIN 1.

- ***Les "Argiles supérieures"*** généralement assignées au Callovien (Thierry et *al.*, 1980).

IV.2.3.2 - Contrôle de l'information et méthodologie d'analyse

IV.2.3.2.1 - Groupe A

Les caractéristiques des enregistrements diagraphiques des 8 sondages du groupe A sont illustrées par le tableau ci-après :

SONDAGES	CLV 1	BBL 1D	EGR 1D	ETY 1D	LRM 1	VAX 101	VLG 1	VLN 1D
RhoB, NPhi, GR, DT.	O	O	O	O	O	O	O	O
Pef	O	O	O	O	O	O	O	O
U, Th, K	N	N	O	O	N	N	O	O
SHDT	O	O	O	O	N	O	O	O
FMS	O	N	N	N	N	N	N	N
Boue	KCl	Nor.	KCl	KCl	KCl	Nor.	KCl	Nor.
Caves	+++	+	+	++	+	++	+	+

Tableau IV 1 - Différents types d'enregistrements diagraphiques des sondages du groupe A et caractéristiques des boues de forage.

D : puits dévié ; O : oui ; N : non ; Nor. : normale (bentonitique) ; + : très peu de caves ; ++ : peu de caves ; +++ : beaucoup de caves

- Le caliper est resté fermé pour le sondage VLN 1d : le contrôle de la fiabilité des enregistrements était basé sur le ΔRho .
- Le FMS a été enregistré pour le sondage CLV 1 sur toute l'épaisseur du Bathonien.
- Les formations argileuses présentent en général des caves très importantes empêchant ainsi toute analyse.

La concentration en KCl des boues de forage varie de 7,02 à 41g/l. Bourquin (1990) signale qu'il existe un fond de radioactivité parasite compris entre 16 et 25 API lorsque les teneurs en KCl varient entre 32 et 50 g/l (la radioactivité du KCl étant d'environ 500 API). Le maximum de radioactivité parasite devrait donc être de 20 API environ.

IV.2.3.2.2 - Groupe B

Les sondages étudiés dans le groupe B sont au nombre de 8. Ils font parti des sondages dont la formation du Dogger est la plus puissante du Bassin de Paris, avec 300 à 400 m d'épaisseur. Les caractéristiques de leurs enregistrements diagraphiques sont regroupées dans le tableau ci-après :

SONDAGES	CAN 1	LMN 1D	LFP 1	LXT 1	MRG 1	SLZ 1	SMM 1	VIN 1
RhoB, NPhi, DT, GR	O	O	O	O	O	O	O	O
Pef	N	O	O	N	O	O	O	O
U, Th, K	N	N	N	N	N	N	N	N
SHDT	O	O	O	N	N	N	N	O
FMS	N	N	N	N	N	N	N	N
Boue	Nor.	Nor.	Nor.	KCl	KCl	Nor.	Nor.	KCl
Caves	+	+	+++	+++	+	+++	+	+

Tableau IV.2 - Différents types d'enregistrements diagraphiques des sondages du groupe B et caractéristiques des boues de forage. (Pour la légende, voir tableau IV.1).

- Les concentrations en KCl des boues de forage varient de 36,9 à 43 g/l. Cette concentration serait proportionnelle à une radioactivité parasite de 18 à 21 API.

La démarche utilisée pour l'analyse des sondages est celle de l'analyse faciologique en "matrice complexe". Après le contrôle de la fiabilité

des enregistrements, les sondages ont été divisés en zones d'électrofaciès présentant parfois des sous-zones⁶.

Les différentes zones ont été digitalisées et les pointés obtenus avec un pas d'échantillonnage de 30 ou 40 cm ont permis, l'obtention des nuages de points très denses pour une meilleure analyse.

IV.2.4 - Analyse faciologique

IV.2.4.1 - Les "Argiles inférieures"

C'est une formation cavée constituée d'électrobancs à polarité positive : aucun électrobanc n'a été échantillonné. Ce sont des argiles calcaires silteuses ou des marnes silteuses composées d'interbancs plus carbonatés (fig. 5, 13, 14, 19 et Annexe 1).

Sur les courbes du SHDT, il s'agit d'argiles massives, assez homogènes, composées de rares lamines résistantes et discontinues pouvant représenter des nodules carbonatés.

Dans les sondages du groupe A, des bancs d'argiles métriques et massifs alternent avec de fins bancs centimétriques plus calcaires. Il est difficile de distinguer les niveaux silteux au sein de ces courbes.

IV.2.4.2 - L'ensemble des "Formations intermédiaires"

IV.2.4.2.1 - Les sondages du groupe A

Les Formations intermédiaires du groupe A ont été divisées en 5 zones d'électrofaciès (fig.5, 13, et Annexe 1).

6 - Les zones et les sous-zones ne représentent pas des coupures stratigraphiques. Ce sont des coupures purement lithologiques, liées aux faciès diagaphiques.

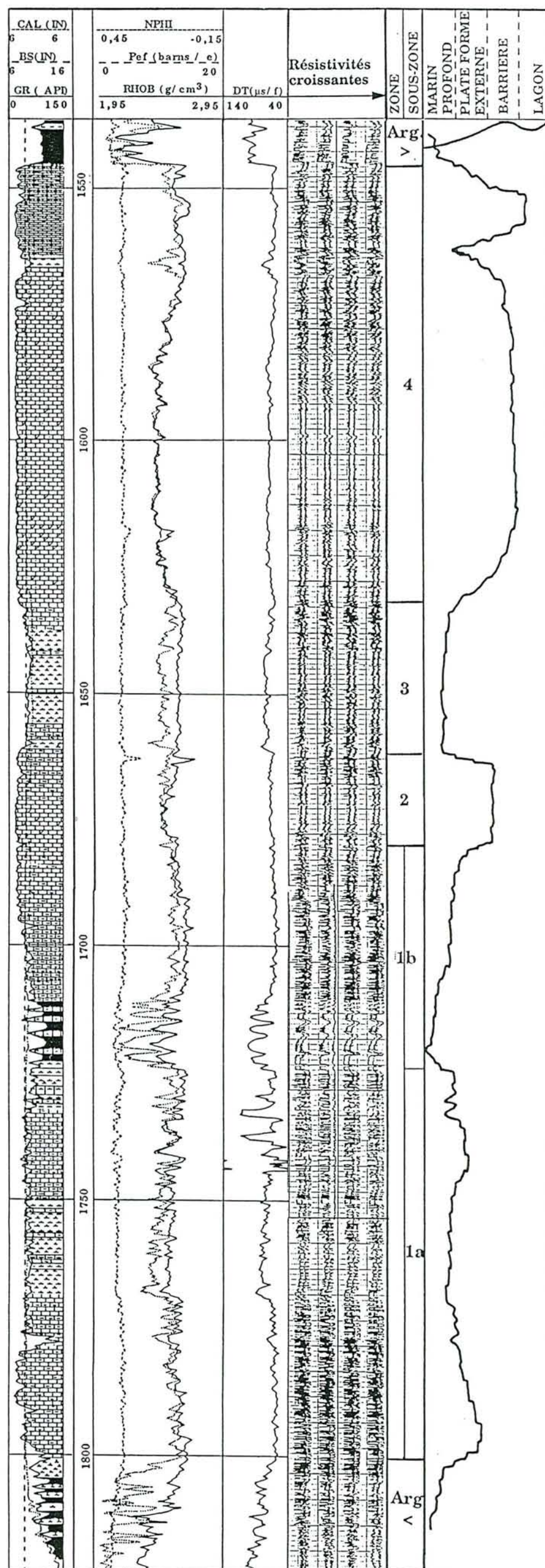
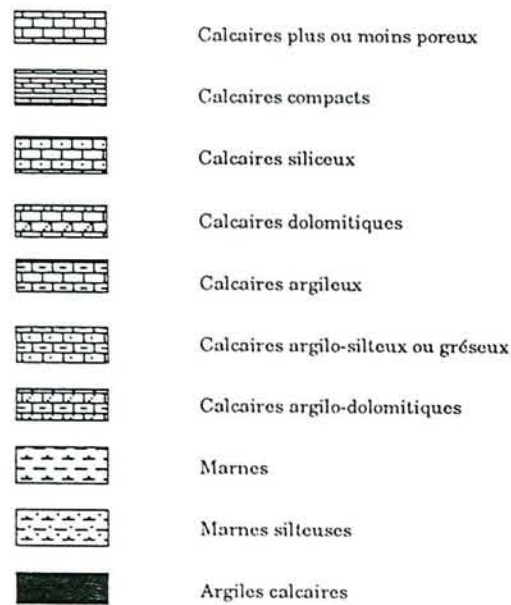
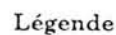


Figure IV 5 - Enregistrements diagraphiques et colonne faciologique du sondage Etrechy 1d (ETY 1d).

Zone d'électrofaciès 1

Elle a été subdivisée en deux sous-zones d'électrofaciès (**1a** et **1b**).

La base de la sous-zone 1a est constituée de calcaires, calcaires argileux et très peu de calcaires argilo-dolomitiques (fig.IV.6) à polarité nulle ou positive. D'après les courbes de SHDT, il s'agit de calcaires massifs, résistants et compacts montrant de très fines intercalations de lamines argileuses faiblement résistantes.

En dehors des sondages VLG 1 et LRM 1, cette sous-zone se termine par un pic important de GR (90 à 135 API) dû à la présence d'uranium (fig.IV.5 et Annexe 1) reconnu à partir des courbes du NGS ou NGT. Le Pef de certains électrobancs supérieur ou égal à 5 est probablement dû à la présence de minéralisation particulière telle que la pyrite.

Cette sous-zone d'une épaisseur moyenne de 4 m peut atteindre 18 à 20 m dans les sondages VAX 101 et ETY 1d (fig.5 et Annexe 1).

Au centre et au sommet, on distingue deux types d'électrofaciès.

- Les faciès à polarité positive constitués de calcaires argileux et de marnes. Dans les diagrammes minéralogiques (fig.IV.7), certains pointés sont dirigés vers la droite reliant le quartz et la kaolinite ($N = f(P)$ et $P_{ef} = f(N)$) marquant ainsi leur tendance plus ou moins silteuse.

L'analyse des courbes de pendagemétrie permet de mettre en évidence une alternance de bancs calcaires et argileux d'égale épaisseur.

- Les faciès à polarité négative ou nulle sont caractérisés par des calcaires, des calcaires siliceux ou gréseux et parfois des grès.

L'hétérogénéité de la formation se matérialise sur les diagrammes (fig.IV.7) $RhoB = f(DT)$ et $N = f(P)$ par des pointés décalés vers la gauche (IPS).

Les pointés représentant les calcaires sur les diagrammes lithologiques sont décalés vers la droite dans les diagrammes minéralogiques comme s'il s'agissait d'une influence gazeuse. Cependant, l'examen du diagramme $P_{ef} = f(N)$ permet de mettre en évidence une influence du quartz.

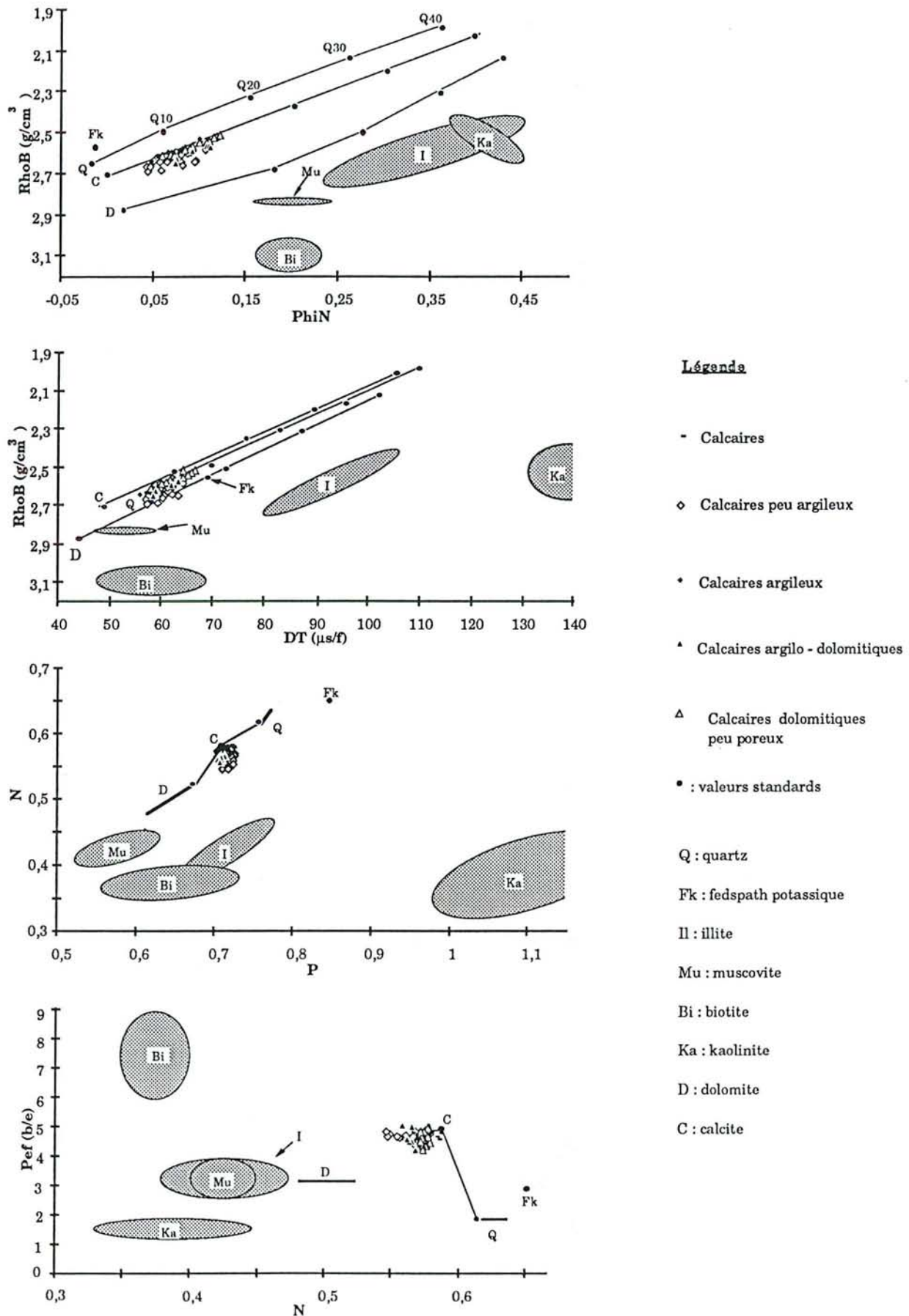
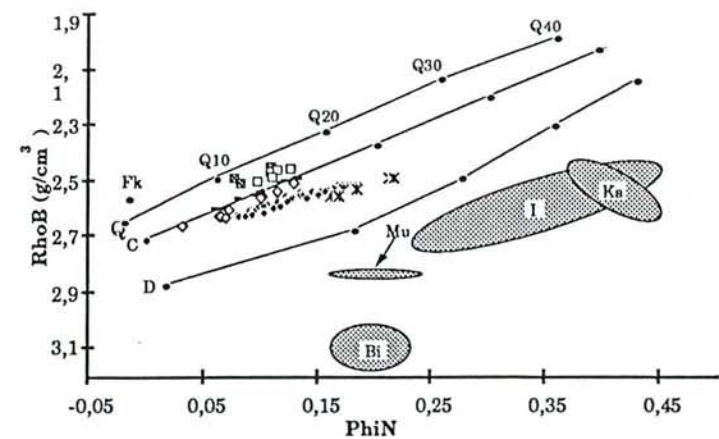


Figure IV. 6 - Caractéristiques diagraphiques de la base de la sous-zone 1a.



Légende

- Calcaires

□ Calcaires siliceux ou gréseux assez poreux

◇ Calcaires peu argileux et siliceux ou gréseux

• Calcaires argileux et argilo-siliceux ou gréseux

× Marnes et marnes siliceuses

■ Grès (10 - 15 % de porosité)

• : valeurs standards

Q : quartz

Fk : fedspath potassique

I : illite

Mu : muscovite

Bi : biotite

Ka : kaolinite

D : dolomite

C : calcite

IPS : Index de Porosité Secondaire

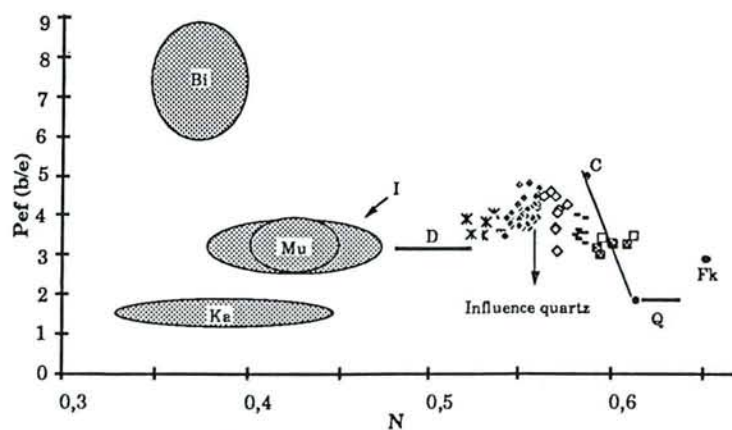
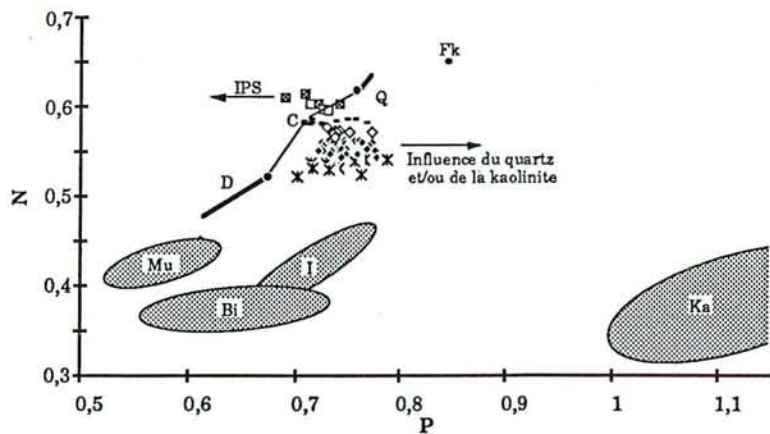
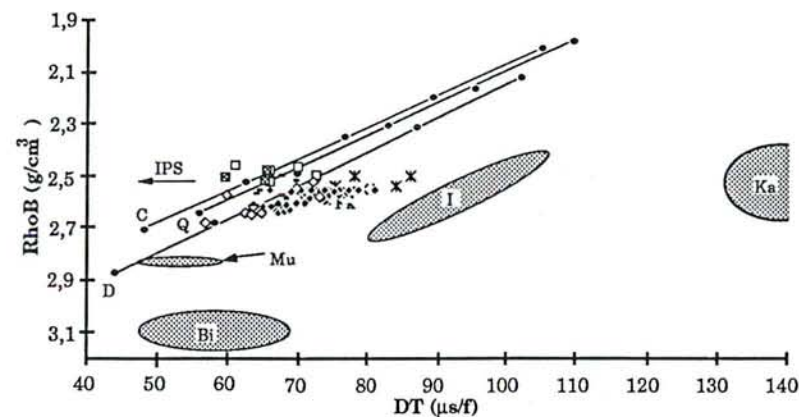


Figure IV. 7 - Caractéristiques diagaphiques du centre et du sommet de la sous-zone 1a.

L'analyse du SHDT permet de distinguer de fines lamines d'argiles peu résistantes et des bancs de calcaires résistants et assez homogènes. Il est difficile de savoir à partir du SHDT seulement, si les bancs gréseux sont consolidés ou pas. Par ailleurs, la distinction entre les bancs de calcaires gréseux et les grès n'est pas évidente.

Dans les sondages LRM 1, EGR 1d, CLV 1 et BBL 1d, les faciès à polarité négative (calcaires siliceux ou grès) sont inexistants. Par contre, l'argilosité augmente et les niveaux argileux alternent avec les bancs calcaires. Cette structure est même visible sur les diagraphies de base.

Les dix derniers mètres sont composés de calcaires argileux et de marnes présentant une structure différente des marnes de la base. Les bancs de calcaires compacts et résistants, sont plus épais que les lamines argileuses.

Le passage entre les sous-zones **1a** et **1b** est brutal.

La sous-zone 1b est constituée d'électrofaciès à polarité positive représentés par des argiles, des marnes et calcaires argileux (fig.IV.8). L'argilosité décroît vers le sommet de la zone.

La base très argileuse est caractérisée par une alternance d'argiles calcaires et de marnes. Les courbes de pendagemétrie montrent qu'il s'agit d'une succession de bancs plus argileux et de bancs moins argileux (argiles - marnes ou marnes - calcaires argileux). L'orientation de certains pointés vers la droite du diagramme minéralogique (N, P) est due à une influence siliceuse.

Dans les sondages ETY 1d et VAX 101 (fig.5 et annexe), la base argilo-calcaire s'individualise franchement et semble constituer une unité différente. Sur les diagraphies haute résolution, l'alternance entre calcaires et argiles se distingue parfaitement. La transition entre les bancs argileux et calcaires est progressive tandis le contact basal entre calcaire et argile est brutal.

Le sommet de cette sous-zone est essentiellement constitué de calcaires argileux dont la structure se matérialise sur le SHDT par une succession des bancs de calcaires et des lamines argileuses. On distingue également des lamines peu résistantes et non corrélables entre les courbes de microrésistivité représentant des passées plutôt marneuses.

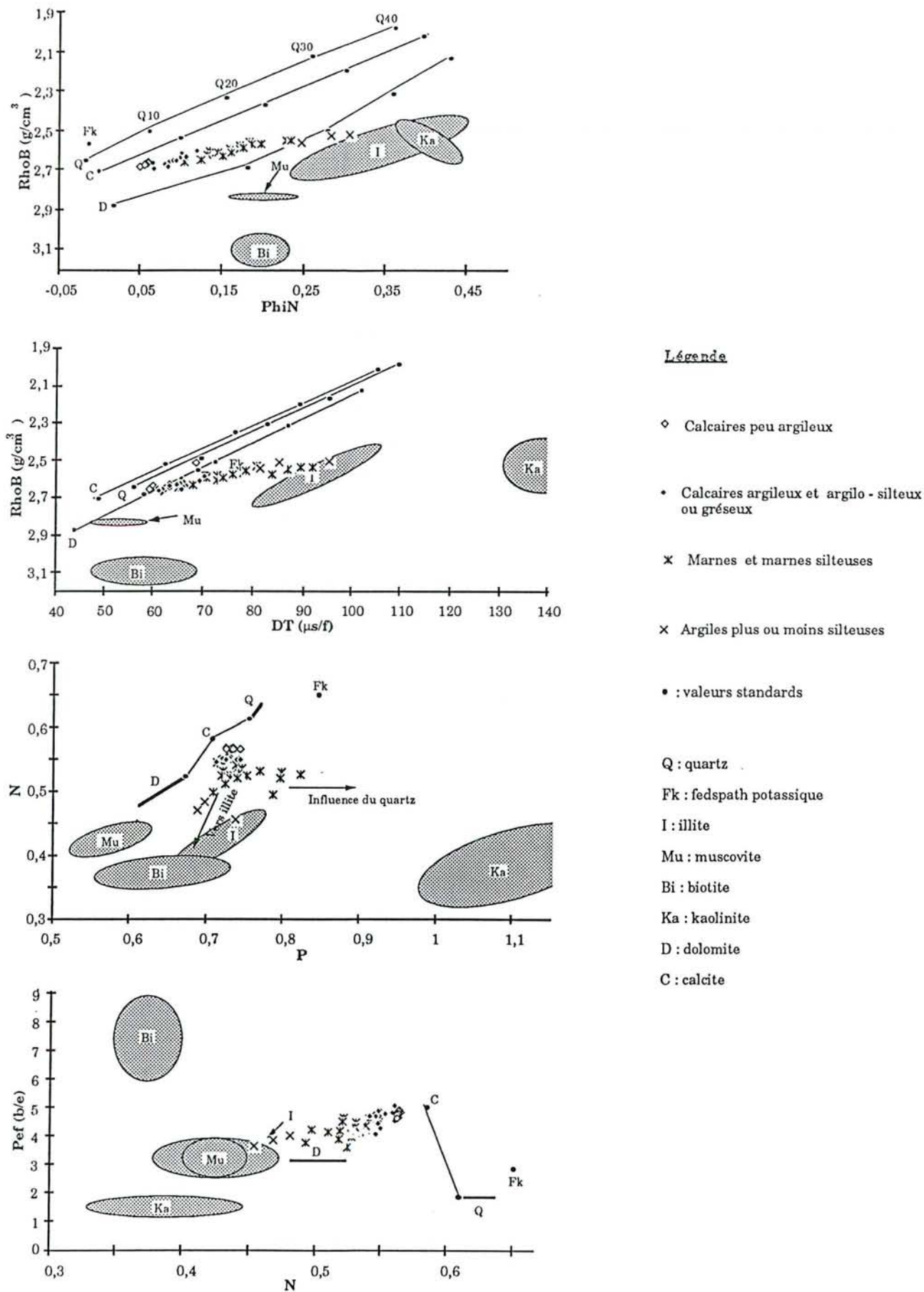


Figure IV.8 - Caractéristiques diagrammiques de la sous-zone 1b.

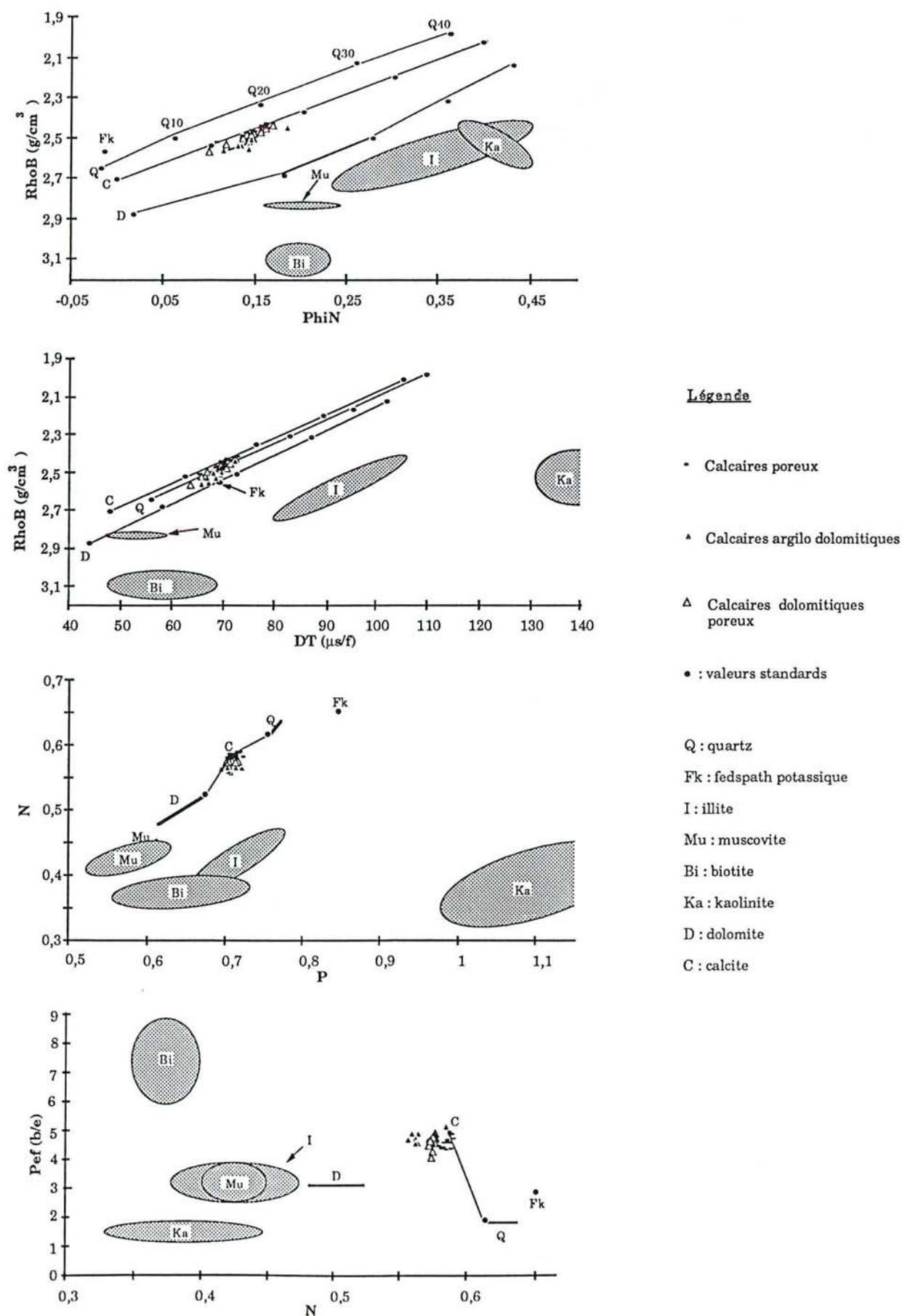


Figure IV.9 - Caractéristiques diagrammiques de la zone 2.

Dans les sondages LRM 1, EGR 1d, BBL 1D et CLV 1 (annexe 1), les calcaires argileux du sommet sont surmontés de calcaires très résistants, compacts et massifs présentant de rares laminations d'argiles.

La transition entre la zone 2 et la zone 3 est progressive.

Zone d'électrofaciès 2

Épaisse de 10 à 20 m, la zone d'électrofaciès 2 est constituée de calcaires légèrement dolomitiques et de calcaires poreux très hétérogènes. L'abondance des phénomènes d'IPS (fig.IV.9) est variable selon les sondages.

Faiblement résistante, cette zone est différente selon les sondages.

Elle est soit homogène et massive, avec quelquefois des lamines plus résistantes et continues (BBL 1d), soit hétérogène avec des courbes de résistivité très hétérogènes (EGR 1d, CLV 1 VLN 1d, VLG et ETY 1d).

Certains électrobancs ont un Pef élevé atteignant parfois 6. Cette valeur du Pef est significative des minéraux lourds tel que la pyrite dans ce type de faciès.

La zone se termine par un banc peu argileux, durci et radioactif faisant quelques dizaines de centimètres. Dans le sondage BBL 1d, cette zone est surmontée de calcaires pyriteux massifs, très résistants et très compacts.

Zone d'électrofaciès 3

Elle est composée de calcaires argileux et de marnes (fig.IV.10) massives de résistivité moyenne, montrant des lamines plus carbonatées et discontinues.

Dans certains sondages comme VAX 101, EGR 1d et CLV 1, cette zone est beaucoup plus carbonatée et très hétérogène. Il faut noter que dans ces sondages, la présence de niveaux à caves rend la réponse des outils lithologiques peu fiable.

L'image du FMS* (Pl. 1, 2 et 3) pour le sondage CLV 1 permet d'observer :

- des bancs gris (calcaires argileux massifs) et des bancs gris noirs ou noirs correspondant à des marnes massives
- des figures de sédimentation (stratifications obliques), de diagenèse (dissolution ou recristallisation) ou des traces de bioturbation.

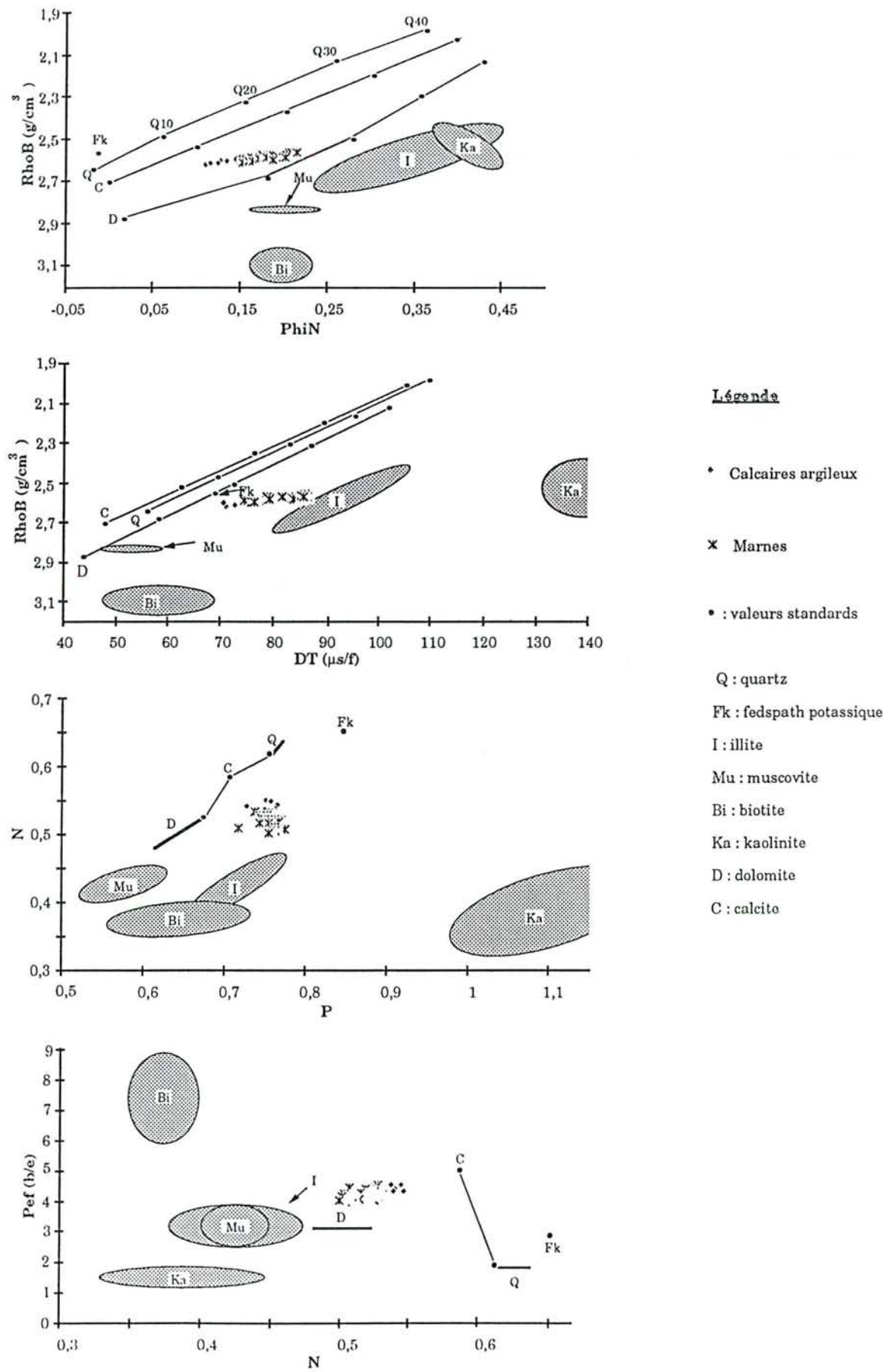
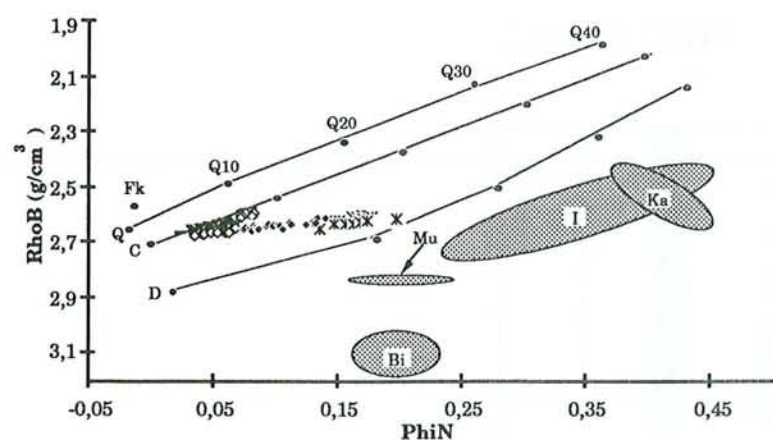


Figure IV.10 - Caractéristiques diagraphiques de la zone 3.



Légende

- Calcaires

◇ Calcaires peu argileux

• Calcaires argileux

× Marnes

• : valeurs standards

Q : quartz

Fk : fedspath potassique

I : illite

Mu : muscovite

Bi : biotite

Ka : kaolinite

D : dolomite

C : calcite

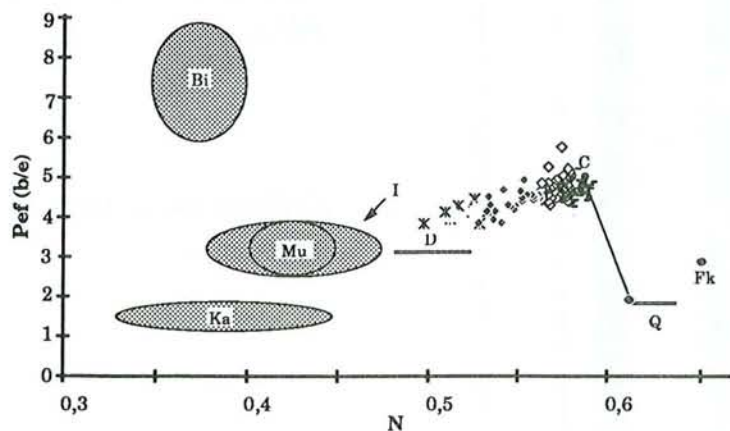
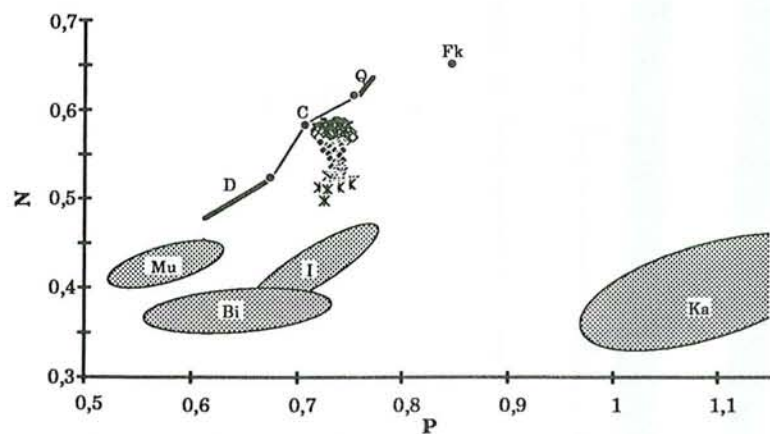
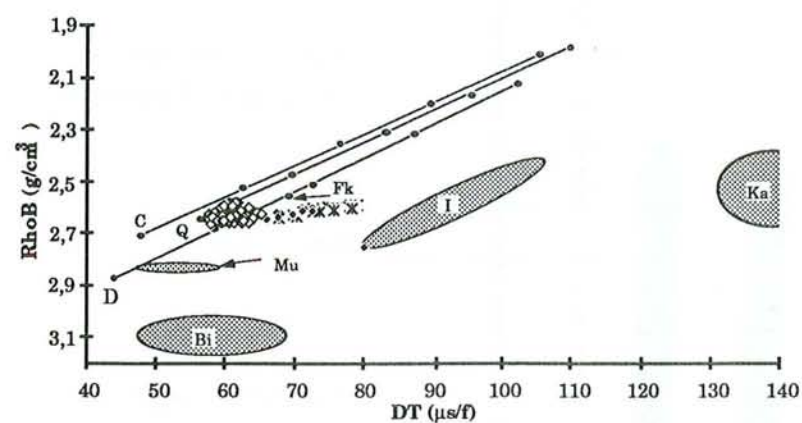


Figure IV.11 - Caractéristiques diagrammiques de la zone 4.

PLANCHE I (Zone 3)

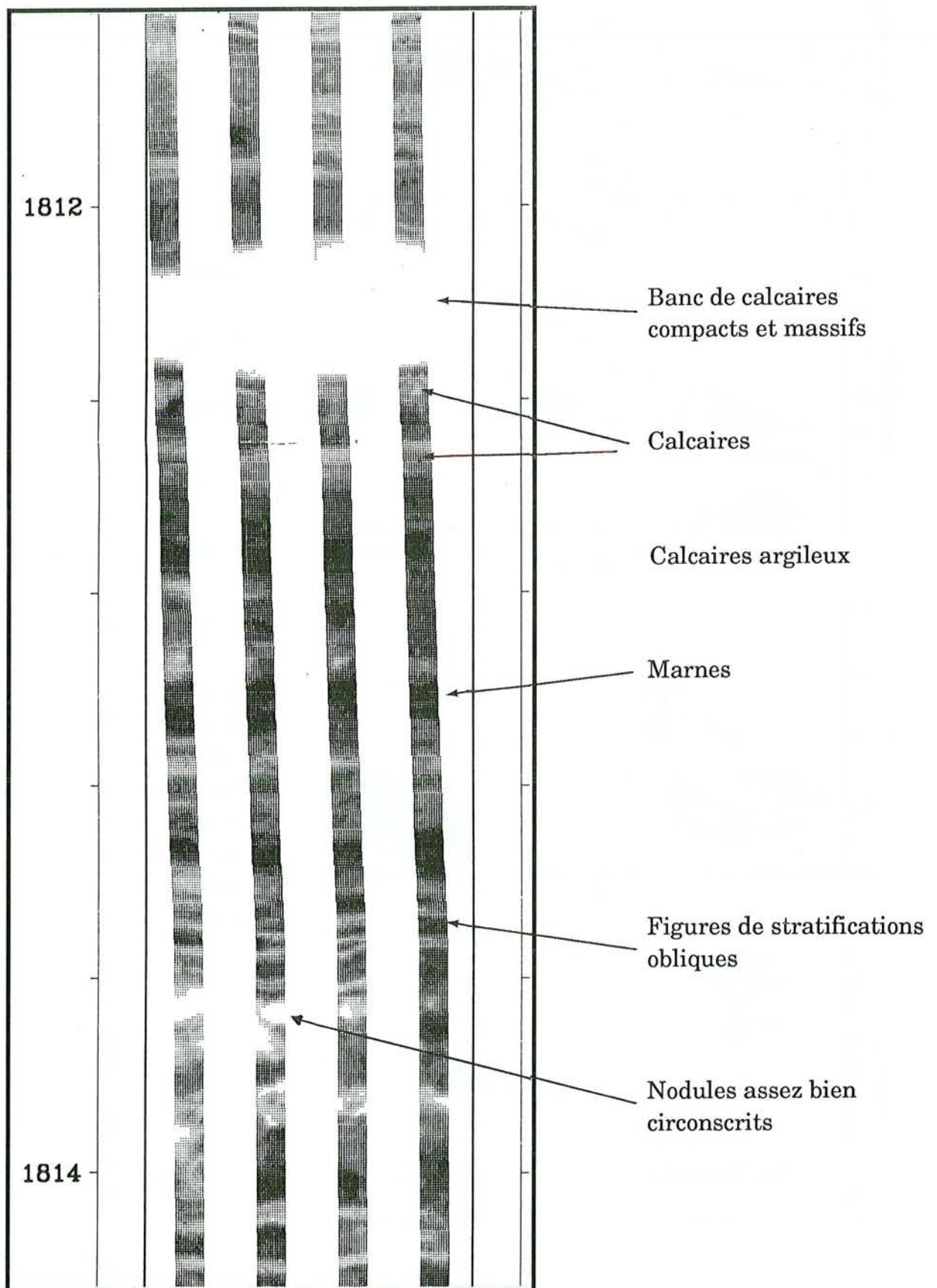


PLANCHE II (Zone 3)

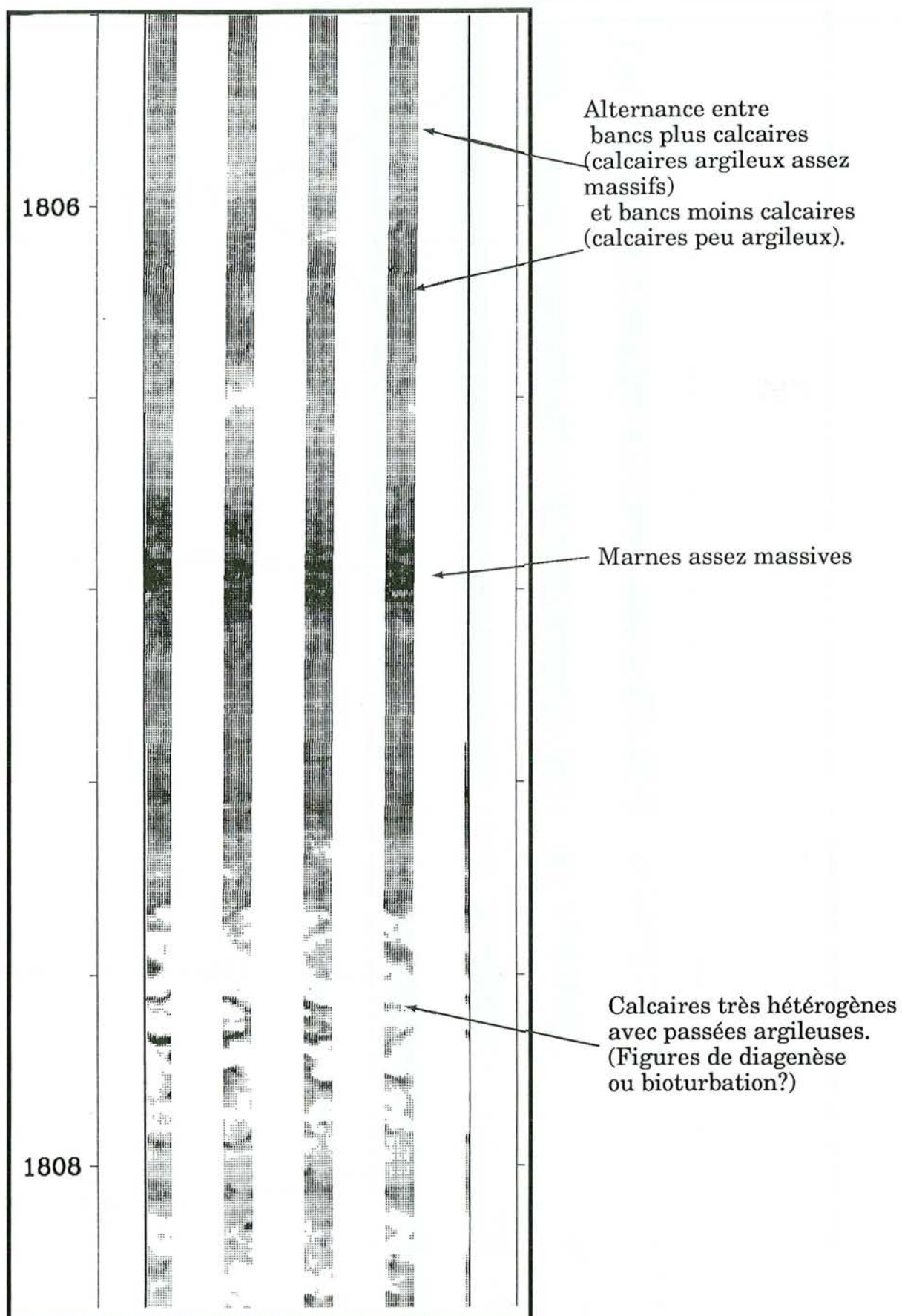


PLANCHE III (Zone 3)

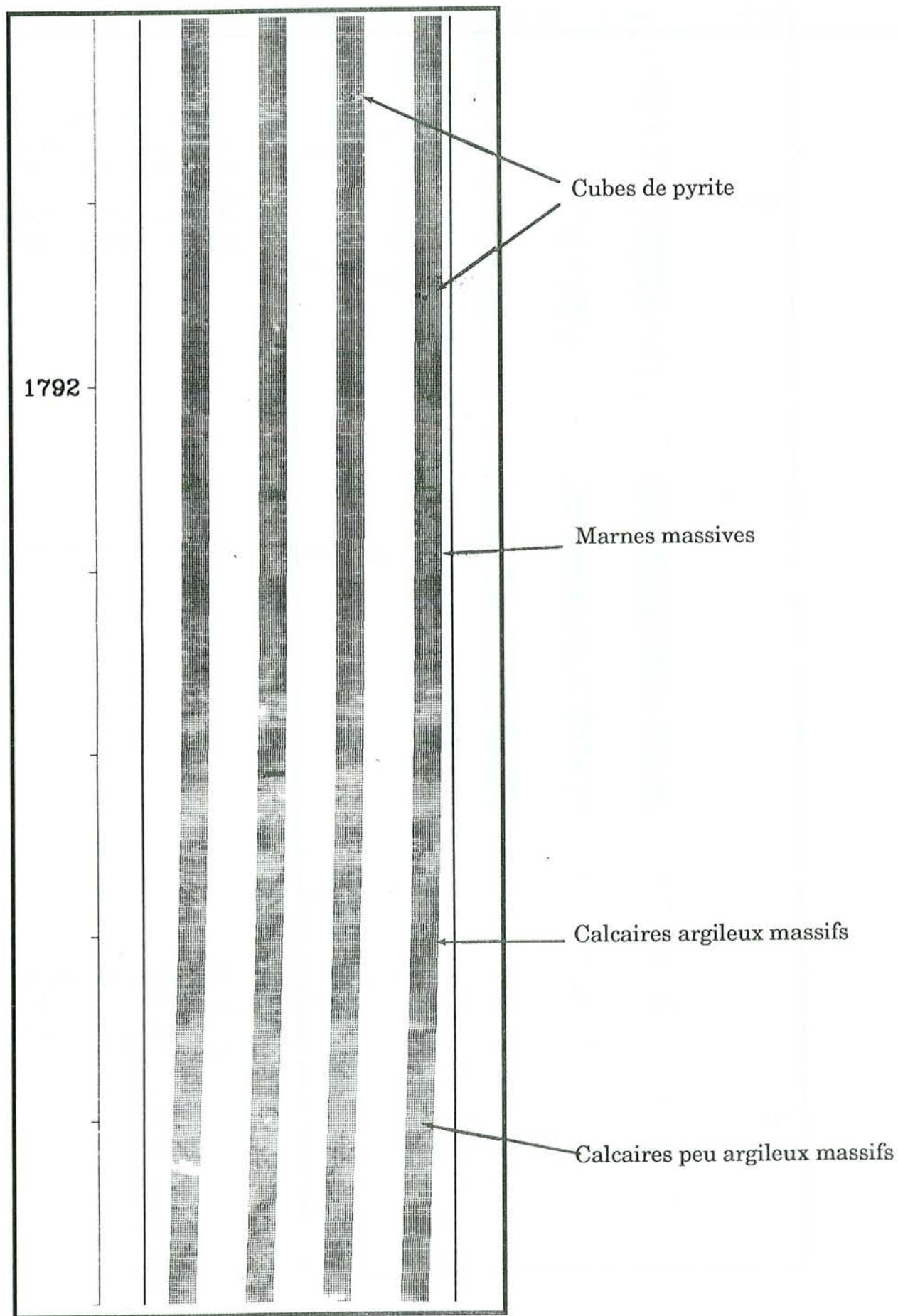
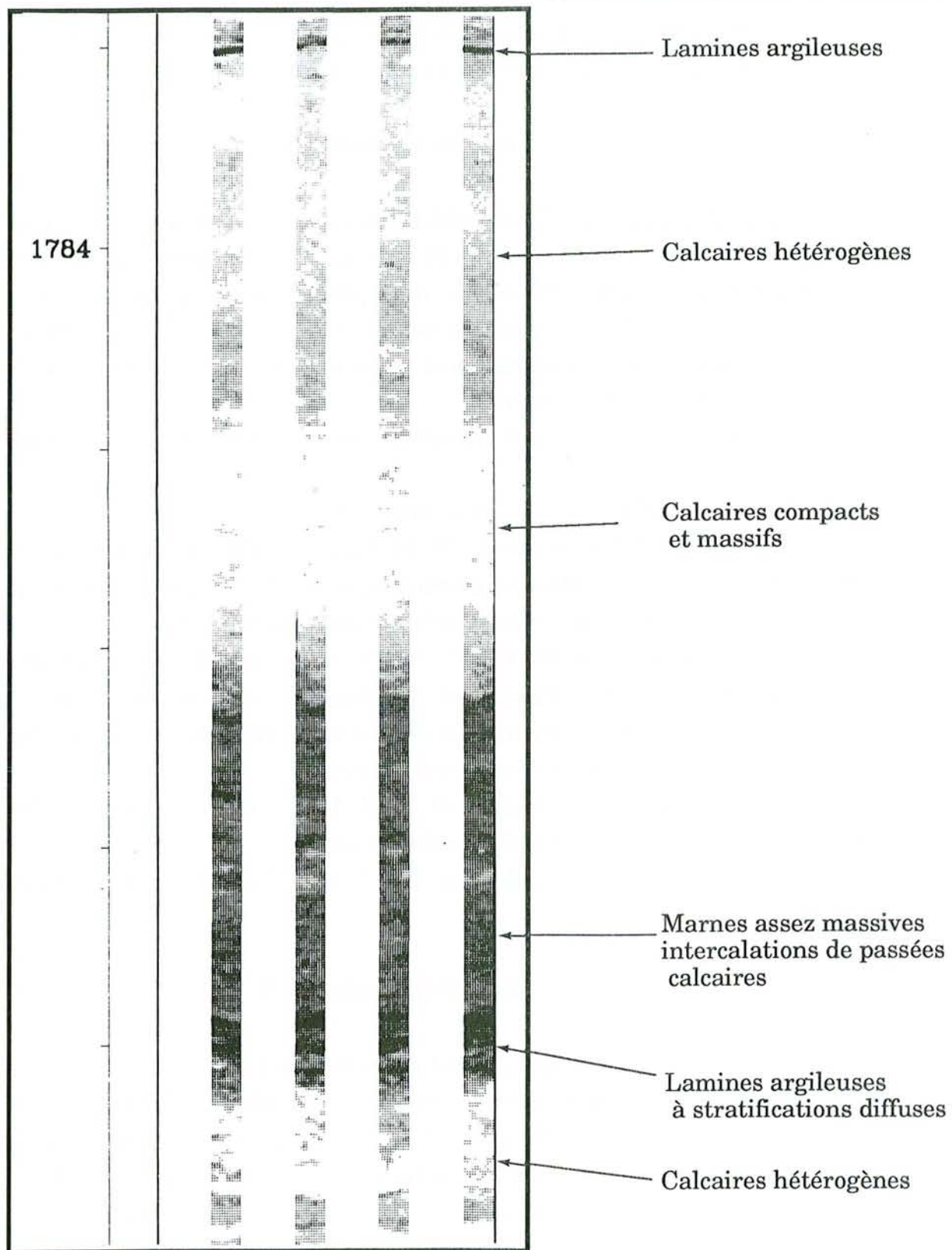


PLANCHE IV (Zone 4)



- de beaux cubes de pyrite non résistants de 1 cm en moyenne,
- les fractures remplies de sédiments peu résistants sont bien mises en évidence.
- certains éléments blancs subarrondis seraient soit des cavités remplis de sédiments résistants, soit des nodules.

Zone d'électrofaciès 4

Elle est composée de faciès hétérogènes à polarité positive ou nulle : il s'agit de calcaires très peu argileux et de calcaires. Ces faciès sont massifs, compacts et résistants avec parfois des lamines ou des passées plus ou moins résistantes. Dans le diagramme $N = f(P)$ (fig.IV.11), les pointés décalés vers la droite indiquent une influence de la silice : il s'agit de calcaires argilo-gréseux ou silteux.

De grandes différences lithologiques existent dans tous les sondages au sein de cette zone :

- dans le sondage ETY 1d, cette zone est inexistante.
- au niveau des sondages EGR 1d, CLV 1, LRM 1 et BBL 1d, cette zone est constituée de calcaires siliceux ou gréseux, compacts, massifs et renfermant de fines lamines d'argiles faiblement résistantes.

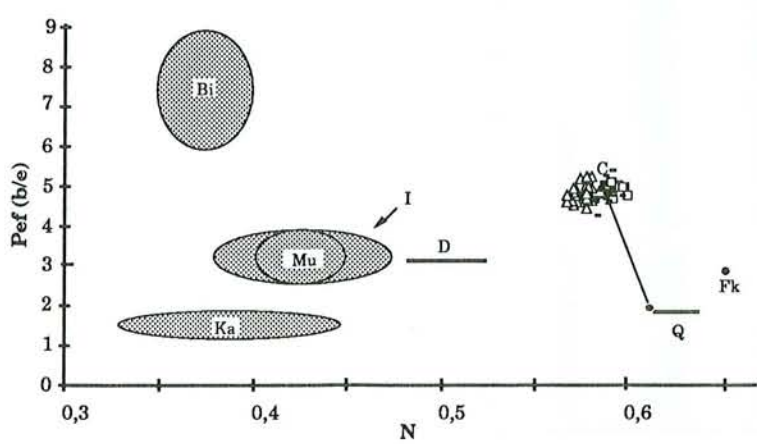
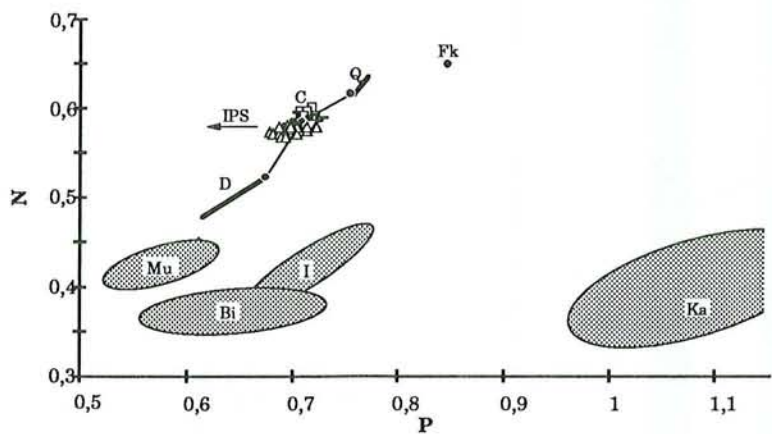
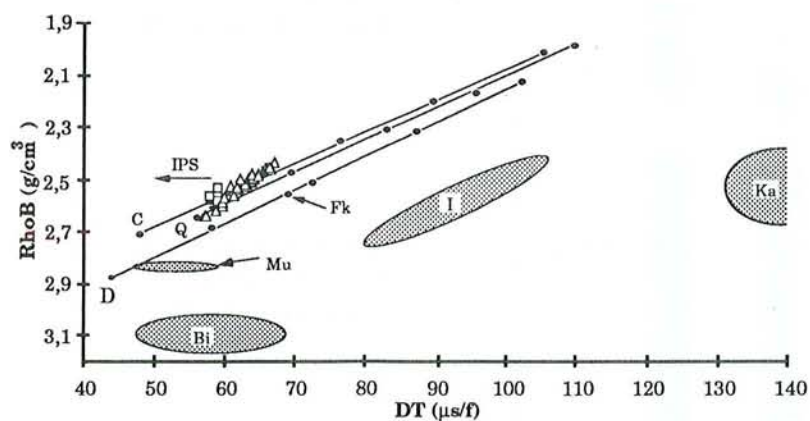
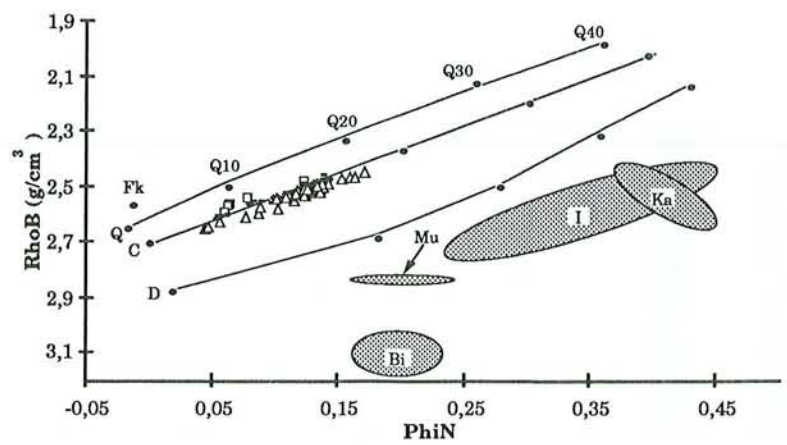
L'analyse à partir du FMS* (PL.IV) a permis de distinguer des calcaires très résistants massifs ou hétérogènes avec de minces joints d'argiles ou de marnes, présentant à leur base des lamines argileuses stratifiées et des bancs de marnes assez massives.

Dans les sondages VLG 1 et VAX 101, cette zone montre des électrobancs marneux alternant avec des calcaires.

Il n'existe pas de contact franc avec la zone 5 : le passage est plutôt graduel.

Zone d'électrofaciès 5

Dans la zone 5, l'analyse permet de mettre en évidence des faciès très souvent hétérogènes comprenant des calcaires, des calcaires dolomitiques et des calcaires légèrement siliceux (fig.IV.12). Ces différentes lithologies sont caractérisées par une succession de faciès poreux et peu poreux, massifs ou hétérogènes. Dans les diagrammes minéralogiques, les pointés sont déplacés vers la gauche à cause de nombreux phénomènes d'IPS.



Légende

- Calcaires poreux
- Calcaires siliceux ou gréseux
- △ Calcaires dolomitiques poreux
- * : valeurs standards
- Q : quartz
- Fk : fedspath potassique
- I : illite
- Mu : muscovite
- Bi : biotite
- Ka : kaolinite
- D : dolomite
- C : calcite
- IPS : Index de Porosité Secondaire

Figure IV.12 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 5.

PLANCHE V (Zone 5)

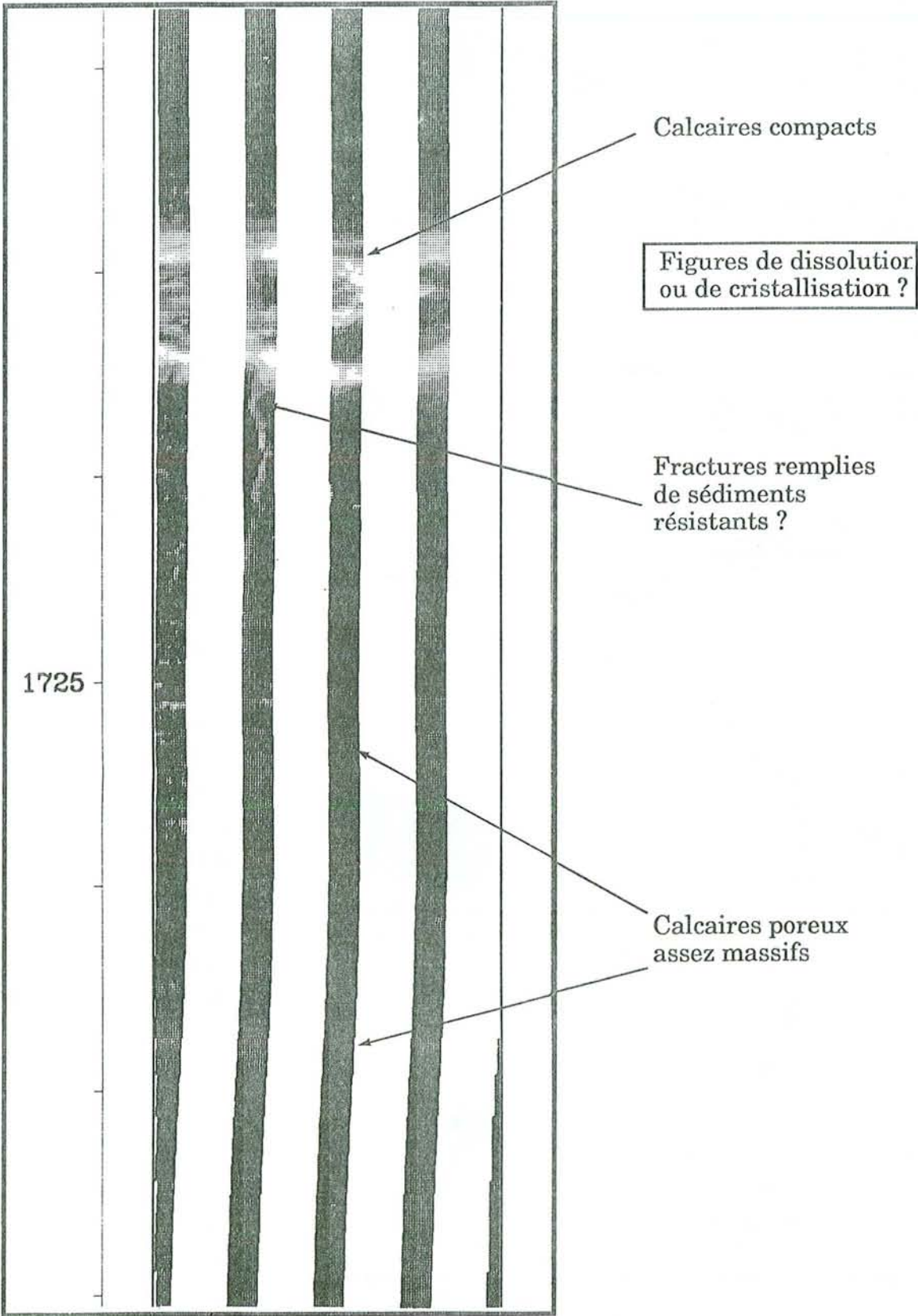


PLANCHE VI (Zone 5)

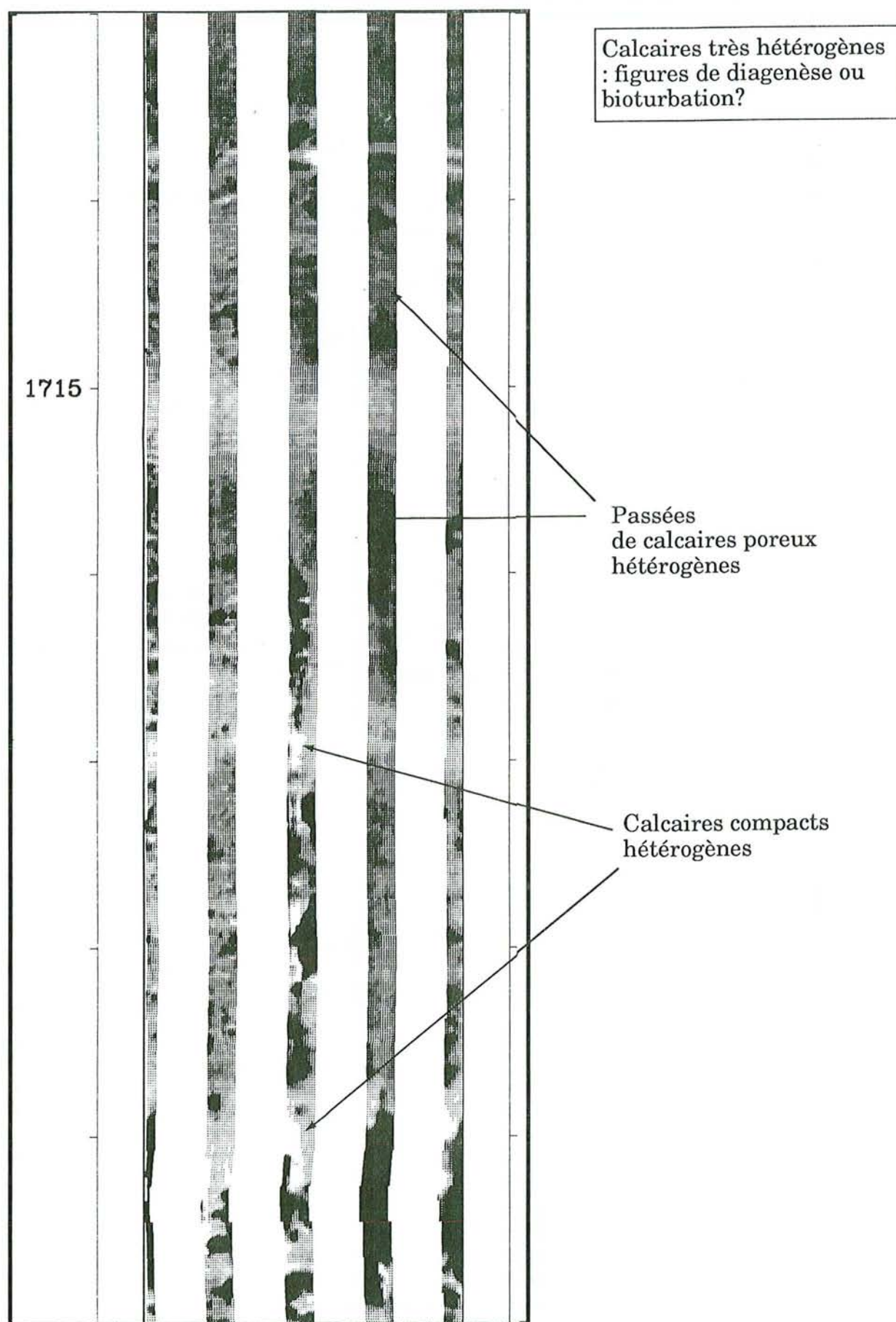
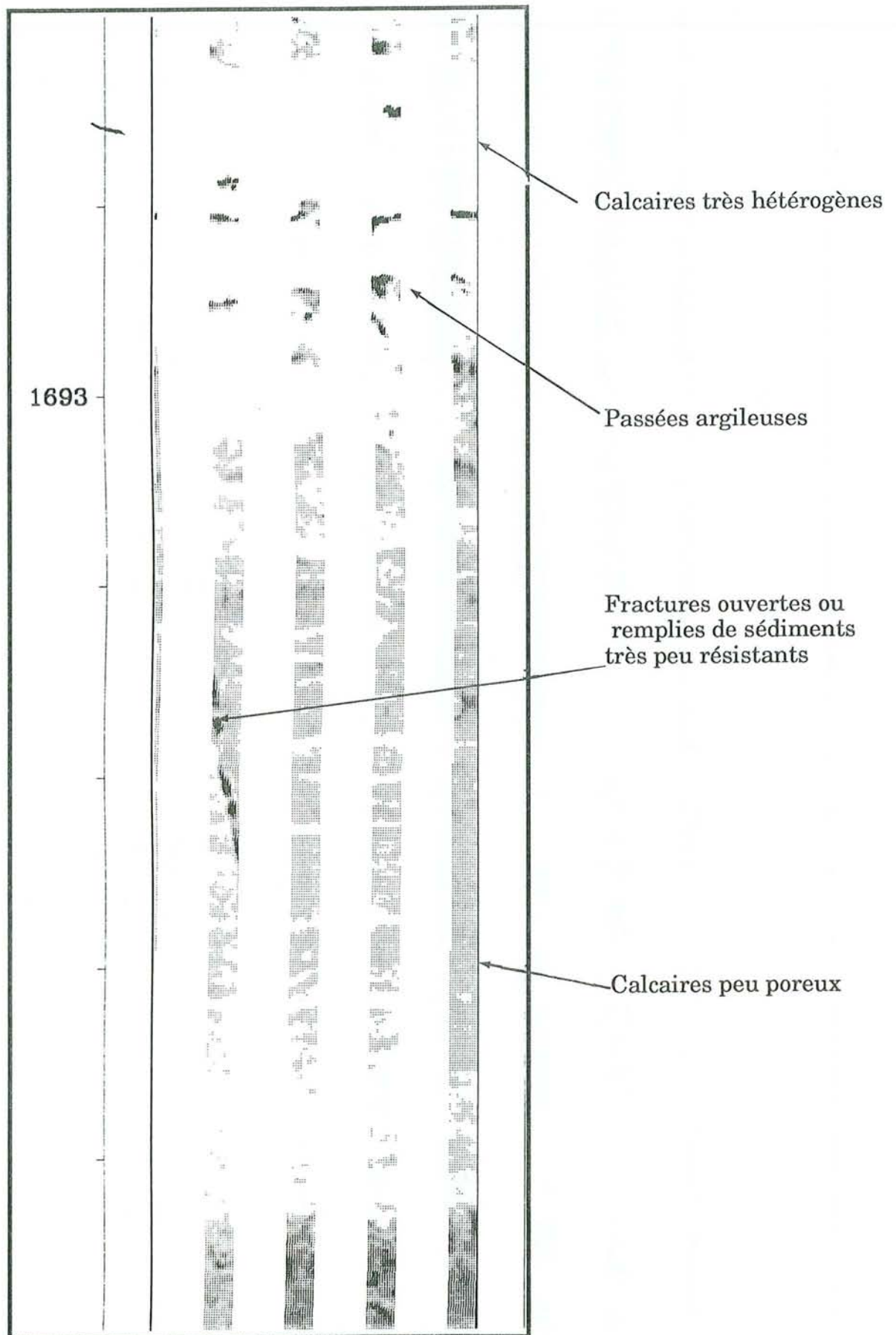


PLANCHE VII (Zone 5)



L'analyse à partir du SHDT permet de distinguer des bancs poreux et massifs. Certains bancs poreux sont hétérogènes avec de nombreuses lamines corrélables ou non entre les courbes de microrésistivité.

Dans les sondages LRM 1, EGR 1d et CLV 1, cette zone, entièrement poreuse, présente en son centre un bancs de calcaires compacts, massifs et très résistants épais, de 2 à 5 m.

Pour le sondage VLG 1, le sommet de la zone est constitué d'électrobancs marneux alternant avec des calcaires compacts et massifs.

L'abondance des électrobancs à polarité négative (calcaires siliceux) observés à CLV 1 et VLN 1d a pour cause les irrégularités du trou de forage.

Il s'individualise dans les sondages ETY 1d et VAX 101, une partie sommitale constituée de calcaires, de calcaires argileux et de calcaires argilo-dolomitiques (fig.IV.12).

Le FMS* du sondage CLV 1 permet de distinguer des bancs noirs homogènes ou hétérogènes caractérisant les calcaires poreux et massifs (PL.V). Ces calcaires poreux peuvent présenter des figures qui pourraient témoigner de dissolution ou de recristallisation.

Des calcaires hétérogènes (PL.VI) probablement bioturbés ou affectés des phénomènes de diagenèse.

Au sommet de la zone 5 (PL.VII), les calcaires sont très hétérogènes et assez compacts. Ils permettent d'observer une fracture ouverte ou remplie de sédiments peu résistants et des passées argileuses.

Conclusion

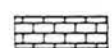
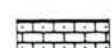
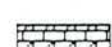
L'analyse de l'ensemble des "*Formations intermédiaires*" des sondages du groupe A a permis de tracer des colonnes faciologiques présentées sur les figures 5, 13 et en Annexe 1. Cet ensemble a été divisé en 5 "zones d'électrofaciès".

Les faciès sont composés d'argiles, de marnes, calcaires plus ou moins argileux, des calcaires dolomitiques ou siliceux et des grès. Les faciès argileux ont une épaisseur beaucoup plus importante plus importante.

Les faciès à dominance argileuse sont très souvent accompagnés de silice ou silts. Les calcaires dolomitiques ou siliceux poreux ou non sont généralement affectés par les phénomènes d'IPS.

L'analyse à partir des "diagraphies" haute résolution" a permis de définir la texture et la structure de certains faciès.

Légende

-  Calcaires plus ou moins poreux
-  Calcaires compacts
-  Calcaires siliceux
-  Calcaires dolomitiques
-  Calcaires argileux
-  Calcaires argilo-silteux ou gréseux
-  Marnes
-  Marnes silteuses
-  Argiles calcaires

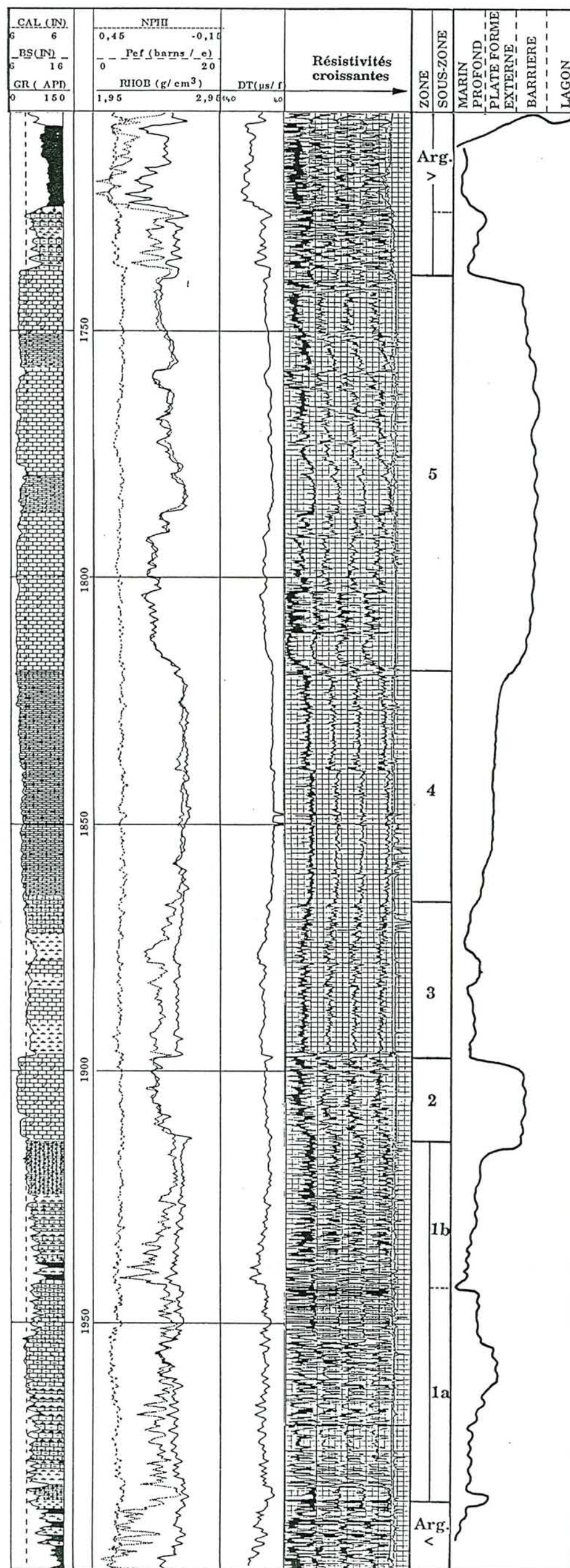


Figure IV.13 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Villoison 1d (VLN 1d).

IV.2.4.2.2 - Les sondages du groupe B

Remarque.

Les sondages LMN Id et SLZ 1 (Annexe 1) présentent une caractéristique particulière.

En effet, l'épaisse formation des calcaires du Bathonien est entièrement à polarité négative (un carreau en moyenne). Les calcaires hypersiliceux obtenus après analyse faciologique ne concordent pas avec les résultats obtenus dans les sondages voisins. De plus le faciès s'étend sur près de 150 m d'épaisseur. Un contact pris avec les sociétés pétrolières propriétaires de ces forages a permis de trouver une solution pour le sondage SLZ 1 : les valeurs de densité lues sur le log devaient être corrigées de + 0,05 g/cm³, soit un carreau sur la grille classique. Pour le sondage LMN Id par contre, la même réponse n'a pu être proposée ; cependant, les faciès hypersiliceux disparaissent en appliquant la solution du sondage SLZ 1. Bien que cette erreur n'ait été signalée sur l'en-tête du log, ce problème semble provenir d'un mauvais enregistrement de l'outil.

Les résultats présentés ici seront ceux obtenus après correction de la densité.

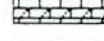
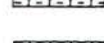
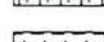
Les sondages du groupe B ont été subdivisés en 4 zones d'électrofaciès (fig. IV.14, 19 et Annexe 1).

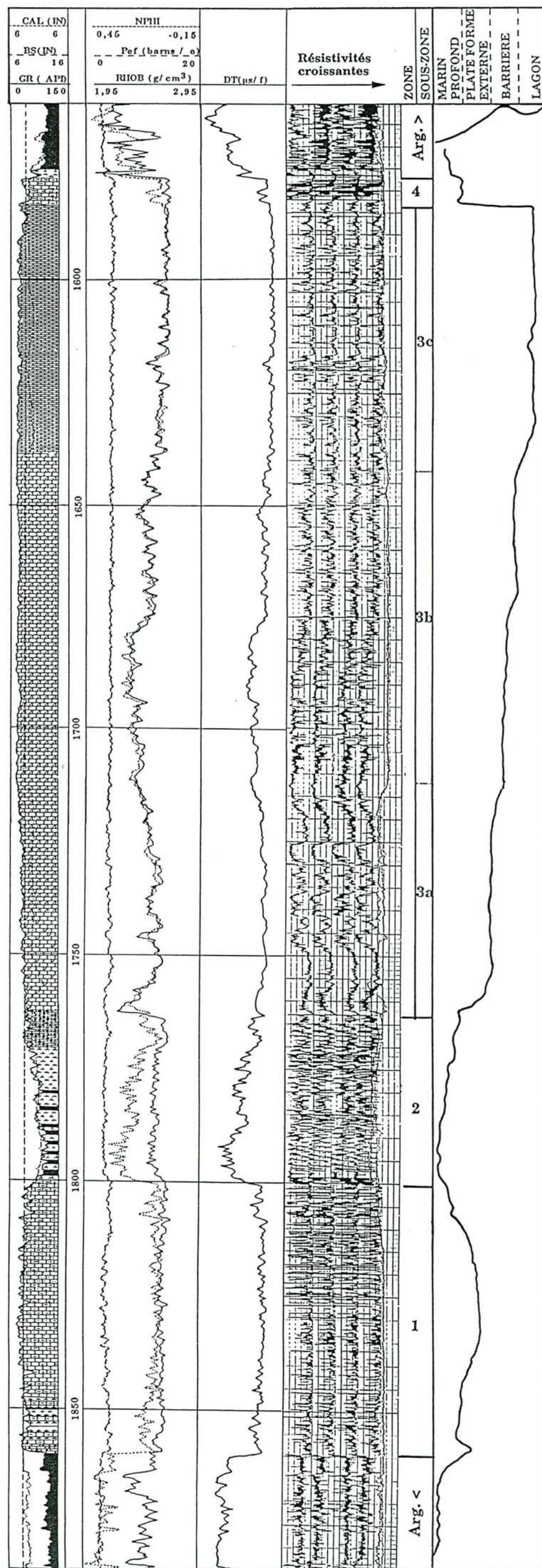
Zone d'électrofaciès 1

La zone 1 est constituée d'électrofaciès à polarité positive ou négative ou nulle. Elle est divisée en 3 sous-zones d'électrofaciès.

La sous-zone 1a est composée de calcaires argileux et de marnes (fig. IV.15). Le SHDT montre un faciès homogène, constitué d'une succession de bancs de calcaires résistants, massifs et de bancs argileux moins épais : l'épaisseur des bancs est à peu près constante de 50 cm à 1m. Plus haut, l'argilosité diminue. La présence probable de pyrite se traduit par un Pef élevé, supérieur à 5.

Légende

-  Calcaires plus ou moins poreux
-  Calcaires compacts
-  Calcaires siliceux
-  Calcaires dolomitiques
-  Calcaires argileux
-  Calcaires argilo-silteux ou gréseux
-  Marnes
-  Marnes silteuses
-  Argiles calcaires



Dans la sous-zone 1b, les faciès sont caractérisés par des calcaires, calcaires peu argileux, calcaires siliceux ou gréseux (fig.15) ou des grès (LMN 1d).

La structure des bancs à partir du pendagemètre montre de nombreuses lamines argileuses très fines et faiblement résistantes alternant avec des bancs calcaires probablement gréseux ou siliceux : l'épaisseur des bancs est beaucoup plus faible qu'à la base et les calcaires sont beaucoup plus résistants.

La sous-zone 1c, très pyriteuse, diffère de la sous-zone **1a** par sa structure moins homogène. Il existe des bancs de 20 à 25 cm, faiblement résistants, composés d'argiles ou de marnes et de nombreuses lamines argileuses alternant avec des bancs calcaires.

Malgré cette description générale, certains sondages présentent des caractéristiques particulières au sein de la zone 1.

Pour le sondage CAN 1, les calcaires siliceux ou gréseux de la sous-zone 1b sont inexistantes.

Dans les sondages SMM 1 et MRG 1 (fig.18 et Annexe), la zone peut se différencier en deux unités :

- la base, constituée de calcaires dolomitiques au sein desquels s'intercalent argiles et marnes,
- le sommet, caractérisé par des calcaires argileux et des marnes dont la structure est inconnue faute de SHDT. Mais il s'agit d'une alternance de calcaires et d'argiles.

Zone d'électrofaciès 2

Cette zone, très souvent cavée, se compose d'argiles calcaires, de marnes et de calcaires argileux (fig.IV.16). L'argilosité diminue vers la partie sommitale au profit des calcaires.

Le SHDT permet de distinguer, à la base, des bancs d'argiles alternant soit avec des bancs moins argileux soit avec des bancs de calcaires d'égale épaisseur.

Plus haut, des marnes massives sont surmontées d'une succession de calcaires et d'argiles. Ces derniers ont une structure laminée assez homogène.

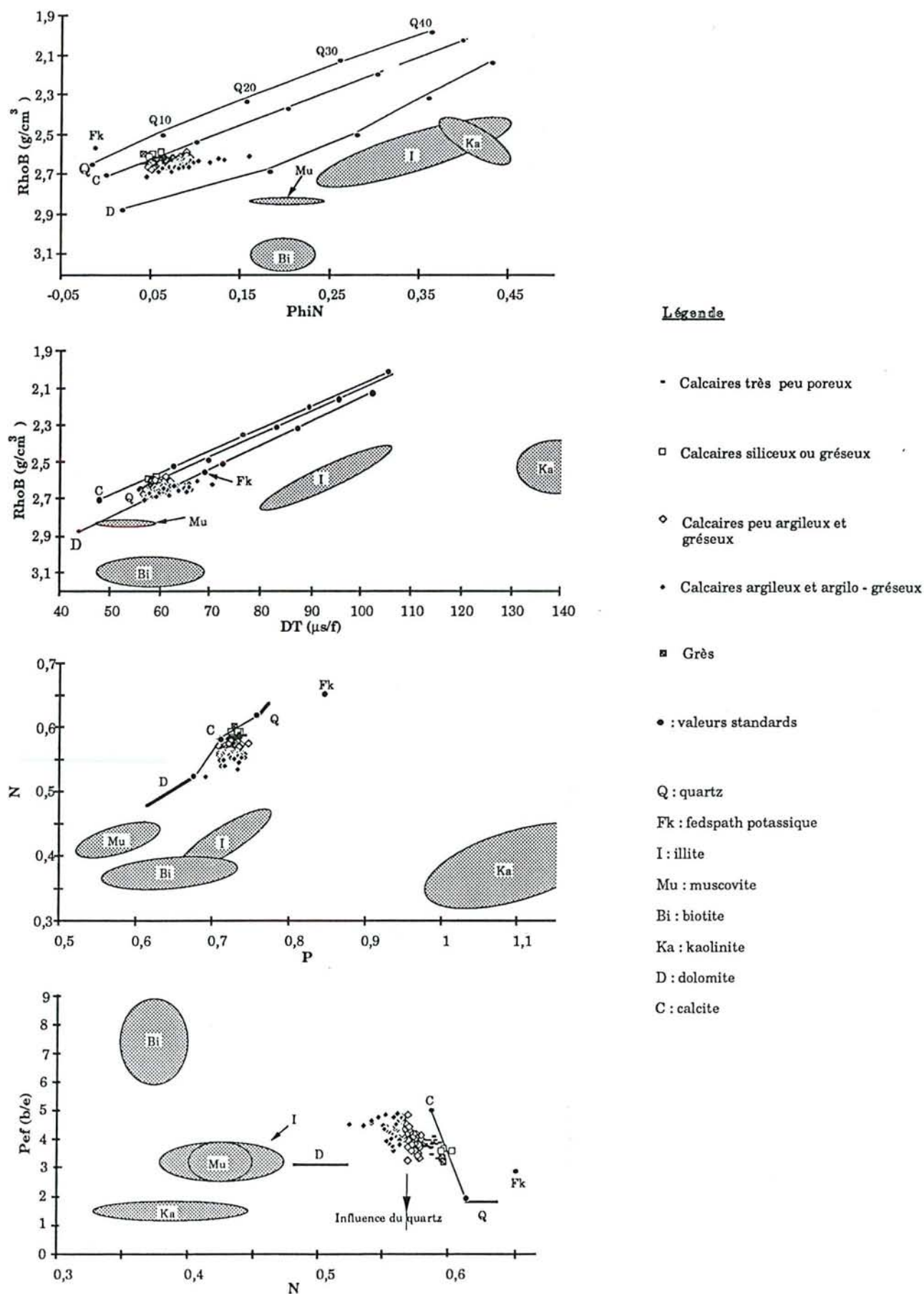
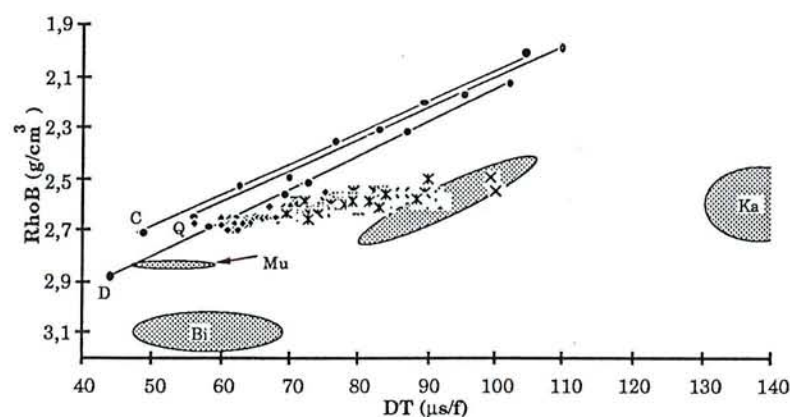
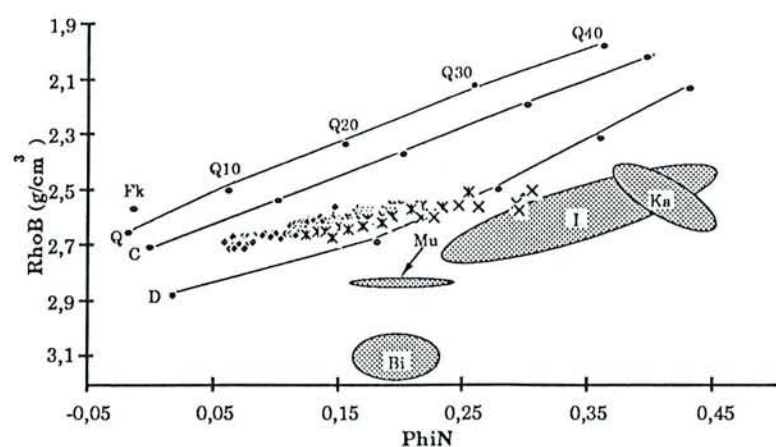


Figure IV. 15 - Caractéristiques diagraphiques de la zone 1.



Légende

• Calcaires argileux et argilo-gréseux

× Marnes parfois silteuses

× Argiles et argiles silteuses

• : valeurs standards

Q : quartz

Fk : feldspath potassique

I : illite

Mu : muscovite

Bi : biotite

Ka : kaolinite

D : dolomite

C : calcite

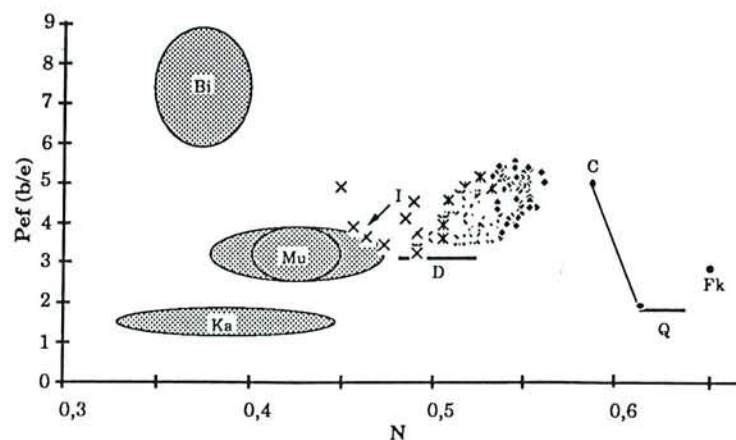
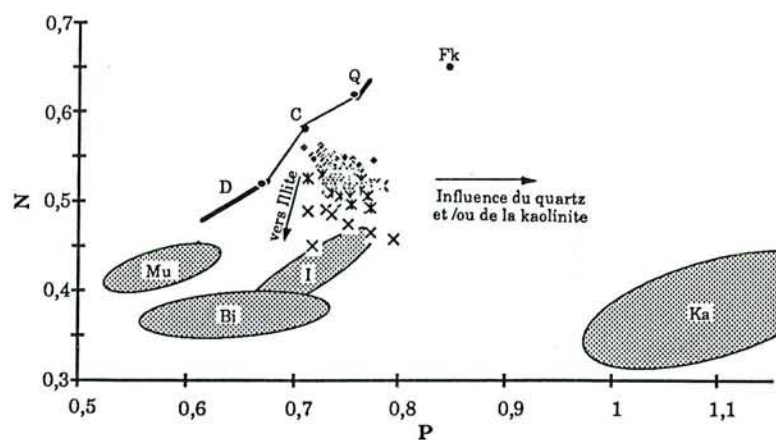


Figure IV. 16 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 2.

Au sommet, il s'agit d'une superposition de bancs argileux légèrement résistants et de calcaires compacts et massifs. Il convient de signaler que la diminution de l'argilosité vers la partie sommitale se caractérise par des bancs dont la résistivité augmente graduellement (SHDT).

Zone d'électrofaciès 3

Elle se subdivise en 3 sous-zones.

La sous-zone 3a est composée de calcaires et de calcaires dolomitiques (fig. IV.17) présentant d'abondants phénomènes d'IPS. Les caractéristiques particulières de cette sous-zone (fig.15, 19 et Annexe 1) sont les fortes valeurs de GR (22 à 45 API) et de Pef (> à 5).

Les courbes de pendagemétrie permettent de distinguer des calcaires homogènes et massifs, avec parfois des bancs très hétérogènes constitués de lamines discontinues.

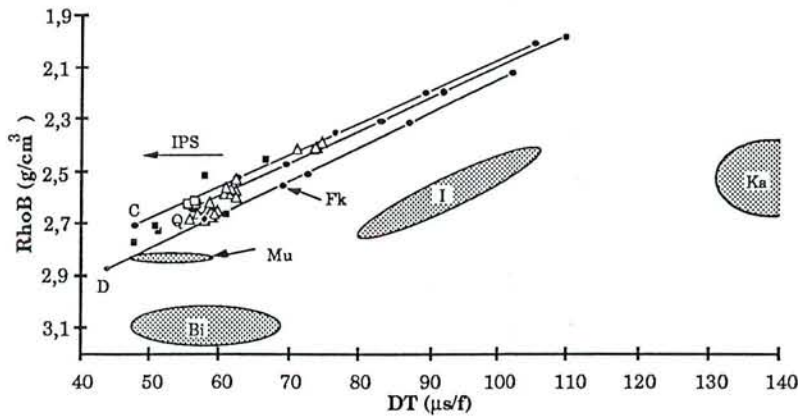
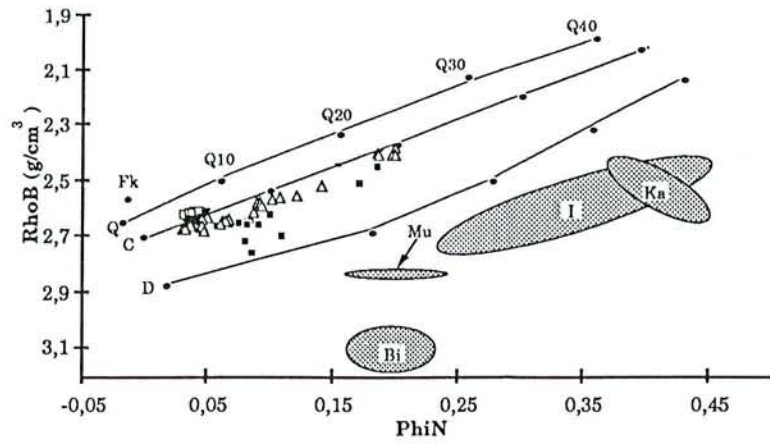
Le sondage SMM 1 (Annexe 1) ne comporte pas cette sous zone.

Pour le sondage VIN 1 (fig.14), la présence d'électrofaciès à polarité négative est due à la présence de caves. Par ailleurs, les faciès bien que massifs ne sont pas toujours résistants et compacts : ces derniers alternent avec des bancs peu résistants et poreux.

Dans les sondages LXT 1 et MRG 1 et LFP 1 (fig.18 et Annexe 1), un banc de dolomies calcaires de 2 à 4 m d'épaisseur présentant de nombreux phénomènes d'IPS s'y interpose. La structure de ces dolomies est composée de nombreuses lamines faiblement résistantes alternant avec des bancs moyennement résistants (LFP 1).

Une sous zone **3a** très pyriteuse s'observe dans le sondage LMN 1d (Annexe 1).

Le sondage LFP 1 (Annexe 1) a la caractéristique particulière de présenter au-dessus de la zone 2, une épaisse formation de 55 m environ composée de calcaires argilo-dolomitiques. L'observation de la structure à partir des outils haute résolution permet de distinguer de nombreuses lamines argileuses très peu résistantes, alternant avec des bancs plus résistants attribués aux calcaires dolomitiques. Difficile à classer, cette sous-zone pourrait appartenir à la sous-zone 3a.



Légende

- Calcaires peu poreux
- Calcaires siliceux ou gréseux
- △ Calcaires dolomitiques
- Dolomies calcaires

• : valeurs standards

Q : quartz

Fk : fedspath potassique

I : illite

Mu : muscovite

Bi : biotite

Ka : kaolinite

D : dolomite

C : calcite

IPS : Index de Porosité Secondaire

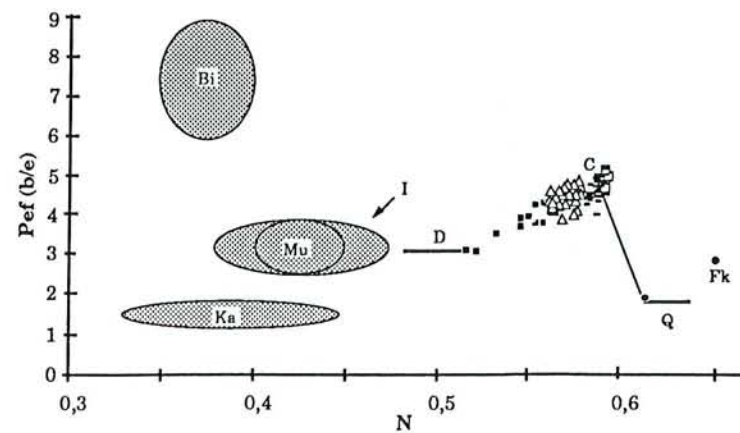
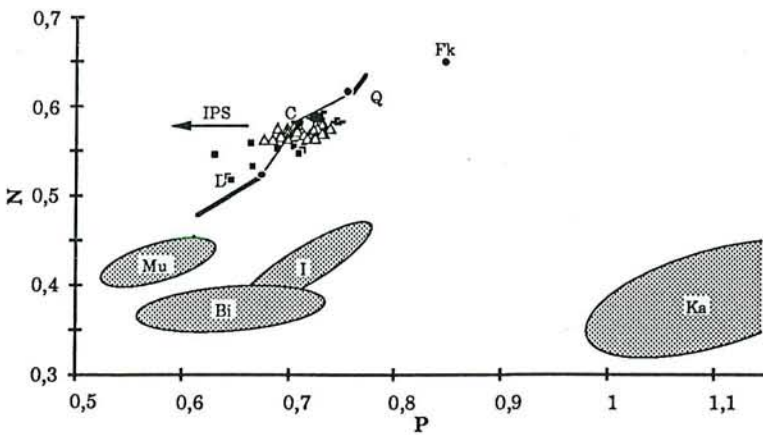


Figure IV.17 - Caractérisation diagrammiques de la sous-zone 3a.

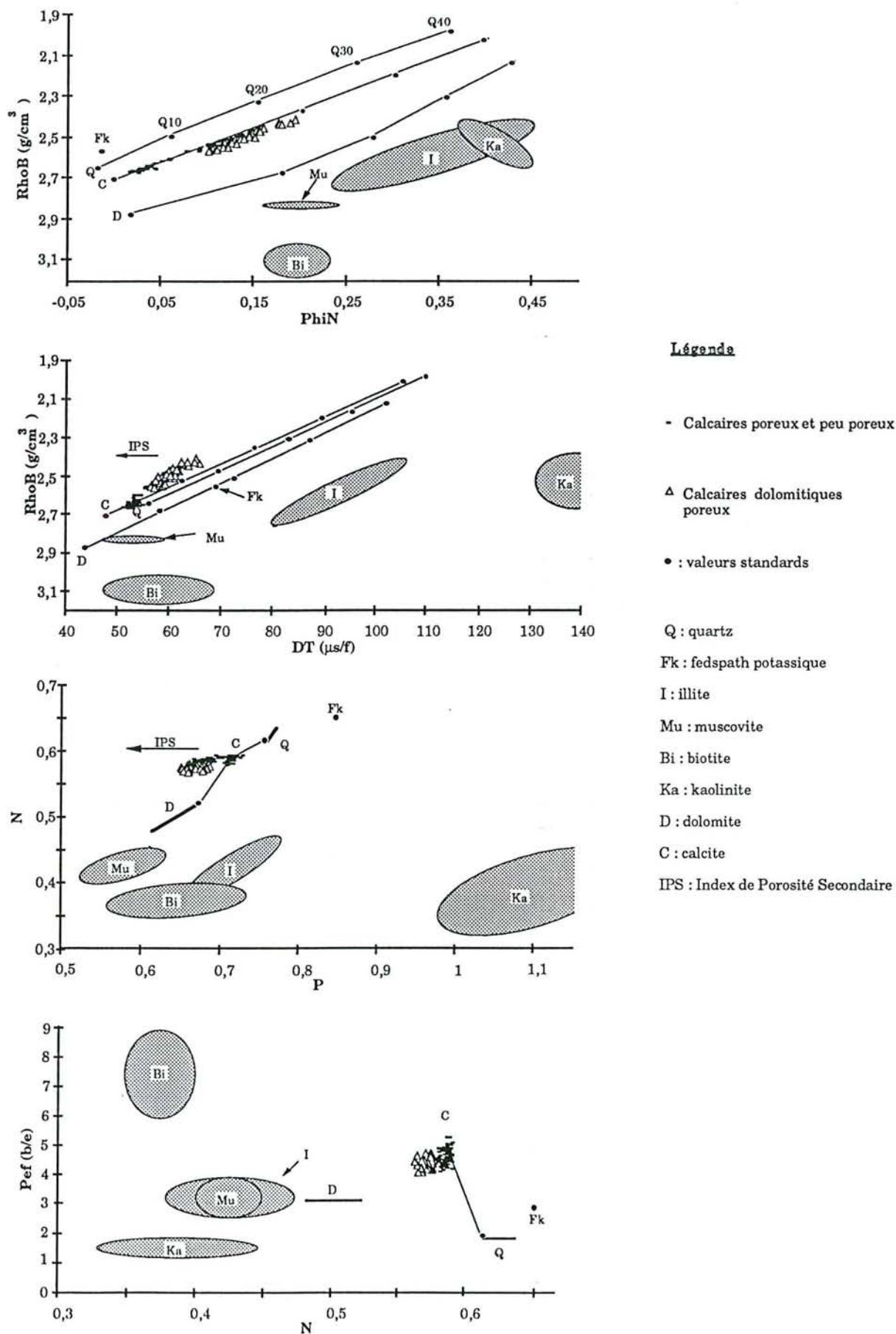


Figure IV.18- Caractéristiques diagaphiques de la sous-zone 3b.

Légende

	Calcaires plus ou moins poreux
	Calcaires compacts
	Calcaires siliceux
	Calcaires dolomitiques
	Calcaires argileux
	Calcaires argilo-silteux ou gréseux
	Calcaires argilo-dolomitiques
	Marnes
	Marnes silteuses
	Argiles calcaires
	Dolomies calcaires

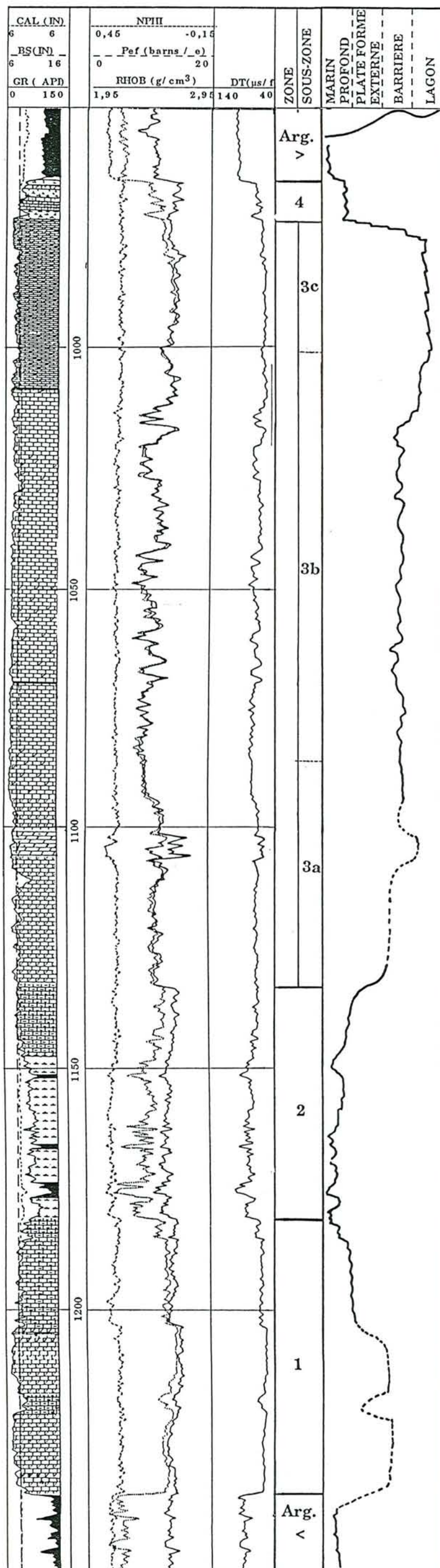


Figure IV 19 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Margerie 1 (MRG 1)

La sous-zone 3b est constituée de calcaires et de calcaires dolomitiques à IPS (fig.IV.18) dont les caractéristiques principales sont une porosité neutron élevée (15 à 25 %) et une faible radioactivité (< à 15 API). Ces calcaires sont soit hétérogènes avec de nombreuses lamines discontinues très résistantes, soit homogènes et massifs.

Dans le sondage SMM 1, cette sous-zone comprend deux bancs de dolomies calcaires de 2 m d'épaisseur environ.

Du point de vue faciologique, cette sous zone ne s'observe pas dans les sondages CAN 1 et LFP 1. Par contre, on observe, depuis la base, une succession plus ou moins régulière de calcaires et/ou de calcaires dolomitiques à IPS, poreux, faiblement radioactifs, épais et des calcaires peu poreux moins épais et plus radioactifs.

La sous zone 3c (fig.IV.20) est représentée par des calcaires et des calcaires dolomitiques peu poreux (6 à 15 %) et parfois très compacts et très résistants dans sa partie supérieure. La radioactivité (15 à 22 API) est plus élevée que dans la sous-zone **3b** sous jacente.

Sur le SHDT, il convient de distinguer des bancs de calcaires épais (2 à 4 m) compacts, résistants et à radioactivité faible (< à 15 API), et des bancs de calcaires faiblement poreux (< à 1m) et peu résistantes à radioactivité plus élevée (15 à 20 API).

Zone d'électrofaciès 4

Elle est constituée (fig.IV.21) de marnes à la base et de calcaires peu argileux, au sommet.

Les marnes de la base se présentent sous forme de petites lamines abondantes, peu résistantes, alternant avec des bancs calcaires peu abondants et difficilement repérable. A cette échelle d'observation, l'aspect général des courbes de pendagemétrie est plutôt hétérogène.

Les calcaires argileux du sommet sont en fait des calcaires massifs renfermant de fines lamines argileuses.

Dans les sondages CAN 1 et LFP 1, les calcaires argilo-dolomitiques observés ont une structure composée de fines lamines faiblement résistantes et probablement argileuse et des calcaires dolomitiques résistants et compacts.

Du point de vue faciologique, cette zone est absente dans le sondage SLZ 1.

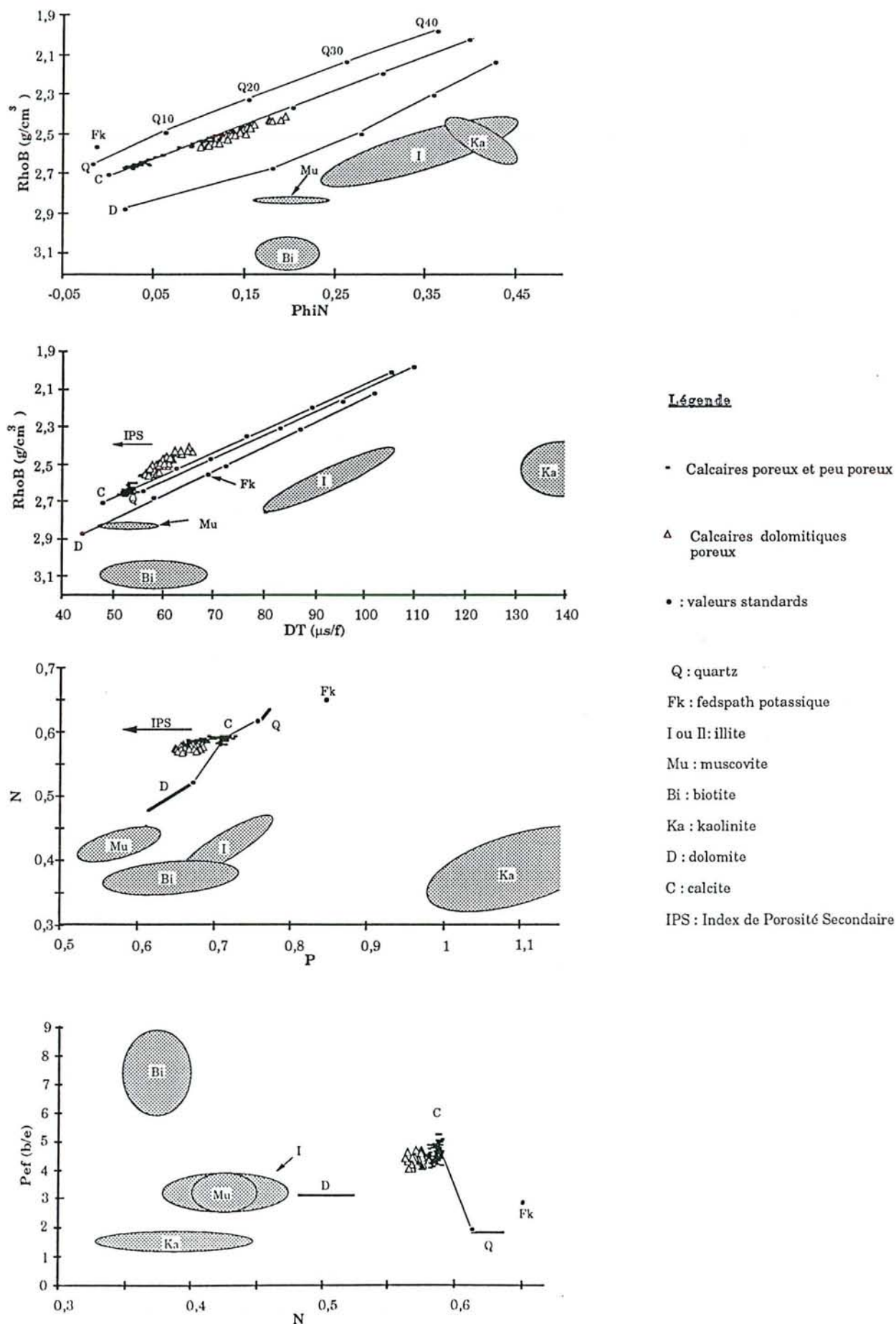


Figure IV.20 - Caractéristiques diagaphiques de la sous-zone 3c.

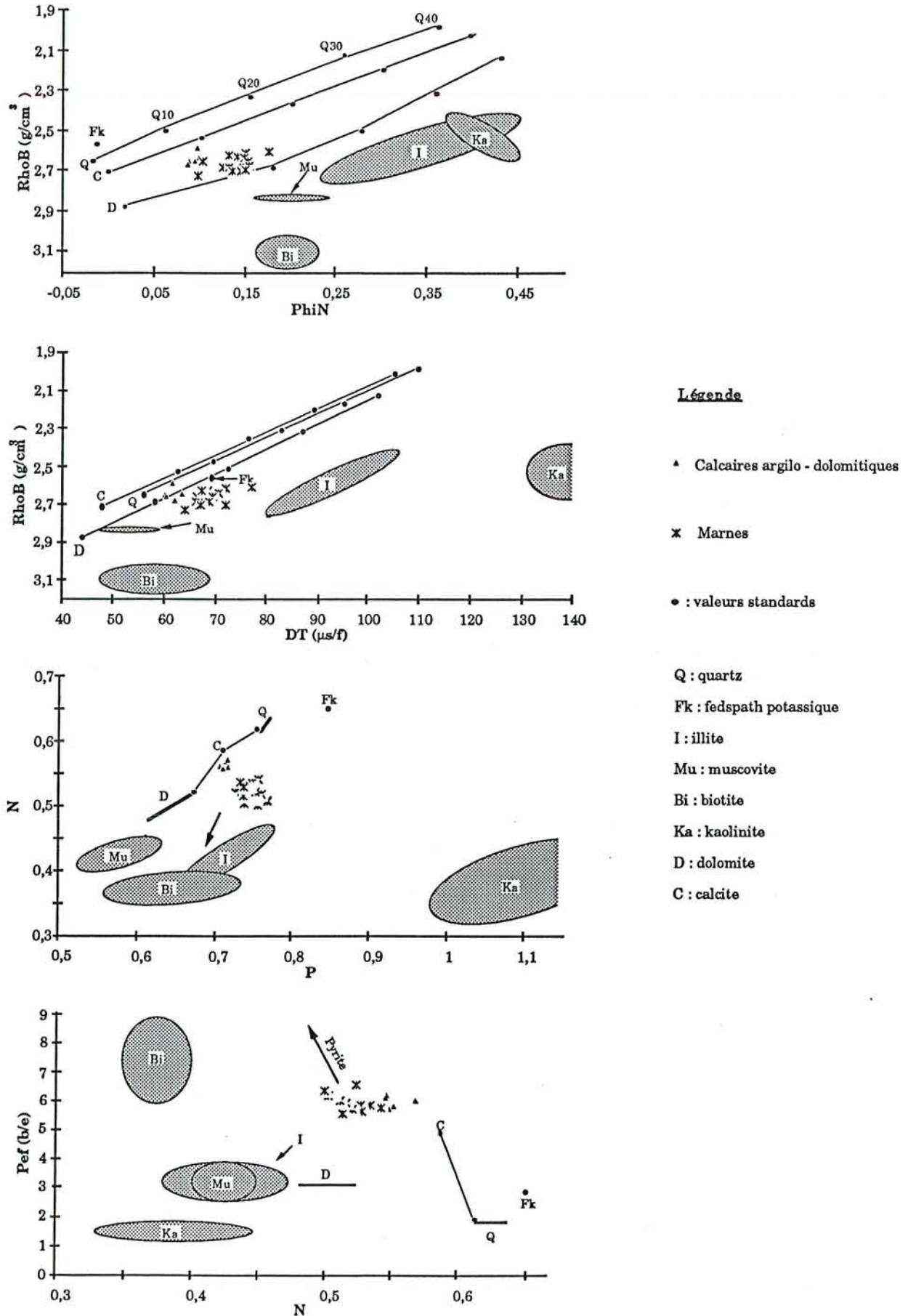


Figure IV.21 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 4.

Conclusion

L'analyse faciologique de l'ensemble des "*Formations intermédiaires*" a permis de restituer les colonnes faciologiques des sondages (fig.14, 19 et Annexe 1).

Les faciès rencontrés sont à peu près identiques à ceux des sondages du groupe A avec toutefois une abondance des calcaires compacts et la présence de niveaux de dolomies calcaires au sein de certains sondages (MRG 1, LFP 1, SMM1 et LXT 1).

Contrairement aux sondages du groupe A, les faciès à dominance calcaire s'étendent sur une épaisseur très importante tandis les argiles et marnes sont réduits à une faible épaisseur.

IV.2.4.3- Les "Argiles supérieures"

Elles sont très cavées et caractérisées par des électrofaciès à forte polarité positive (fig.IV.5, 13, 14 et 19 et Annexe 1). Les électrofaciès à polarité négative ou nulle observés dans les sondages SLZ 1 et VIN 1 sont dus aux irrégularités du trou de forage. Les faciès sont représentés par des marnes et des argiles calcaires à tendance silteuse.

Dans les sondages CAN 1, VLG 1 VLN 1d, BBL 1d, ETY 1d, CLV 1, VAX 101, LRM 1 et EGR 1d (sondages de l'Ouest de la zone d'étude), ces argiles sont divisées en deux sous-zones bien individualisées par leur degré d'argilosité.

- **La première sous-zone** est composée de marnes homogènes et massives et de calcaires très argileux hétérogènes et pyriteux. L'image obtenue à partir du FMS* (PL.VIII) montre des argiles et marnes très hétérogènes surmontées d'une succession de bancs épais de calcaires plus ou moins argileux assez massifs et de minces bancs d'argiles de 10 à 20 cm. Des cubes de pyrite sont également visibles.

Au sommet, l'image du FMS* (PL.IX) montre des éléments arrondis et très résistants au sein d'une matrice argileuse très faiblement résistante. Ces éléments subarrondis seraient des nodules carbonatés se matérialisant par des pics très résistants sur les courbes de microrésistivité.

- **La deuxième sous-zone** plus argileuse et constituée de marnes et d'argiles calcaires assez homogènes.

PLANCHE VIII ("Argiles supérieures")

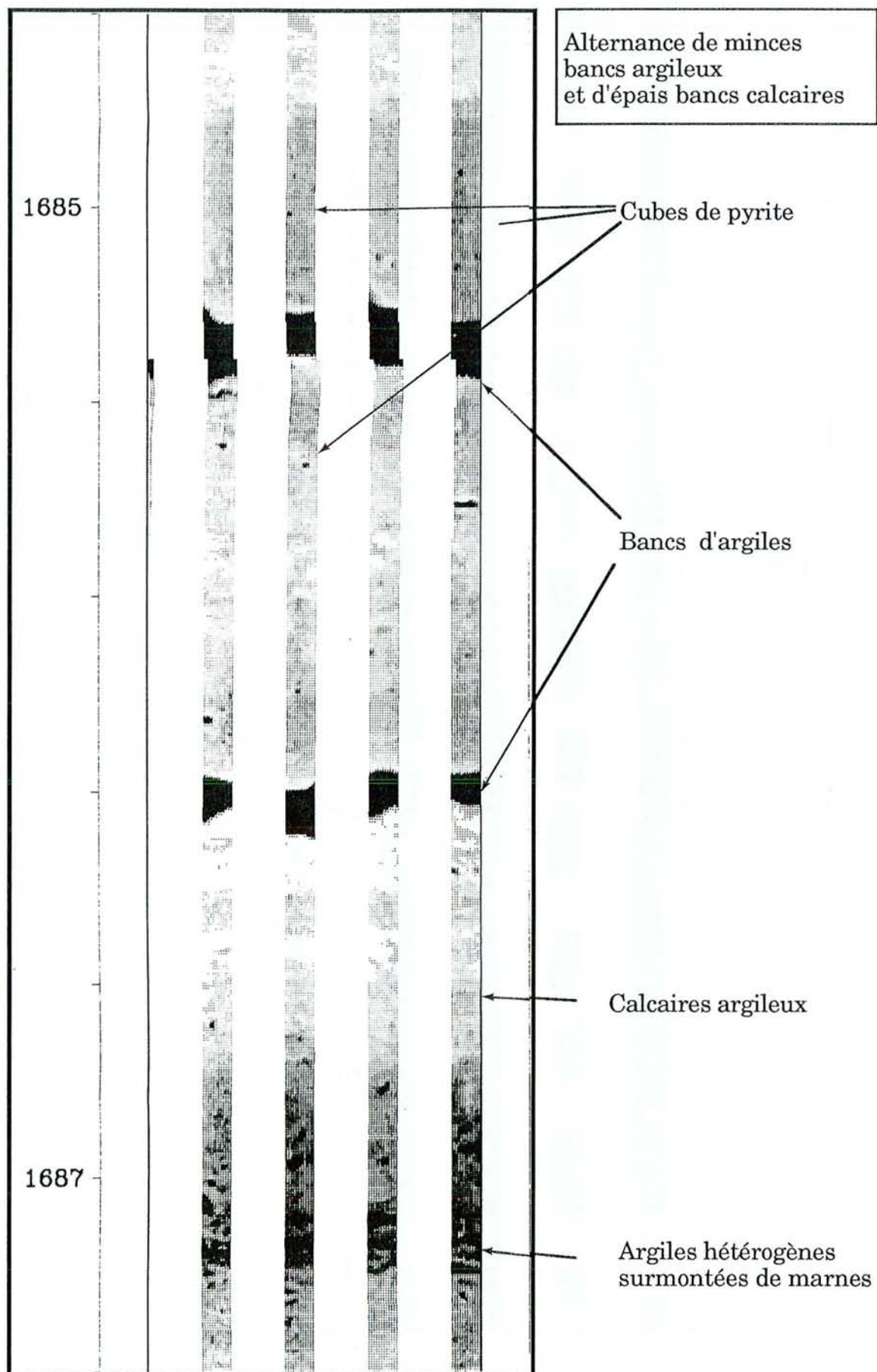
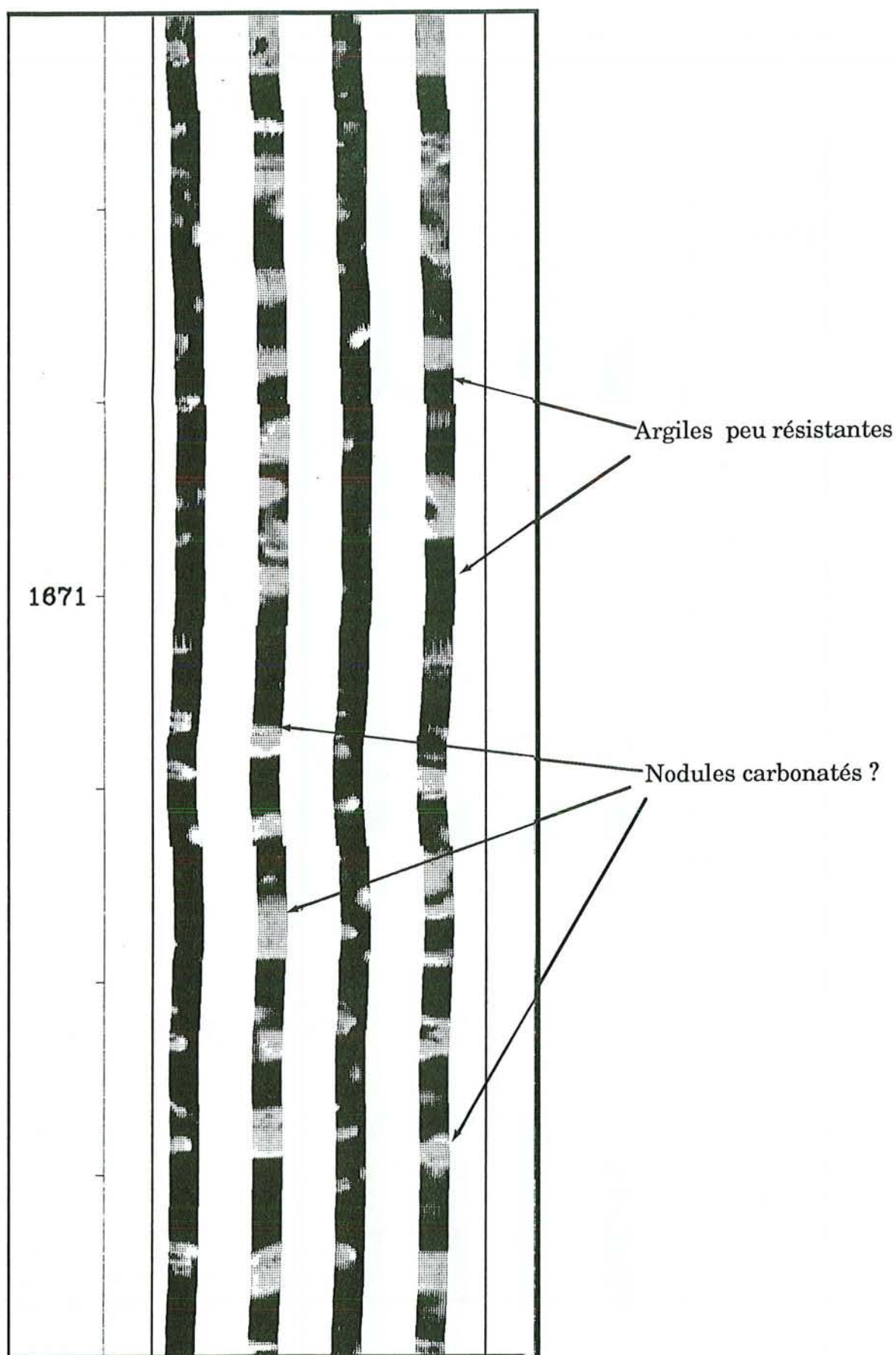


PLANCHE IX ("Argiles supérieures")



IV.2.5 - Conclusion

Le tableau IV 3 résume les différentes zones et les électrofaciès obtenus après l'analyse faciologique des 16 sondages étudiés.

- **Les "Argiles inférieures"** ont des caractéristiques faciologiques à peu près identiques dans les deux groupes de sondages. Cet ensemble n'a pas été étudié en raison de l'importance des caves. Ce sont néanmoins des argiles et des marnes témoignant d'un milieu profond.

- **La zone 1** très argileuse dans les sondages du groupe A, est constituée d'une succession de calcaires et d'argiles ou marnes.

- La base de la **sous-zone 1a** de certains sondages du groupe A se termine par un niveau condensé (fig.IV.5 et Annexe I) riche en uranium (NGS* et NGT*) et en minéraux lourds tels que la pyrite (Pef élevé).

- Les sondages du groupe A (fig.5, 13 et Annexe 1) ont tous la caractéristique de présenter en plus des "*Argiles inférieures*" et des "*Argiles supérieures*", deux formations argilo-calcaires ou marno-calcaires intermédiaires (zone d'électrofaciès 1 et zone d'électrofaciès 3) séparées de calcaires dolomitiques hétérogènes (zone d'électrofaciès 2). Dans le groupe B, il existe une seule formation argilo-marneuse (zone d'électrofaciès 2).

- L'épaisse formation calcaire souvent attribuée au Bathonien (Dubois et Yapaudjan, 1980b) (zone 5 pour le groupe A et zone 3 pour le groupe B) est très souvent siliceuse et/ou dolomitique, poreuse ou non et accompagnée de nombreux phénomènes d'IPS. Les faciès poreux ont une radioactivité très faible. D'après Serra (1973), les calcaires oolithiques se matérialisent par une radioactivité très faible du fait qu'ils résultent d'une précipitation chimique de la calcite autour d'un noyau, dans un milieu de haute énergie.

SONDAGES	GROUPE A								GROUPE B								SONDAGES
	ETY	VAX	VLG	VLN	LRM	BBL	EGR	CLV	CAN	LFP	SLZ	VIN	LMN	SMM	MGR	LXT	
	1d	101	1	1d	1	1d	1d	1	1	1	1	1	1d	1	1	1	
"Les Argiles Supérieures"	argiles + marnes cavées								Argiles et marnes								"Les Argiles Supérieures"
	marnes + calcaires argileux cavées								très cavées								
ZONE 5	Marnes + calc. arg. / calc. arg. dolom.	calcaires + calcaires dolomitiques						Cal. argilo-dolomitiques		Calcaires argileux et marnes parfois dolomitiques						ZONE 4	
		calcaires siliceux plus ou moins poreux à IPS								Calcaires + calcaires dolomitiques ou siliceux compacts ou peu poreux à IPS							
ZONE 4		Calcaires + calcaires siliceux ou gréseux plus ou moins argilo-silteux et compacts						Calcaires poreux et calcaires dolomitiques poreux à IPS et parfois dolomies calcaires						ZONE 3			
ZONE 3	Marnes massives silteuses						C. + C.S. , + C.D.	Calc . A-D	Calcaires + calcaires siliceux+ calcaires dolomitiques compacts + parfois dolomies calcaires à IPS								
ZONE 2	Calcaires + calcaires dolomitiques																
ZONE 1	Argiles + marnes + calcaires argileux plus ou moins silteux calcaires argileux								Argiles + marnes + calcaires argileux plus ou moins silteux								ZONE 2
	Calcaires + calcaires siliceux ou gréseux + calcaires peu argileux + grès ou chailles				calcaires + argiles et marnes plus ou moins silteuses				Calc. arg. + mar.	Calcaires calcaires siliceux, calcaires peu argileux grès ou chailles				Calcaires dolomitique intercalation de	Calc + C.S. + C.A	ZONE 1	
	Marnes + calcaires argileux									Calcaires argileux + marnes				Marnes + argiles			
	Calcaires + calcaires peu argileux compacts																
Les "Argiles inférieures"	Argiles et marnes très cavées																Les "Argiles inférieures"

Tableau IV.3 - Résumé des différents faciès obtenus par analyse faciologique des sondages.

- Dans les sondages du groupe A, les calcaires poreux prédominent et renferment des interbanks de calcaires compacts peu épais et radioactifs (hard-ground). Ce sont des calcaires caractéristiques des barres oo-bioclasiques.
- Dans les sondages du groupe B, le sommet (lagon) et la base (barres oobioclastiques) de cette zone d'électrofaciès très épaisse sont caractérisés par des calcaires légèrement radioactifs peu poreux et compacts. Au milieu, prennent place des calcaires poreux à très faible radioactivité (barres oolithiques). Cette épaisse formation calcaire est surmontée d'une zone marno - calcaires parfois dolomitisée (*Dalle nacrée*) pouvant passer latéralement à des calcaires compacts.
- **Les "Argiles supérieures"** se présentent soit sous forme de deux sous-zones : marno - calcaires puis argileuse (groupe A et CAN 1), soit sous la forme d'une seule formation argileuse (groupe B).

Grâce aux diagraphies "haute résolution", la structure interne des faciès a été reconnue. Tous les faciès sont soit homogènes et/ou massifs, soit hétérogènes. Les fractures, la pyrite, les stratifications et probablement les figures de diagenèse ont été observées à partir du FMS*.

Les faciès franchement dolomitiques sur 1 à 5 m ont été mis en évidence au Centre et à l'Est de la zone d'étude (LFP 1, SMM 1, LXT 1, MRG 1).

Les caves souvent présentes, empêchent de nombreuses analyses en faussant la réponse des outils. Plusieurs sondages présentent de ce fait des électrofaciès à polarité négative due à des effets d'irrégularité du trou de forage.

CHAPITRE V

**STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE :
HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE
PARIS**

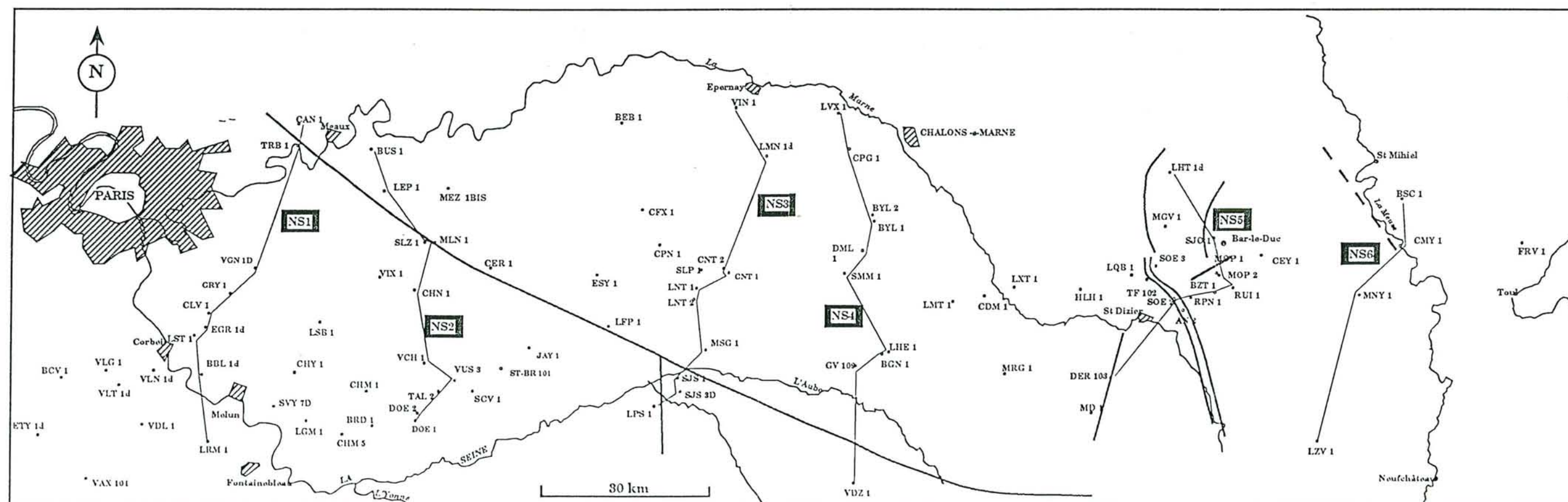
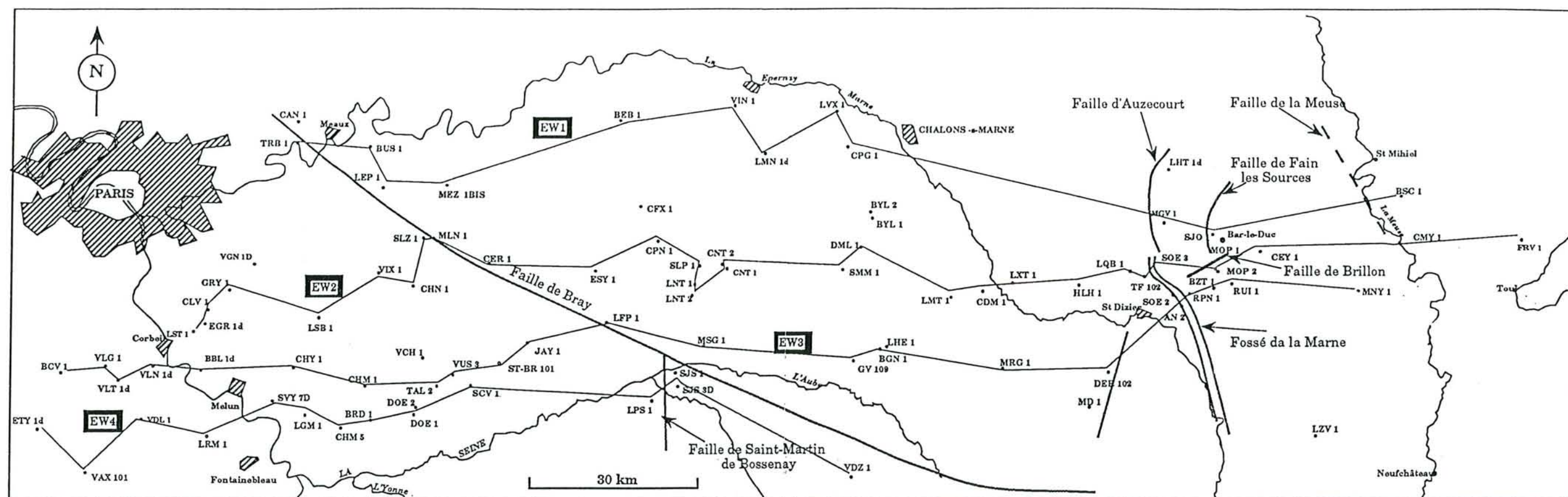


Figure V.1 - Localisation des sondages corrélés , tracés des différentes coupes et situation des failles.

V. 1 - Introduction

Dans le chapitre précédent, l'analyse faciologique en matrice complexe a permis de mettre en évidence des faciès appartenant à des environnements de dépôt variés. Cette analyse a contribué à effectuer la première étape de la stratigraphie séquentielle analytique.

Dans ce chapitre, la méthodologie d'analyse décrite (III.3) sera appliquée ici.

La délimitation des unités génétiques sur une coupe et leur mode d'empilement vertical va permettre d'identifier les différents ordres des séquences emboîtées ainsi que leur hiérarchisation.

91 sondages (fig.IV.1) ont été corrélés par l'intermédiaire de quatre coupes Ouest- Est et 6 coupes Nord- Sud, en considérant comme niveau repère sommital le niveau à oolithes ferrugineuses (**Ofe**) et comme niveau repère basal la surface de non-conformité **D1**. Un essai de corrélation avec les formations affleurantes sera effectué en tenant compte des calages biostratigraphiques.

Les corrélations effectuées dépendent du maillage entre les puits et des faciès traversés. Les surfaces majeures (fig.V.6, fig. V.10 et Annexe II) corrélées correspondent aux limites des grands ensembles lithologiques. Les enregistrements diagraphiques utilisés sont le GR, le DT et/ou la résistivité. Seuls les sondages ayant fait l'objet d'une analyse faciologique possèdent des enregistrements plus complets.

V.2 - L'emboîtement des séquences de dépôts du Dogger

V.2.1 - Les unités génétiques

Les unités génétiques sont les plus petites unités identifiables en diagraphies. Elles enregistrent les cycles de variation de milieu de sédimentation : c'est la base des corrélations coupe à coupe.

Deux types de signatures ont été identifiées :

- des signatures marines franches, mixtes et terrigènes carbonatées,
- des signatures de domaine marin interne (barres et marin restreint) essentiellement.

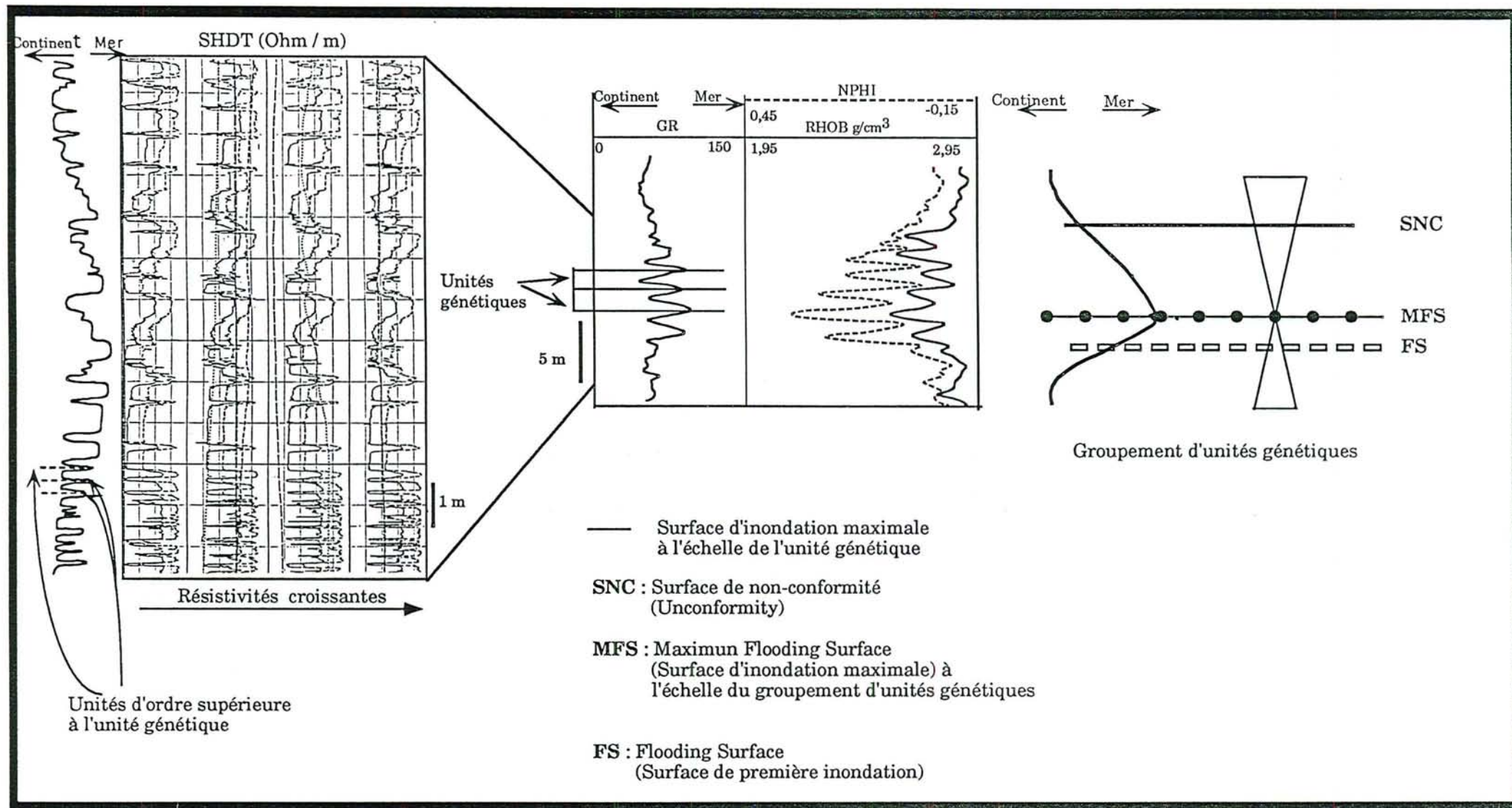


Figure V.2 - Signatures diagrammiques d'unités génétiques en domaine marin ouvert.

V.2.1.1 - Les signatures diagraphiques d'unités génétiques en domaine marin ouvert

L'expression des unités génétiques en domaine marin ouvert est bien connue dans la littérature (voir en particulier Homewood et *al.*, 1992) : ce sont des séquences progradantes ponctuées à leur sommet par un niveau condensé contemporain de la phase de rétrogradation. Ils correspondent aux PACS (Punctuated Agradational Cycles) de Goodwin et Anderson (1985).

En système mixte et terrigène carbonaté, la phase progradante se traduit par des alternances argiles-sables bioclastiques grano-croissantes et donc argilo-décroissantes (fig.V.2). La phase condensée de rétrogradation correspond soit à une surface durcie ou ferme, soit à des sables bioclastiques très fortement brassés et lithifiés.

La caractéristique des unités génétiques en domaine marin est leur dissymétrie : la phase de progradation, c'est-à-dire de diminution de profondeur (avec sablo- et/ou grano-croissance), est dominante.

Du point de vue diagraphique et en l'absence d'anomalie liée à l'uranium, les unités génétiques se traduisent par des tendances progressives de diminution de GR et de porosité-neutron suivie d'une brutale augmentation de ces paramètres (fig.V.2). Ceci correspond au fameux "pattern" en entonnoir (finnel-shape) bien connu des diagraphistes (Serra, 1985).

De telles unités sont communes dans les séries étudiées où leur épaisseur est de 0,5 à 5 m (fig. V.2 et V.4).

Ces unités pourront être utilisées comme des marqueurs bathymétriques, puisqu'il existe une relation univoque entre bathymétrie et argilosité : plus un milieu est profond, plus il est distal par rapport aux barres carbonatées, moins il est soumis aux apports par les tempêtes, plus il est argileux.

V.2.1.2 - Les signatures diagraphiques en domaine marin interne

Ce domaine recouvre des milieux de sédimentation variée (barres bioclastiques, oolithiques, domaine marin restreint (fig.V.3)). La seule particularité de ces derniers est d'être essentiellement constitués de carbonates.

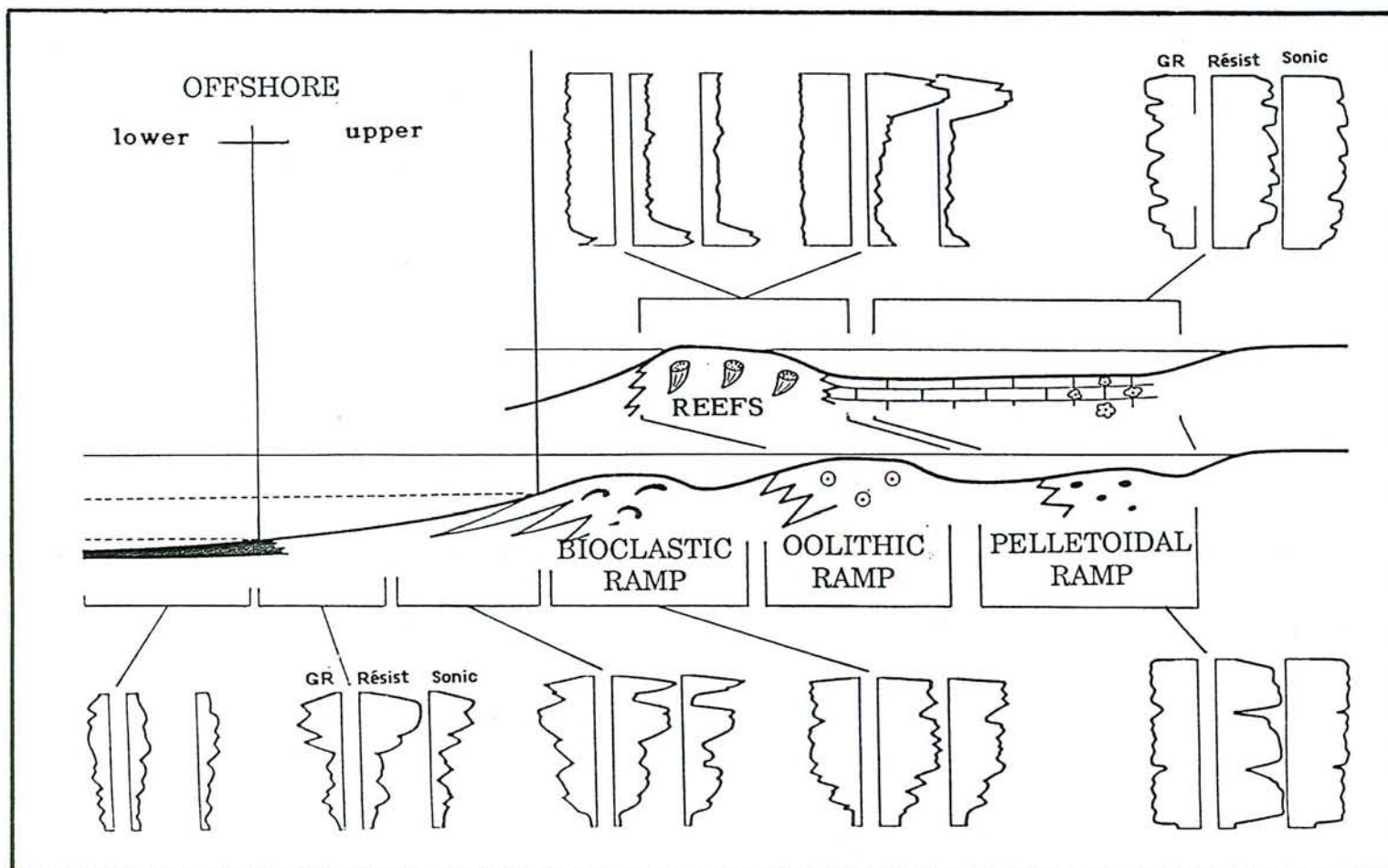


Figure V.3 - Signatures diagaphiques d'unités génétiques en milieu marin interne (Guillocheau, cours ENSPM, 1992).

Il est dès lors difficile de se fier à une information comme le GR qui réagira essentiellement à de l'uranium (niveau condensé) et non à de l'argile. Ces niveaux condensés pourraient être également liés à des phénomènes d'oxydo-réduction. Il sera donc plus difficile d'identifier les unités génétiques dans de tels milieux.

Cependant, les barres oolithiques sont caractérisées par des GR très plats et faibles avec parfois des anomalies matérialisées par des GR élevés et une cimentation forte (hard-ground).

Dans les barres oo-bioclásticas l'identification des unités génétiques devient beaucoup plus complexe car il est difficile de faire la différence entre les niveaux oolithiques et bioclásticas.

Les milieux restreints sont caractérisés par des cylindres emboîtés composés d'une succession entre les niveaux plus poreux à radioactivité élevée et des niveaux moins poreux à radioactivité faible.

Conclusion

L'empilement des unités génétiques permettra de définir à des échelles supérieures des tendances progradantes et rétrogradantes, selon leur signature diagrapique.

Cette démarche sera aisée en domaine marin ouvert et malheureusement beaucoup plus difficile en domaine marin interne. La validité des corrélations sera donc plus fiable dans ce premier cas.

Les unités génétiques identifiées (fig.V.4) sur une coupe verticale n'ont pas nécessairement la même durée, puisque le critère choisi est le pouvoir de résolution des diagrapies de base (30 à 50 cm). Selon la nature d'accumulation de sédiments, une unité génétique peut latéralement devenir un groupement d'unités génétiques et inversement (fig.V.6 de GRY1 à LSB1).

Il convient de se méfier des puits déviés pouvant être à l'origine de fausses séquences.

V.2.2- L'empilement d'unités génétiques sur une coupe verticale

La délimitation des unités génétiques sur une coupe (fig.V.4) et leur empilement vertical permet, par lissage successifs, d'identifier les différents ordres de séquences emboîtées. Il est possible de procéder à une première

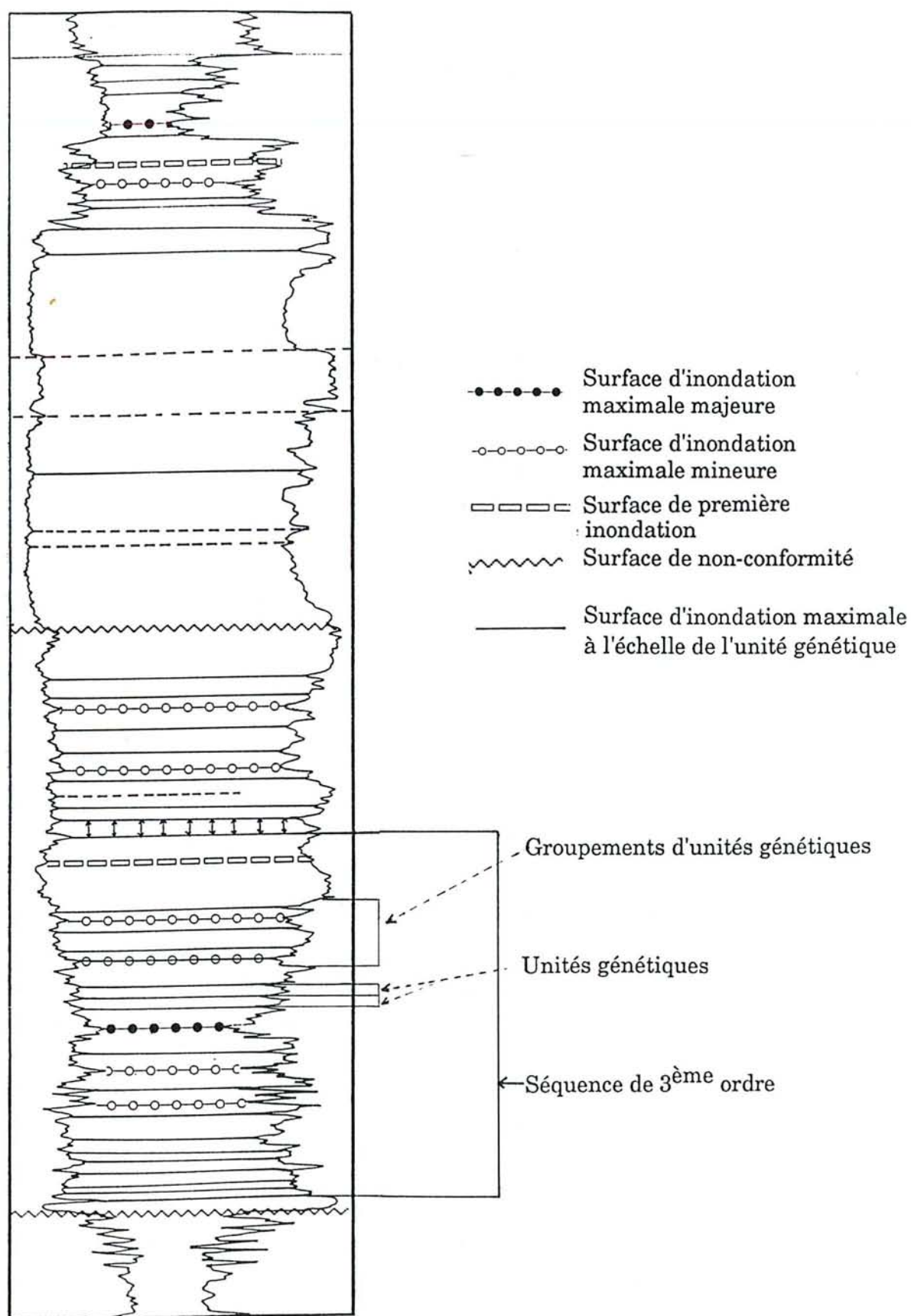


Figure V.4 - Hiérarchisation d'unités génétiques sur une coupe verticale (exemple du sondage LSB 1).

hiérarchisation des séquences, qui doit impérativement être validée par corrélations : ce n'est qu'une proposition de découpage.

V.2.2.1- Les groupements d'unités génétiques

Ils résultent de l'empilement de 2 à 5 unités génétiques. Leur épaisseur varie de quelques mètres à une dizaine voire une vingtaine de mètres.

V.2.2.2- Les séquences de "troisième ordre"

Les groupements d'unités génétiques s'empilent à leur tour en séquence d'ordre inférieur, pouvant être équivalentes en première approximation à une séquence de "3ème ordre".

C'est à l'échelle des séquences de "3ème ordre" et dans une moindre mesure des groupements d'unités génétiques que l'on peut définir des séquences remarquables significatives de processus à l'échelle du bassin.

La surfaces d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface (MFS)⁷)

La **MFS** marque un maximum de profondeur caractérisant une inversion de tendance entre la rétrogradation et la progradation ; elle représente l'élément de corrélation le plus fiable car elle est isochrone.

En domaine marin ouvert, elle correspond à un maximum d'argilosité. A partir des diagraphies, elle se matérialise par un écartement maximal entre les courbes RhoB et NPhi, des valeurs maximales de GR et DT et minimales de résistivité.

En domaine marin restreint, elle est plus difficile à identifier ; c'est souvent par corrélations entre domaine marin ouvert et domaine marin restreint qu'il est possible de les localiser.

La surface de première inondation (Flooding Surface (FS))

Symétrique de la **MFS** et isochrone, la **FS** marque un minimum de profondeur caractérisant le point d'inversion entre une tendance à la progradation et une tendance à la rétrogradation.

⁷ - Les surfaces remarquables seront citées ultérieurement dans le texte par leur sigle.

En domaine marin ouvert, elle se matérialise par un minimum d'argilosité. A partir des diagraphies et en l'absence d'uranium, elle se matérialise par un minimum de GR, du DT, de l'écartement entre les courbes RhoB et NPhi et un maximum de résistivité.

En domaine marin restreint, elle est difficile à identifier.

La Surface de non-conformité (SNC) (Unconformity)

La Surface de non-conformité (SNC) est une surface qui enregistre l'accélération de la chute du niveau marin relatif : c'est-à-dire une brutale diminution de profondeur.

En domaine marin ouvert, elle constitue le passage entre les faciès argileux et les faciès calcaires.

Sur les courbes diagraphiques, elle présente les mêmes caractéristiques que la FS.

Cette surface n'existe pas systématiquement : elle n'existe que lorsque la chute du niveau marin est supérieure à la vitesse de la subsidence, c'est-à-dire lorsque l'on supprime de l'espace disponible (Posamentier et *al.*, 1988). Elle représente également le passage entre calcaires de plate-forme externe et calcaires du domaine interne.

V.2.3 - Les corrélations : reconstitution des géométries de séquences de dépôts

Les corrélations ont été effectuées à partir de deux niveaux repères diachrones (la **SNC D1** à la base et le niveau à oolithe ferrugineuse, au sommet), en comparant les empilements des différents ordres de séquences et plus particulièrement les groupements d'unités génétiques. La surface D1 ressort bien sur les forages, tandis que le niveau à oolithe ferrugineuse (OFe) a le mérite de montrer que les lignes temps en dessous sont difficiles à tracer. Cela conduit à confirmer la validité du choix des niveaux repères.

La validité de ces corrélations dépend :

a - du maillage entre puits (plus la distance est faible, meilleure est la validité).

b - du milieu de sédimentation (grande fiabilité en domaine marin ouvert).

Ces corrélations à l'échelle des groupements des unités génétiques sont ensuite validées par les corrélations des unités génétiques elles-mêmes, ce qui permet de mettre en évidence de possibles troncatures par onlap, downlap ou toplap (fig.V.6 de CNT2 à LXT1 (D2 - T3), fig.V.9a et V.10 de MSG1 à RPN1 (D2 - T3)).

Le résultat majeur de ces corrélations est de mettre en évidence des sauts latéraux de surface à l'échelle de séquences de "3ème ordre" d'un groupement d'unités génétiques à un autre.

En d'autres termes, une surface d'inondation maximale de "3ème ordre" peut sauter d'une coupe verticale à l'autre d'un groupement d'unité génétique (fig.V.5, fig.V.6. (de CEY1 à CMY1), fig.V.7, fig.V.9a et V.10 (de BZT1 à MNY1)).

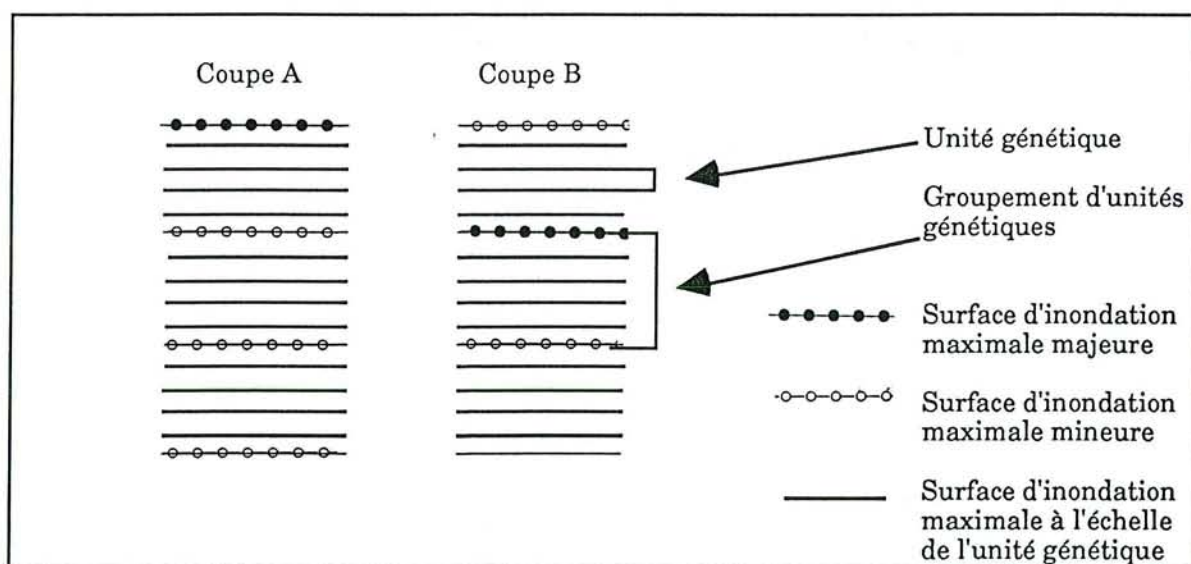


Figure V.5 - Exemple schématique du saut de surface d'inondation maximale.

Ceci a d'importantes implications dans le tracé des cartes isopaques, puisque ce n'est pas seulement une surface de même nature qu'il convient de cartographier, mais une surface isochrone qui est de même nature sur la plus grande superficie possible.

En conséquence, la hiérarchisation et le découpage en séquences de dépôts n'ont été établis qu'à partir d'une information bi-dimensionnelle de façon à tenir compte des passages latéraux et du saut des surfaces.

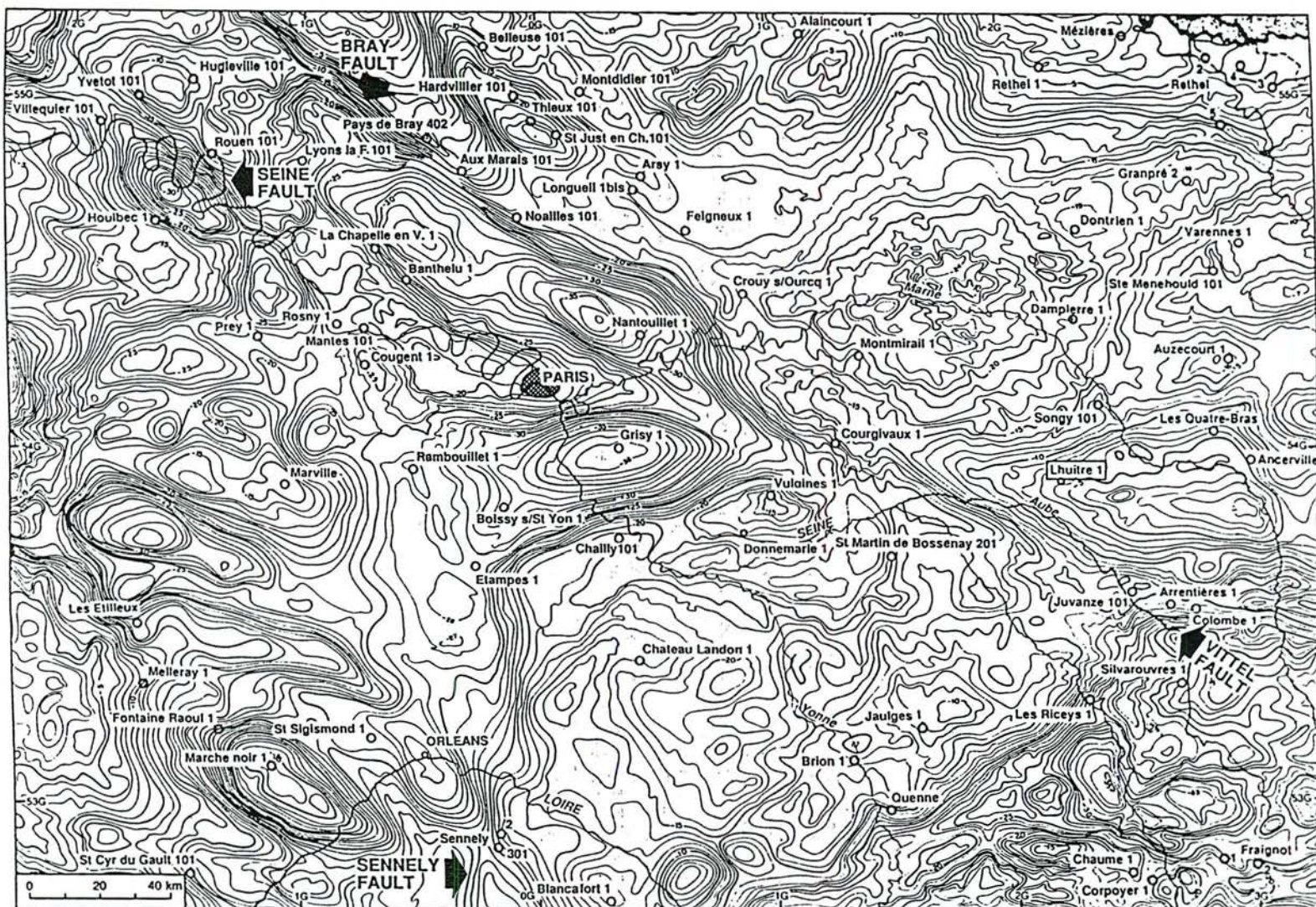


Figure V.5a - Carte gravimétrique mettant en évidence le "môle" de Grisy
(BRGM, in Perrodon et Zabek, 1991).

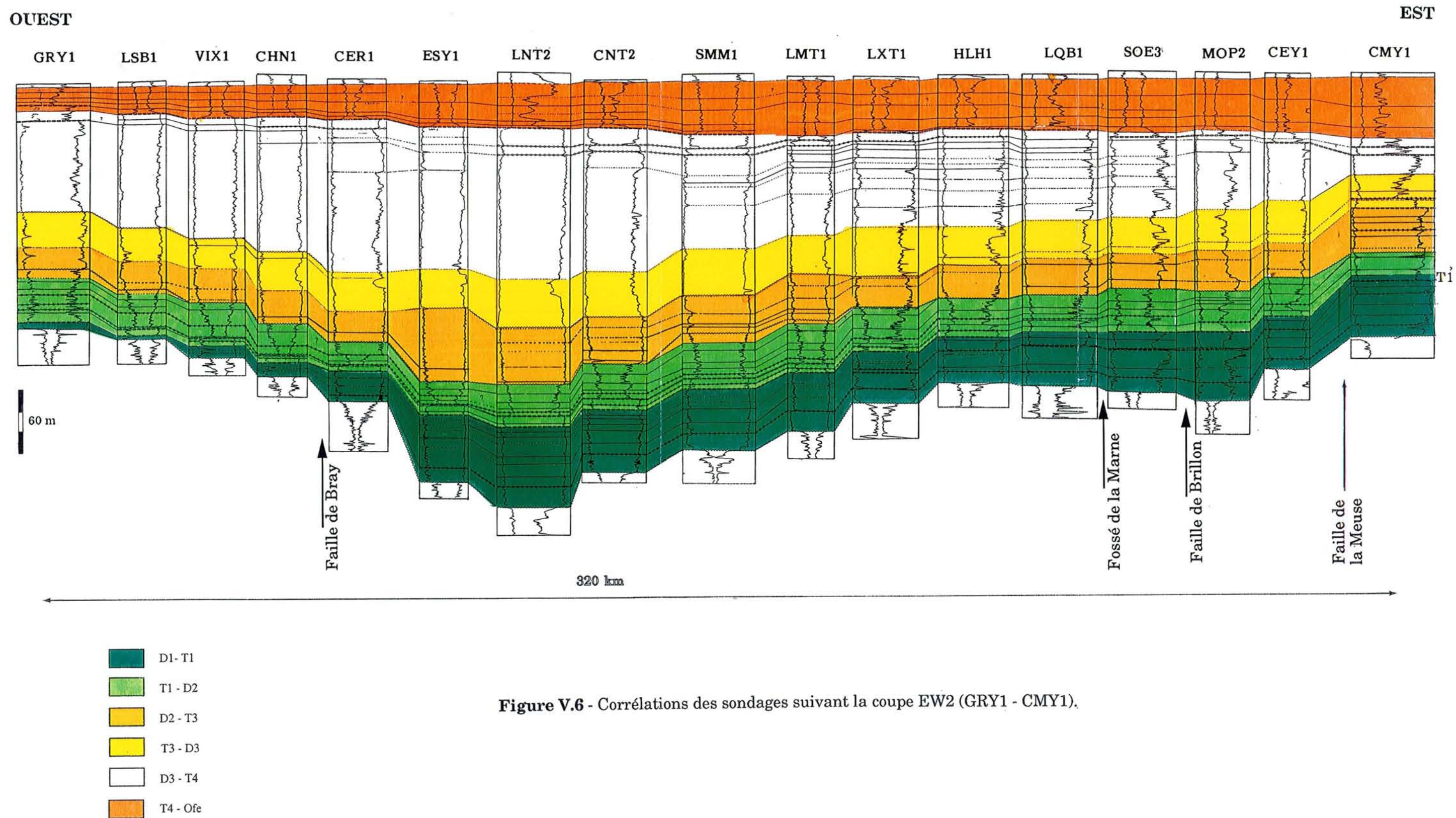


Figure V.6 - Corrélations des sondages suivant la coupe EW2 (GRY1 - CMY1).

V.3- L'histoire géologique du Bassin de Paris

V.3.1 - Les différents ordres de séquences de dépôts

Quatre ordres de séquences de dépôts ont été identifiés :

les unités et les groupements d'unités génétiques déjà décrits précédemment et sur lesquels nous ne reviendrons pas et deux ordres de cycle transgression/régression (fig.V.6a et V.7) dont un correspondant aux séquences de "3^{ème} ordre" également discuté précédemment. Le découpage en ligne temps effectué correspond aux grands ensembles lithologiques.

Les dépôts étudiés s'intègrent dans un vaste cycle transgression/régression majeur correspondant à l'ensemble Bajocien-Bathonien (Guillocheau, 1991a). Ce cycle se subdivise en quatre cycles transgressifs/régressifs mineurs (fig.V.6a et V.7) bien matérialisés en Lorraine.

Le résultat majeur de ce travail est de montrer que les limites ou les maxima de transgression de ces cycles sont diachrones.

Cela signifie donc déjà que la cause de ces cycles ne peut être eustatique puisque, par définition, une variation du niveau de la mer aurait la même fréquence et la même amplitude sur l'ensemble du bassin.

Ils résultent donc de la conjonction d'une variation tectonique de l'espace disponible et du remplissage sédimentaire de celui-ci, par production des carbonates ou apports détritiques terrigènes.

V.3.1.1 - Le cycle transgressif / régressif majeur

Les limites de ce cycle sont à peu près synchrones. Les sédiments de la phase transgressive sont discordants sur les sédiments sous-jacents d'âge Toarcien/Aalénien à l'Est et à l'Ouest du bassin (Guillocheau, comm. pers.). Les surfaces d'inondation maximale ne sont pas synchrones de part et d'autres de la coupe NS6 (de MNY à BSC1 (Annexe II)). Cette limite pourrait correspondre à la faille NNW-SSE de la Meuse (Bourquin et Guillocheau, 1993).

L'inondation maximale s'installe plus tôt à l'Ouest (Bajocien supérieur) et plus tard à l'Est (limite Bajocien/Bathonien).

Ceci signifie que la subsidence était plus importante à l'Est, car créant l'espace disponible induisant une tendance transgressive et/ou que la

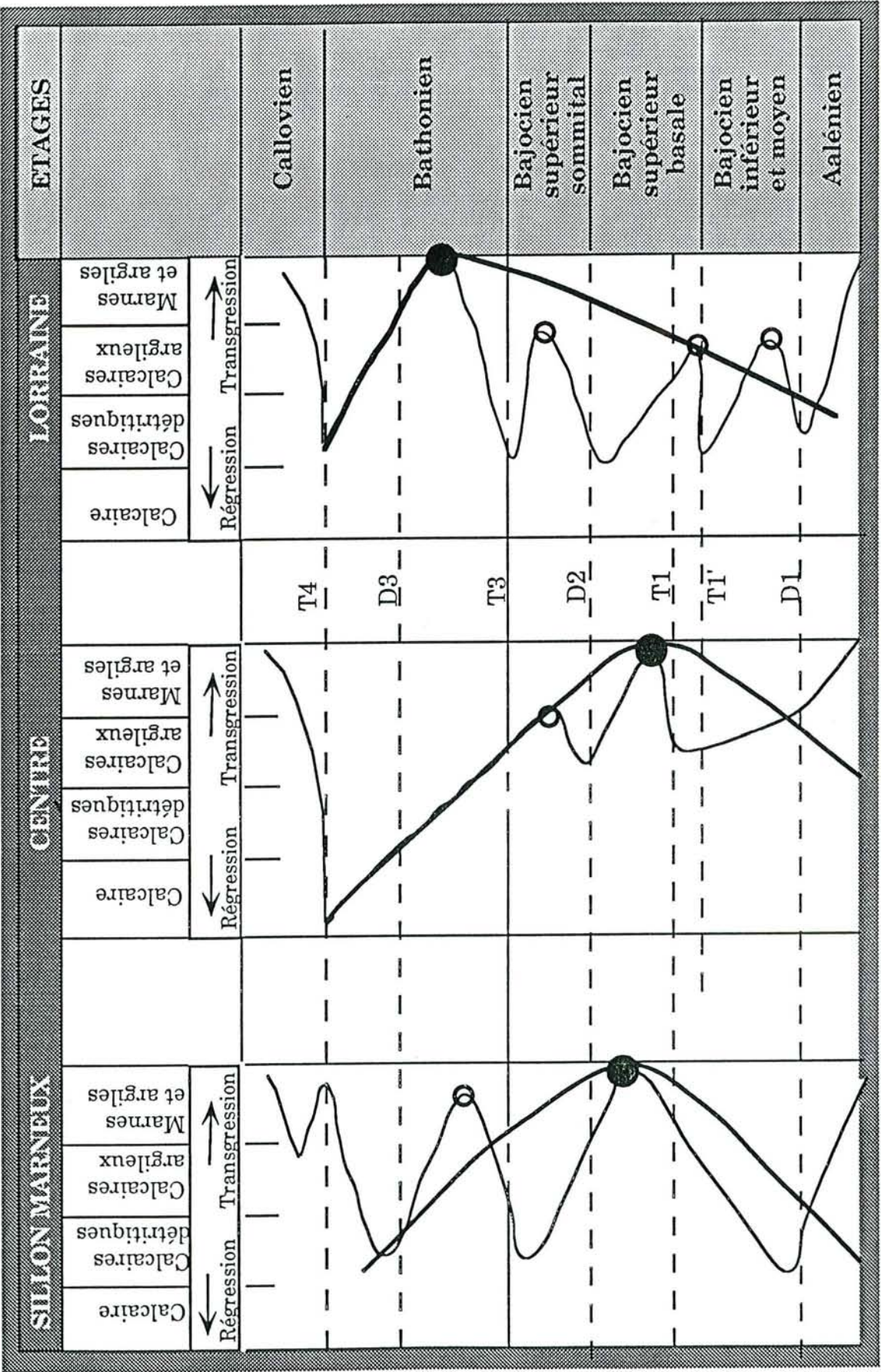
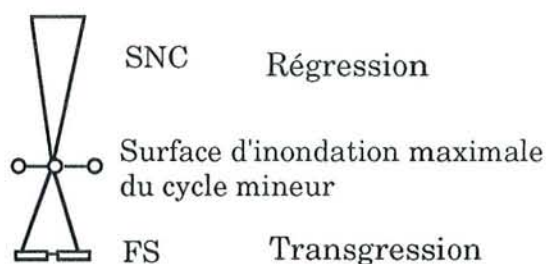
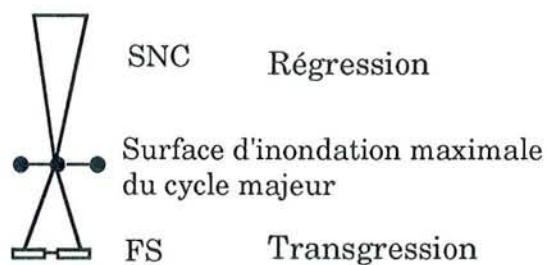


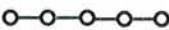
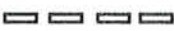
Figure V.6a - Représentation schématique des différents cycles transgressions/régressions.

Légende de la figure V.7

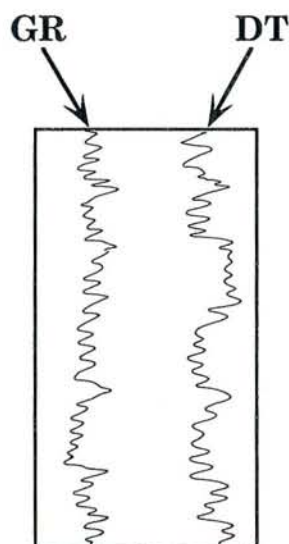
-  Cycle Bajocien inférieur et moyen
-  Cycle Bajocien supérieur basal
-  Cycle Bajocien supérieur sommital
-  Cycle Bathonien



Légende des coupes corrélées (couleur ou noir/blanc).

-  Surface d'inondation maximale majeure
-  Surface d'inondation maximale mineure
-  Surface de première inondation ou d'inondation (FS)
-  Surface de non-conformité (SNC)

N.B - Les sondages ayant servi pour effectuer les corrélations sont représentés ici par les courbes de GR (gauche) et de sonic : DT (droite).



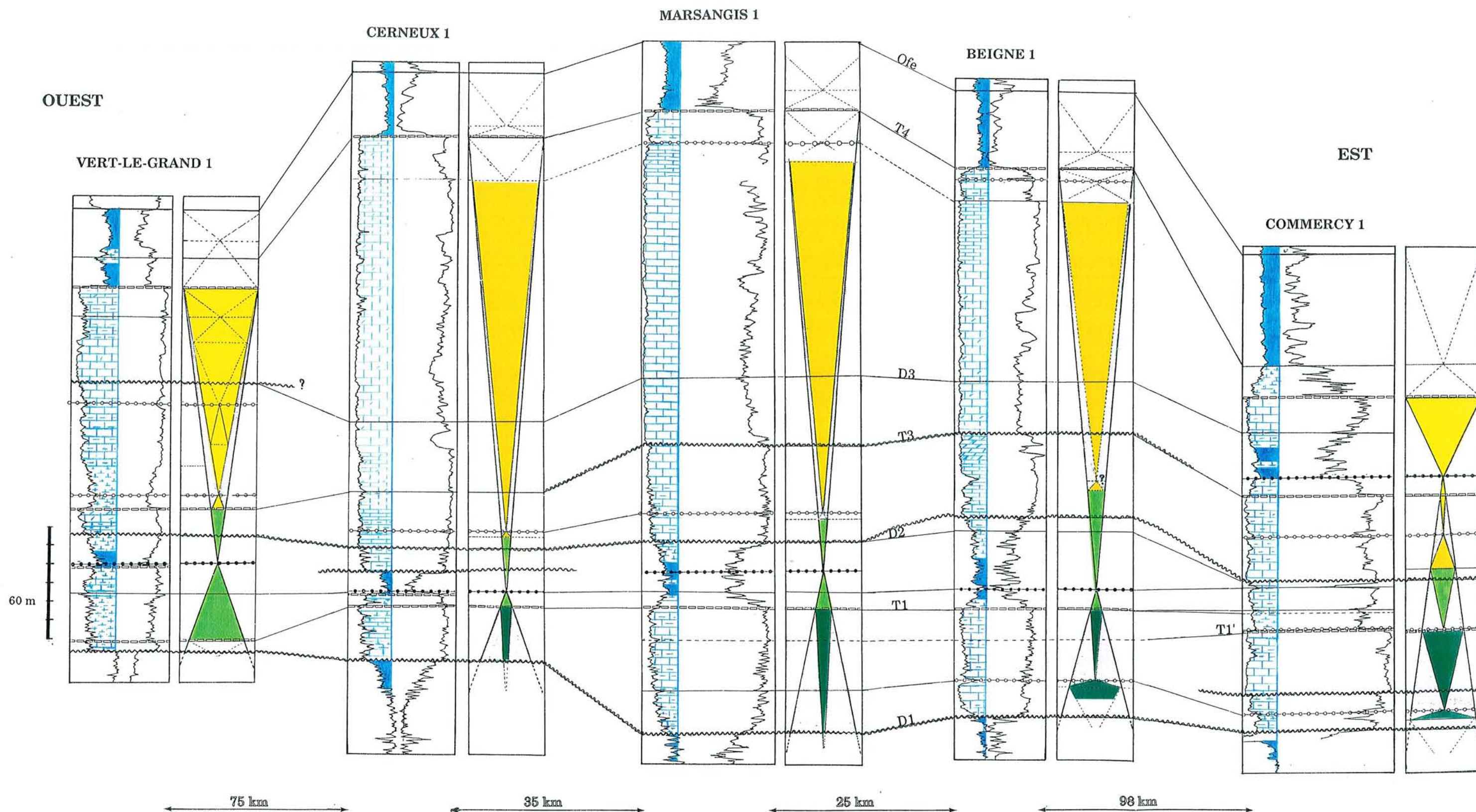


Figure V.7 - Différents cycles transgressifs/régressifs majeur et mineurs
(Légende des colonnes faciologiques : voir Annexe I).

production de carbonates était plus faible ou plus diluée par du matériel terrigène probablement d'origine ardennaise.

V.3.1.2 - Les cycles transgressifs/régressifs mineurs

Ces cycles ne sont ni synchrones, ni d'expression identique sur l'ensemble du bassin. Cela signifie d'une part que ces cycles seront encadrés par des **FS** diachrones et que les **MFS** sauteront d'un groupement d'unités génétiques à l'autre, latéralement, d'autre part que ces cycles bien marqués dans un secteur du bassin peuvent s'estomper sur le reste du bassin.

Ceci a rendu difficile l'établissement de cartes, puisque la **MFS** n'est pas synchrone. Les marqueurs utilisés (T1, D2, T3, D3, T4) sont des surfaces isochrones qui gardent leurs caractéristiques sur la plus grande superficie du bassin, permettant ainsi de réaliser ainsi des cartes d'épaisseur de séquences de dépôts (Annexe II).

Ces cartes, non corrigées de la paléoprofondeur et ne tenant pas compte de la compaction des dépôts ont pour propos de procéder à une première évaluation du contrôle structural.

V.3.1.2.1 - Le cycle mineur Bajocien inférieur à Moyen.

Ce cycle appartient au domaine de sédimentation **D1-T1** (fig.V. 6, 7, 9, 10 et Annexe II) du Centre-Est à l'Ouest tandis qu'à l'Est, il correspond au domaine **D1 - T1'**.

Au niveau de la Lorraine, ce cycle correspond pour sa phase transgressive au sommet des "*Calcaires gréseux*" et pour sa phase régressive à l'ensemble "*Calcaires gréseux*" et "*Calcaires à polypiers*" (fig.V.8).

La surface basale **D1** est une surface de non-conformité diachrone bien exprimée dans la majorité des sondages. Elle est majeure dans les zones de suppression de l'espace disponible et mineure dans les domaines où se crée de l'espace disponible.

La surface sommitale **T1** est une surface de première inondation isochrone matérialisée par un fort Pef et une radioactivité très élevée (due à l'uranium) et diminuant latéralement vers l'Est. Il s'agit d'un niveau condensé (hard-ground (Purser, 1969 et 1990 ; Cussey et *al.*, 1977)) marquant le début d'un approfondissement.

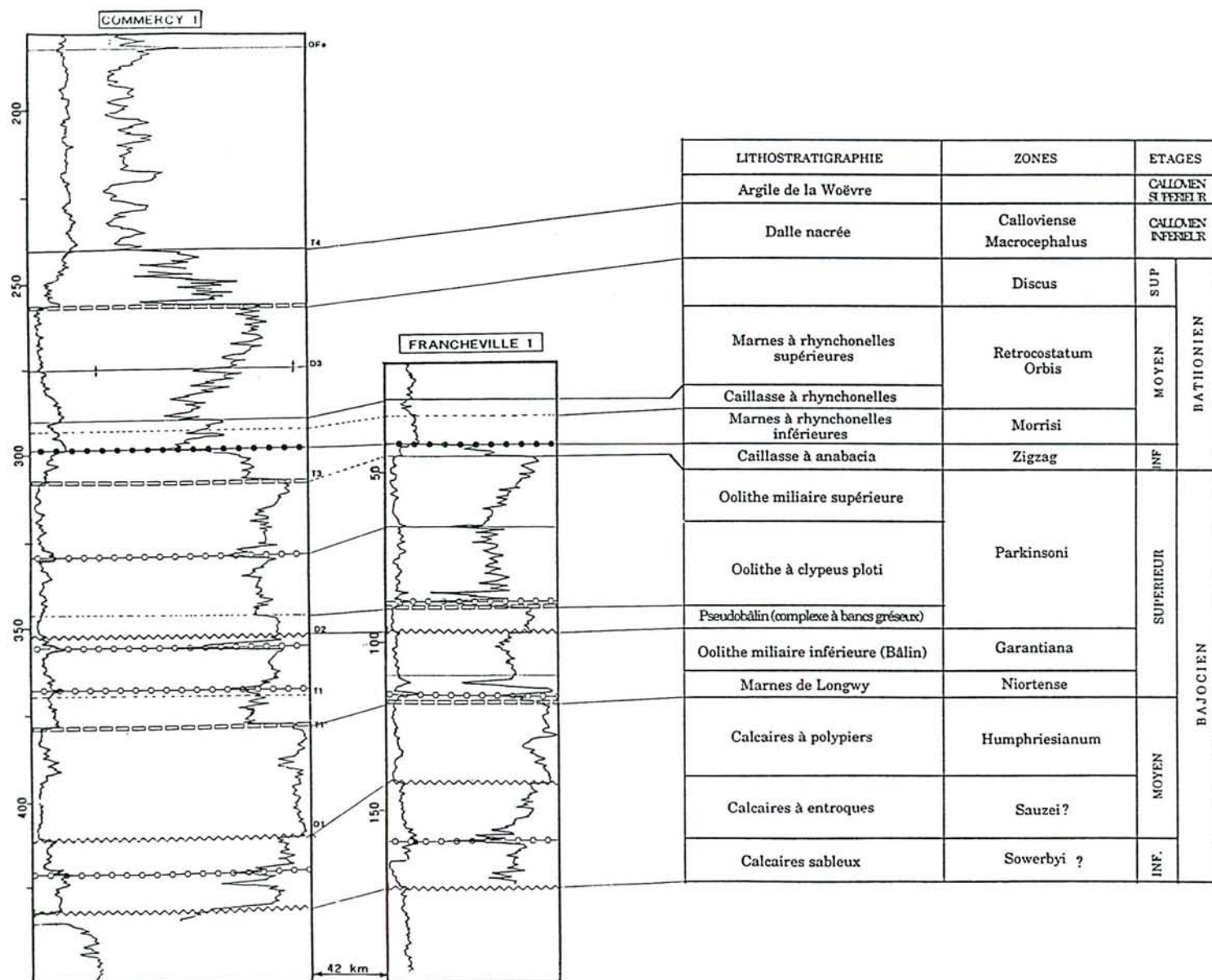


Figure V.8 - Essai de corrélation avec les formations affleurantes (données biostratigraphiques d'après Contini, 1968 et Poirot, 1992).

Trois domaines de sédimentation séparés respectivement par les accidents Meuse (fig.V.1, V.6 et Annexes II) et de Saint-Martin de Bossenay/Bray) ont été mis en évidence.

a - Le domaine oriental : la surface d'inondation se produit plus tôt dans ce domaine. Le cycle transgression/régression y est bien marqué (fig.V.6a, V.7). L'épaisseur des dépôts dans ce cycle varie de 40 à 60 m. Des subsidences locales peuvent être observées entre les failles de la Meuse, de Brillon et le fossé de Marne (exp : fig.V.6 (de SOE3 à MOP2)). Le milieu de dépôt correspond à des barres oo-bioclastiques

b - Le domaine médian : la surface d'inondation correspond à T1, elle arrive plus tard que dans le domaine oriental. C'est un niveau condensé bien marqué. Le cycle Transgression/Régression est parfois très mal exprimé, il est souvent transformé en une vaste régression (progradation). L'épaisseur maximale des sédiments atteint 75 m. Les dépôts sont composés de calcaires argileux et de marnes détritiques caractéristiques d'un milieu peu profond.

c - Le domaine occidental : la surface d'inondation est de même âge que dans le domaine médian mais elle est très peu marquée et ne peut être assimilée à un niveau durci. C'est l'ensemble de la série qui se condense puisque l'épaisseur des sédiments varie de 1 à 18 m. Les dépôts sont composés de calcaires compacts radioactifs à fort Pef avec parfois des interbanes argileux : ils témoignent d'un milieu peu profond.

V.3.1.2.2 - Le cycle transgression/régression de la base du Bajocien supérieur

En Lorraine, ce cycle comprend une phase transgressive réduite à un niveau durci (sommet des "*Calcaires à polypiers*") et une phase régressive englobant "*Marnes de Longwy*" et "*Oolithe miliaire inférieure*" (Bâlin) (fig.V.7 et V.8 et Annexe II).

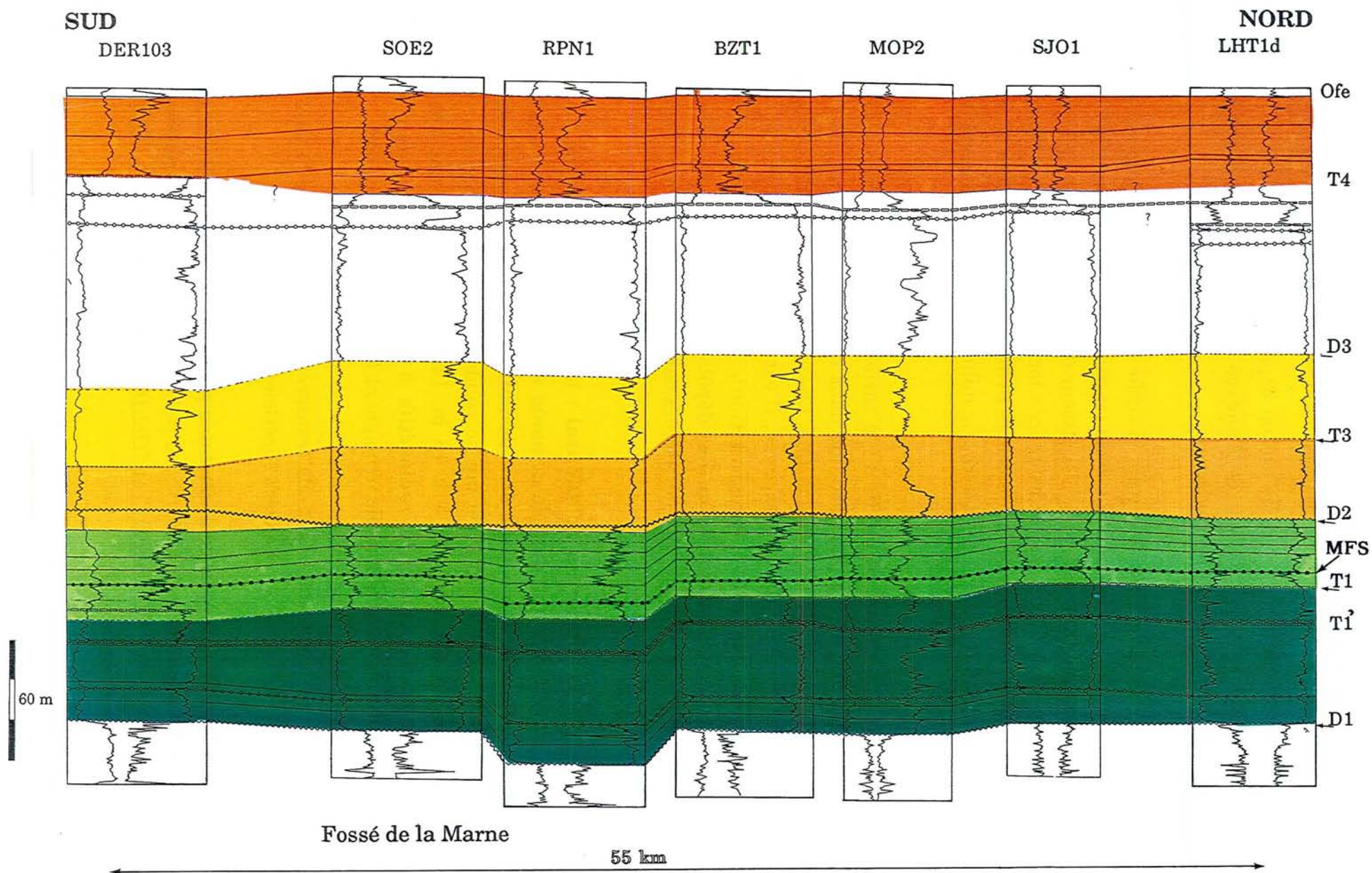


Figure V.9 - Corrélations des sondages suivants la coupe SN5 (DER103- LHT 1d)

La surface basale sauf à l'Est (**T1'**) correspond à la surface **T1**. La surface sommitale n'a pu être tracée avec certitude sur tous les sondages, c'est la raison pour laquelle la surface repère cartographiée est la **SNC D2**.

Dans la majorité des sondages, la surface **D2** est une surface de non-conformité. Lorsqu'elle est bien exprimée, elle marque la fin d'une sédimentation marneuse ou argileuse et le début d'une sédimentation à dominance calcaire.

Trois domaines de sédimentation ont été identifiés.

a - Le domaine oriental. Il est délimité à l'Ouest par la faille de la Meuse (fig.V.1 et V.6). Ce cycle est complètement décalé dans le temps par rapport aux autres domaines du Bassin de Paris puisque ici la fin de la phase de régression correspond à la phase transgressive dans le reste du bassin (fig.V.6a et V.7). Les dépôts ont une épaisseur moyenne de 15 à 20 m. La Lorraine s'individualise par des phénomènes liés soit à une subsidence moindre, soit à un manque d'apports détritiques, soit à l'apparition des carbonates (présence de calcaires oolithiques)

b - Le domaine médian. Sa délimitation à l'Est ne correspond pas à l'accident de Saint-Martin de Bossenay, mais à la bordure Sud-Est du "môle" de Grisy (fig.V.5a).

Le cycle transgression/régression est très bien marqué. La **MFS** appartient aux *Marnes à ostrea acuminata* ; c'est également la **MFS** du cycle majeur Bajocien-Bathonien. Dans ce domaine, la **MFS** passe latéralement d'un groupement d'unités génétiques à un autre à proximité d'accidents tels que la faille de Bray (fig.V.6 de CHN1 à CERN1) et le fossé de la Marne (fig.V.6 de HLH1 à LQB1). Les sédiments ont des épaisseurs minimales (15 à 20 m) entre les failles de Bray et de Saint-Martin de Bossenay.

c - Le domaine occidental: il correspond au "môle de" Grisy (fig.V.5a, fig.V.9a et V.10 (BCV1 - CHY1)). l'épaisseur des dépôts atteint 60 m.

Le cycle basal Bajocien supérieur est caractérisé par un développement de la phase transgressive qui peut localement être confondue avec la fin de la phase régressive du cycle précédent.

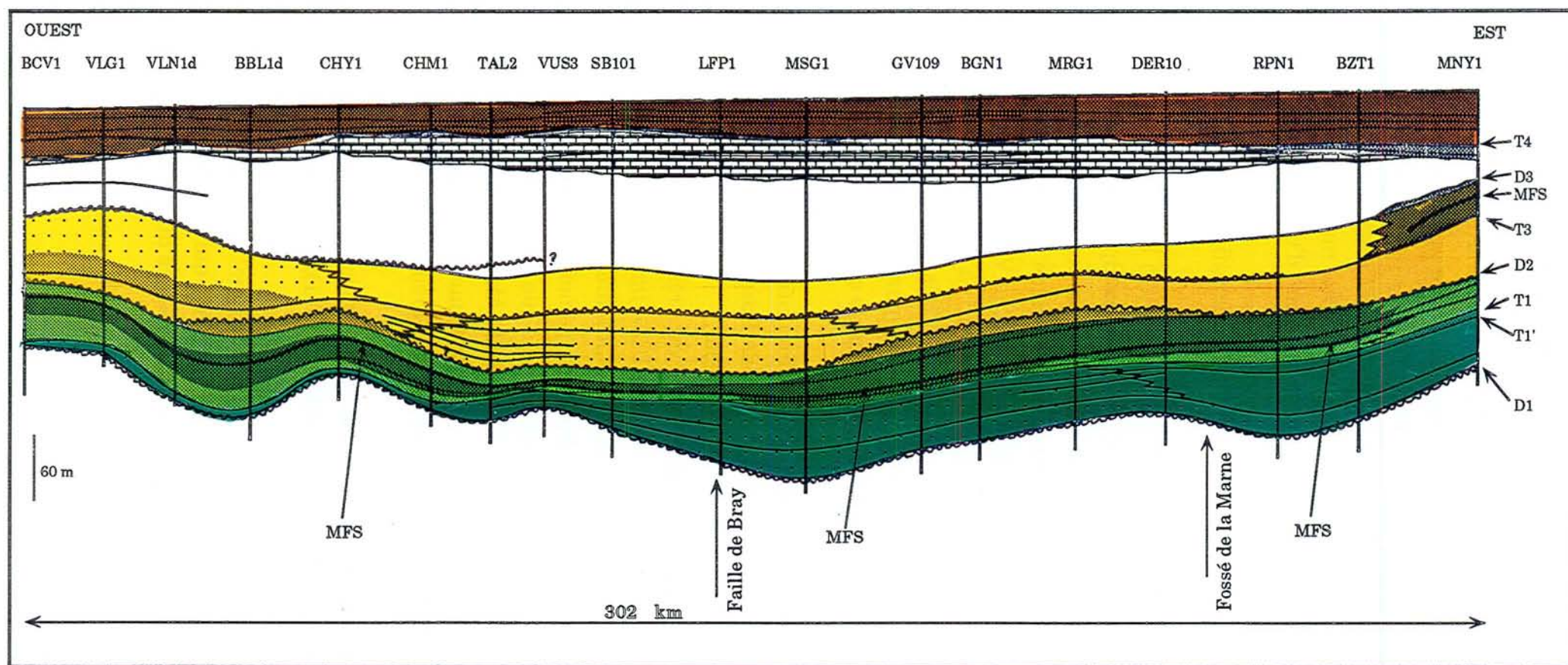


Figure V. 9a - Evolution des différentes surfaces corrélées à travers la coupe lithologique EW3 (BCV1 - MNY1).

Alternances argiles calcaires
et marnes

Alternances marnes
et calcaires argileux

Alternances calcaires argileux
et calcaires

Calcaires compacts

Calcaires poreux

Surface de non-conformité

MFS : Maximum Flooding Surface
(Surface d'inondation maximale)

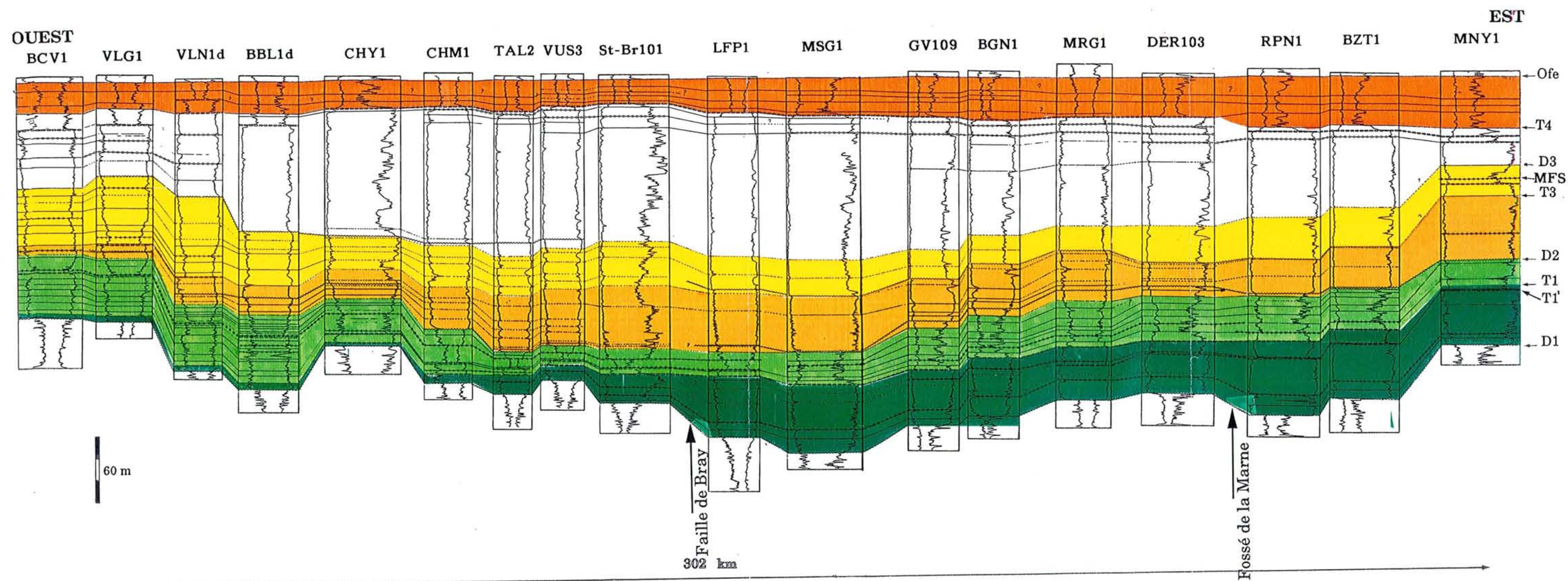


Figure V.10 - Corrélations suivant la coupe EW3 (BCV1 - MNY1).

La phase régressive est également marquée, bien que la discontinuité D2 ne soit plus exprimée ; elle englobe l'intégralité du cycle suivant.

V.3.1.2.3 - Le cycle sommital Bajocien supérieur.

Ce cycle correspond pour sa phase transgressive à l'*Oolithe à clypeus ploti* et pour sa phase régressive à l'*Oolithe miliare supérieure* (fig.V.8).

a - Le domaine oriental. Ce cycle est bien marqué à l'Est de la faille de la Meuse. Les dépôts (30 à 40 m) appartiennent à des barres oo-bioclustiques et à un milieu marin restreint.

b - Dans le centre du bassin, ce cycle est très mal exprimé et se matérialise par une progradation de la D2 à la T3. Outre les difficultés de l'identifier en domaine marin restreint, il est relativement bien marqué au droit de la Faille de Saint-Martin de Bossenay suivant la coupe SN3 (fig.V.11). Les sédiments (50 à 75 m) y sont les plus épais.

c - Au centre-ouest, il n'est pas identifiable sur le "môle" de Grisy (fig.V.6,V.5a et V.10) où il est confondu avec la fin de la phase de régression du cycle précédent. Les dépôts caractéristiques d'un milieu d'avant-barrière et de barres oo-bioclustiques sont épais de 20 à 40 m.

La surface sommitale T3, parfaitement isochrone, est très bien marquée et identifiable (y compris dans le domaine marin restreint) sur tout le bassin.

V.3.1.2.4 - Le cycle Bathonien inférieur et moyen

Le changement important dans ce cycle existe à l'extrême Est (fig.V.6 (CMY1)) et du côté du sillon marneux. (fig. V.10 (BCV1)).

En Lorraine, le cycle Bathonien correspond, pour sa phase transgressive, à la *Caillasse à anabacia* et, pour sa phase régressive, aux *Marnes à rhynchonelles*. (fig.V.8).

La surface sommitale de ce cycle est difficile à identifier dans le centre du bassin, seule la surface sommitale D3 a pu être identifiée. L'identification de la FS dans les sédiments de l'*Oolithe blanche* et du

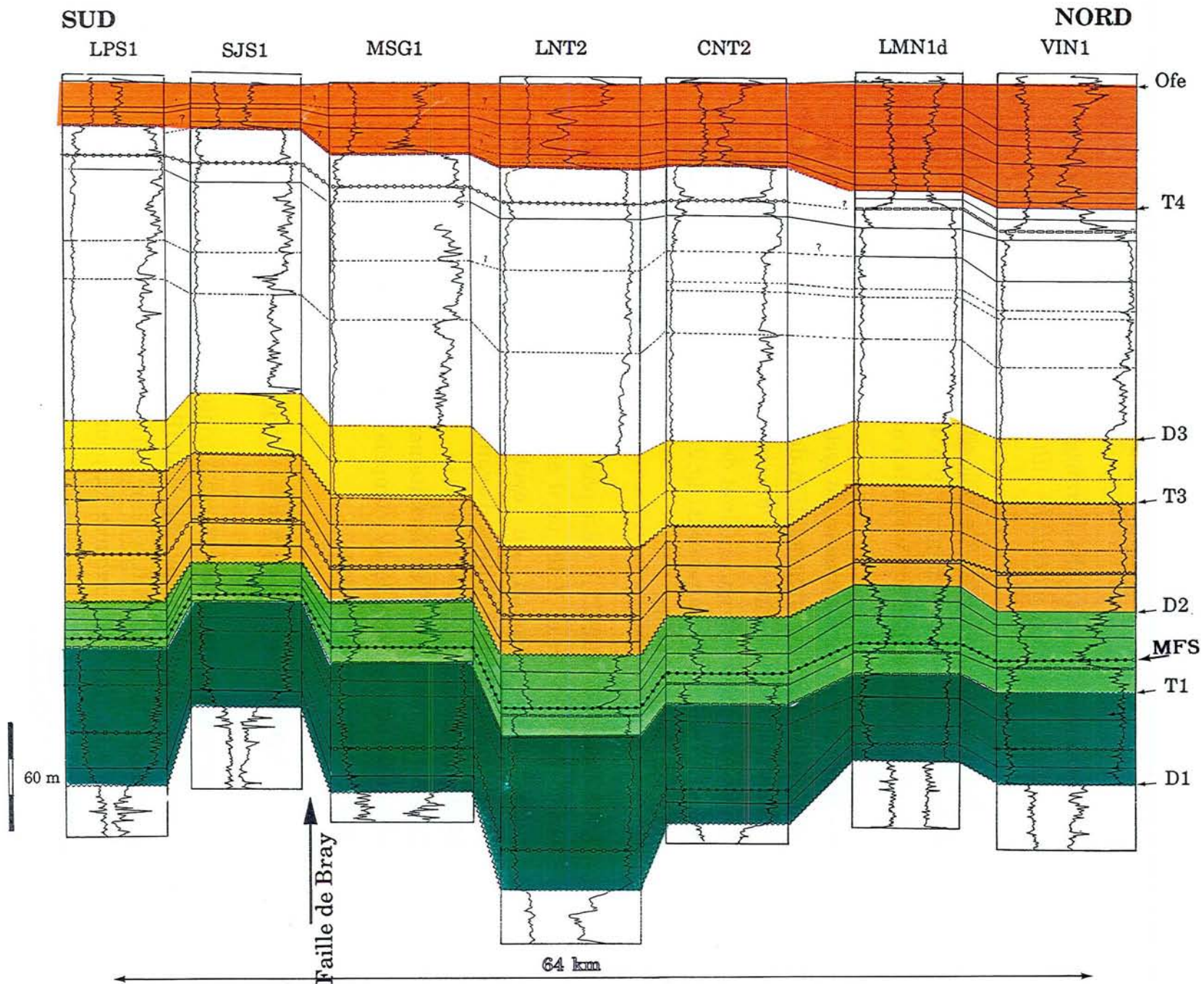


Figure V.11 - Corrélations suivant la coupe SN3 (LPS- VIN1).

Comblanchien pose quelques problèmes, cette question n'a pas été abordée dans ce travail.

Deux domaines ont été reconnus.

a - Le domaine oriental est délimité à l'Est par les failles Aire/Meuse : c'est le prolongement des affleurements de Lorraine. La **MFS** est très bien marquée, ce qui n'est pas le cas de la surface de non-conformité **D3**. Les dépôts épais de 45 à 50 m environ témoignent d'un milieu profond à peu profond.

b - Le domaine centre-occidental est constitué de barres oo-bioclastiques et de dépôts du domaine marin restreint évoluant graduellement en direction de l'Ouest vers un domaine marin ouvert (le sillon marneux). Cette tendance s'amorce à partir des bordures Est du "môle" de Grisy. L'épaisseur des dépôts diminue du centre vers les bordures.

Les pulsations mises en évidence en Lorraine et au niveau du "môle" de Grisy (fig.V.6a et 7) sont importantes. Elles passent inaperçues dans le centre du bassin et permettent d'observer une plate-forme carbonatée encadrée par deux rampes (fig.9a). Les causes sont sans doute à rechercher dans une accélération de la production des carbonates au centre du bassin (Le Roux, com. orale.).

V.3.1.2.5 - Le cycle Bathonien supérieur- Callovien

Ce cycle s'intègre déjà dans la tendance transgressive du cycle majeur Callovo-Oxfordien.

Il n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée, ce travail ayant été effectué par C. Javaux (1992) et J.P. Garcia (1992). Seul un marqueur, la surface **T4** qui représente une **FS** dans la majorité des cas, a été tracé et cartographié. Elle montre que la limite de la *Dalle nacrée* est une limite de faciès et non une limite isochrone.

V.4 - Conclusion : importance relative de l'eustatisme, de la tectonique, de la production des carbonates et des apports détritiques dans le contrôle des séquences de dépôts.

Ce chapitre rend compte de l'importance de la stratigraphie séquentielle à "haute résolution" (principe du Stacking-Pattern). Si les corrélations sont aisées dans les dépôts du domaine marin profond, le cas du milieu marin interne est beaucoup plus délicat.

Les différentes séquences de dépôt révèlent un déplacement des aires de subsidence suivant une répartition géographique qui n'est pas quelconque par rapport à la localisation des accidents tectoniques.

Les résultats majeurs de ce travail peuvent se résumer en trois points.

- Mise en évidence au niveau des corrélations d'un relais de surfaces à l'échelle des séquences de "3^{ème} ordre".

- Mise en évidence des cycles transgressifs/régressifs majeur et mineurs présentant des **MFS** diachrones. Ces cycles révèlent des pulsations pouvant être interprétées comme des variations du niveau de la mer.

- Mise en évidence d'une inversion des tendances paléogéographiques sous un contrôle structural important. La paléogéographie révèle une certaine asymétrie du bassin, avec une dominante "marin ouvert" à l'Ouset au Bajocien, à l'Est au bathonien.

Plusieurs modèles et chartes ont été proposés (Riout et *al.*, 1991; Jacquin et *al.*, 1992) : ils décrivent une évolution du Dogger du Bassin de Paris en termes de séquences et eustatisme impliqués dans des cycles tectoniques de durée supérieure à la dizaine de millions d'années.

Les résultats obtenus ici montrent qu'à une échelle de séquences de durée comprise entre le million et la dizaine de millions d'années, les paramètres tectoniques et/ou la production des carbonates ont une importance considérable. Il est difficile dans l'état actuel de cette étude et en l'absence de mesures détaillées de la subsidence, de trancher entre ces deux causes.

La tectonique joue un rôle important au moins dans le découplage en différents domaines.

Le Bajocien supérieur est une période cruciale de réorganisation paléogéographique : à une paléogéographie type Bajocien inférieur à moyen avec maxima de subsidence à l'Est, succède une paléogéographie comprenant une plate forme encadrée par deux rampes.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Seize sondages du Centre du Bassin de Paris ont fait l'objet d'une étude faciologique afin de reconstituer la géométrie et l'évolution des dépôts du Dogger.

Dans un premier temps, les sondages ont été classés en deux groupes A et B présentant des caractéristiques diagaphiques globalement identiques.

L'analyse faciologique en "matrice complexe effectuée a permis de définir douze lithologies. La composition de ces dernières varie entre 4 pôles minéralogiques : calcite, dolomite, silice et argiles (kaolinite ou illite).

Cette première analyse a été effectuée grâce aux diagaphies de base dont le pouvoir de résolution varie entre 30 et 50 cm. Les diagaphies "haute résolution" dont le pouvoir de résolution verticale est de l'ordre du centimètre ont permis d'appréhender la texture et la structure des différents faciès et des colonnes faciologiques ont été constituées.

L'analyse a permis de mettre en évidence dans l'ensemble des "Formations intermédiaires" la succession suivante.

A la base, des calcaires plus ou moins argileux et des marnes surmontés d'un ensemble très argileux souvent silteux et très épais ("*Marnes à Ostrea acuminata*") (Thierry et al., 1980).

Au centre (groupe B) ces argiles sont surmontées d'une épaisse formation du domaine de plate-forme interne. Ce sont successivement :

- des calcaires oo-bioclastiques compacts à radioactivité légèrement élevée pouvant contenir des interbanes de dolomies et d'argiles : ce sont des dépôts d'avant-barrière,
- des calcaires poreux à radioactivité très faible caractéristiques de barres oolithiques,
- des calcaires compacts (sublithographiques de type Comblanchien) à interbanes poreux (calcaires à pellets) légèrement radioactifs appartenant à des dépôts du domaine marin restreint.

Au Centre-Ouest (groupe A), les argiles sont surmontées d'une faible épaisseur de calcaires oolithiques suivies de marnes et calcaires argileux silteux. Le sommet est représenté par des dépôts de barrière à GR faible (calcaires oolithiques) et légèrement élevé (dépôts de lagon).

Après avoir défini les faciès et leurs différents milieux de dépôts, 91 sondages ont été corrélés en appliquant la démarche de la stratigraphie séquentielle "Haute Résolution".

Les corrélations effectuées à travers tout le bassin ont permis de reconstituer la géométrie des dépôts du Dogger et de rendre compte de

l'importance de la stratigraphie séquentielle en général et du principe du "Stacking-Pattern" en particulier. Les résultats obtenus mettent en évidence un contrôle structural du Dogger se traduisant de manières différentes.

1 - Dans le cycle transgression/régression majeur, les **MFS** sont diachrones. Elles arrivent plus tôt à l'Ouest (Bajocien supérieur) et plus tard à l'Est (Bathonien). Cela signifie que soit la subsidence induit une tendance transgressive en créant de l'espace disponible, soit que la production des carbonates était plus faible ou plus diluée par des apports détritiques.

Les cycles transgressions/régressions mineurs ne sont pas toujours bien exprimés à travers le bassin : ils ne sont ni synchrones, ni d'expression identique. La cause de ces cycles ne peut pas être eustatique et résultent de la conjonction de la tectonique et des apports sédimentaires (production des carbonates et apports détritiques).

2 - Une inversion des tendances paléogéographiques. Le domaine marin se trouve à l'Ouest au Bajocien inférieur et moyen, alternativement à l'Est puis à l'Ouest au Bajocien supérieur et à l'Est au Bathonien. La tectonique joue un rôle important dans le découpage en différents domaines.

Ces résultats montrent qu'à une échelle de séquences de durée comprise entre le million et la dizaine de millions d'années, la tectonique et/ou la production des carbonates ont une importance considérable.

Le Bajocien supérieur est une période cruciale de réorganisation paléogéographique : à une paléogéographie type Bajocien inférieur à moyen avec maxima de subsidence à l'Est, succède une paléogéographie comprenant une plate forme encadrée par deux rampes.

Si les résultats obtenus sont importants, de nombreux problèmes restent à résoudre sur deux points.

- L'identification des unités génétiques en domaine marin interne.
- Les effets de la tectonique et/ou du remplissage sédimentaire (production des carbonates et apports détritiques terrigènes) sur la subsidence : ce problème peut être levé par un calcul de mesures détaillées de la subsidence.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALKHADDOUR G. (1989) - Caractérisation diagraphiques des réservoirs pétroliers potentiels du Jurassique moyen du Bassin de Paris. _ *Thèse Univ. Nancy I*, 181 p.
- AUGIER C. (1979) - Diagraphies et matrices complexes. Première partie : analyses faciologiques. *Rapport interne Elf Aquitaine*.
- AUTRAN A. (1980) - In B.R.G.M. (ed) Géologie de la France. *Mém B.R.G.M.*, 107, 355p.
- BOURQUIN S. (1991) - Analyse facio-séquentielle par diagraphies du Trias du centre-ouest du Bassin de Paris : apports à la reconstitution de l'environnement de dépôt. *Thèse Univ. Nancy I*, Université de Nancy I, 215 p.
- BOURQUIN S. et GUILLOCHEAU F. (1993) - Géométrie des séquences de dépôt du Keuper du Bassin de Paris : Implications géodynamique. *C. R.. Acad. SC. (à paraître)*.
- BOURQUIN S., MATHIS B., CLERMONT J., DIDELOT B., DURAND M., GHANEM-ALKHADDOUR G. et LE ROUX J. (1990) - Diagraphies et analyse facio-séquentielle : approche méthodologique et exemples d'applications dans le Bassin parisien et le Fossé-Rhénan. *Bull. Soc. Géol. de France*, (8), VI, p. 693 - 707.
- BROWN L. F. et FISCHER W. L. (1977) - Seismic stratigraphy interpretation of depositional systems : examples from Brazil rift and pull-apart basins. In "seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration", C.E PAYTON, Ed., *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, Mém., 26, p. 213 - 248.
- BRUNET M.-F. (1986) - La subsidence dans les trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud -Est). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf - Aquitaine*, 10, 1, p. 23 - 32.
- BURKE J. A., CAMPBELL R. L. et SCHMIAT A. W. (1969) - the litho-porosity cross plot. A method of determining rock characteristics for computation of log data. *SPWLA Tenth Annual Logging Symposium*, pp. 1 - 29.

- BUSH D. A. (1971) - Genetics units in delta prspecting - *Bull. Am. Ass. Petroleum Geology*, N° 55, p. 1137 - 1154.
- BUSH D. A. (1974) - Stratigraphic traps in sandstones. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 55, p.174.
- CALVET F., TUCKER M. E. et HENTON J. M. (1990) - Middle Triassic carbonate ramps systems in the catalan Basin, northeast Spain : faciès, systems tracts, sequences and controls. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists*, N°9, p. 79 - 107.
- CONTINI D. (1968) - Stratigraphie du Dogger : passage des faciès de la Haute-Saône aux faciès de la Lorraine. *Bull. Soc. géol. de France* (7), X, p. 308-315.
- CONTINI D. (1979) - Relations entre les bassins sédimentaires Souabo-Lorraine et Jurassico-Dauphinois au Dogger. Naissance, évolution et disparition d'une plate-forme carbonatée. *Symp. "Sédiment Jurassique W européen, A.S.F., publication spéciale*, N°1, p. 125-134.
- CONTINI D. et MANGOLD C. (1980) - Evolution paléogéographique du Jurassique français. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, H. S., 5, p. 66- 70.
- CROSS T.A. (1988) - Controls distribution in transgressive-regressive cycles. In WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G. St. C., POSAMENTIER H. W., ROSS C. A. et VAN WAGONER J. C.(eds) : sea level changes : an integrated approach. *S.E.P.M. Special publication*, N° 42, p. 371 - 380.
- CURIAL A. (1987) - La sédimentation salifère et supra salifère du Paléogène bressan (France) ; comparaison entre les données diagraphiques et lithologiques. Etude diagraphique du champ d'Etretz et synthèse de bassin. *Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon 1*: 251 p.
- CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. france*, (8), t. ii, n° 4, p. 529 - 546.
- CUSSEY R., GROSDIDIER E., SULPICE L., et UMBACH P. (1977) - Un exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme : le sommet du Jurassique moyen du Bassin de Paris. In *Essai de caractérisation sédimentologique*

- des dépôts carbonatés. Tome 2 : Eléments d'interprétation. Elf-Aquitaine, Boussens et Pau, p. 180 - 194.
- DIDELOT B. (1988) - Reconnaissance des lithologies complexes et des mécanismes de dépôts par analyse facioséquentielle. Exemple de l'Oligocène du Fossé Rhénan. *D.E.A. SEDIPAL*, 26p.
- DUBOIS .P et YAPAUDJIAN L (1980a) - Dynamique sédimentaire du bassin. *In*: Synthèse du Bassin de Paris. *Mém. B. R. G. M.*, N° 101, p. 186 - 189.
- DUBOIS .P et YAPAUDJIAN L (1980b) - Le bassin d'après les sondages. *In*: Synthèse du Bassin de Paris. *Mém. B. R. G. M.*, N° 101, p. 170 - 182.
- DURAND M., HANZO M., LATHUILLIERE B., LE ROUX j.et MANGOLD C (1989) - Dugw stratigraphische kommission. Sbkommission für Jura-Stratigraphie. Excursion en Lorraine, Nancy 3-5 Mai 1989, Univ. Nancy I, Labo. G.E.S., 59 p.
- DURANDEAU A et KONING A. (1985) - Contribution à la connaissance de l'origine du Bassin de Paris à partir d'un graben initial. Intérêt économique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Série II, N° 10, p. 737 - 742.
- E.N.S.P.M. (1986) - Corps sédimentaires. Exemples sismiques et diagaphiques., *Ed. Technip*, Paris, 349 p.
- FERTL W. H. (1981) - Open hole Cross plot Concepts - A power ful Techniq in Well Log Analysis. *Jour. of Petr. Techn. of AIME*, p. 535-549.
- FLAUM C. et PIRIE G. (1981) - Determination of lithology from induced Gamma-Ray Spectroscopy. *SWLA Twenty- Second Annual Logging Symposium*, p. 1-16.
- GABILLY J., CARIOU E. et HANTZPERGUE P. (1985) - Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, N° 3, p. 391 - 401.
- GALLOWAY W. E.(1989) - Genetic stratigraphic sequences in basi analysis I - architecture and genesis of flooding-surfaces bounded depositional unit. *Am.. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, 73, p. 125 - 142.

- ✓ GARCIA J. P. (1992) - Les variations du niveau marin sur le Bassin de Paris au Bathonien-Callovien : Impacts sur les communautés benthiques et sur l'évolution des ornithidés (Térébratulidés). Thèse Univ. de Bourgogne, 295 p.
- GOODWIN P.W. et ANDERSON E. J. (1985) - Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Jour. geol.*, 93, p. 515 - 533.
- GUILLOCHEAU F., LEJAY A., HOMEWOOD P. et HOFFERT M. (1989) - Effet des variations du niveau marin relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto et allocycliques. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 309, II, p. 1047 - 1053.
- GUILLOCHEAU F. (1991a)- Mise en évidence des grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, p. 1587 - 1593.
- GUILLOCHEAU F. (1991b) - Modalité d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate - forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, N° 15, p. 383 - 410.
- GUILLOCHEAU F (1992) - Stratigraphie séquentielle. *Cours E.N.S.P.M.*
- GUILLOCHEAU F., DAGALLIER G., HOMEWOOD P., VITTORI J. et BEZ M. (1992) - La stratigraphie génétique : une démarche de corrélation à haute résolution. Application au Muschelkalk et Bajocien Lorrains. séminaires des responsables d'exploration, Nancy 2 - 5 Nov. 1992, *Journée de terrain (Rapport Elf-Aquitaine)*, 57 p., 29 fig.
- HAGUENAUER B. et HILLY J. (1987) - naissance et déclin du Bassin Parisien dans ses marches orientales. In : CAVELIER G. et LORENZ J. : Aspect et évolution géologiques du Bassin Parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Mém. h.-s., n°6, p. 106 - 115, 6 fig.

- HARDENBOL J., VAIL P. R. et FERRER J. (1981) - Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. *Oceanologica Acta*, N° SP, P. 3 - 44.
- HERITIER F. et VILLEMEN J. (1971) - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. B. R. G. M.*, série 1(2), p. 11 - 30.
- HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. et CROSS A.T. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Expl. -Prod. Elf Aquitaine*, 16, 2, 357 - 381, 15 fig., 1tab
- HUMBERT L. (1975) - Dynamique biosédimentaire de la formation et de l'évolution d'une plate-forme carbonatée. *IXème Congrès Int. de Sédimentologie*, Thème 5, p. 225 - 229, 8 fig.
- ✧ JACQUIN T., GARCIA J. P., PONSOT C., THIERRY J., et VAIL P. R. (1992) - Séquences de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté. Exemple du Dogger du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 315, série II, p. 353 - 362.
- ✧ JAVAUX C. (1992) - La plate forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au callovien. Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique. Place et création des réservoirs potentiels. *Mém. Géol. de l'Univ. de Dijon*, N° 16, 342p.
- LE ROUX J. (1973) - Les variations de faciès du Bajocien supérieur et du Bathonien de Toul (Meurthe et Moselle) à St-Blin (Haute-Marne). Corrélations stratigraphiques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 276, p. 3265 - 3267.
- LE ROUX J. (1975a) - La prolongation vers l'Est de l'accident médio-parisien. Ses rapports avec le massif Vosges-Forêt Noire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, Série D, p. 547 - 550.
- LE ROUX J. (1975b) - Données nouvelles sur le Dogger moyen (Bajocien supérieur et Bathonien) des environs de Neufchâteau (Vosges) Conséquences sur les corrélations litho-stratigraphiques entre la Meurthe et Moselle et la Haute-Marne. *Bull. Acad. Soc. Lorraine Sc.*, Tome XIV, N° 1, p; 15 - 20.

- LE ROUX J. (1980a) - Lorraine. In : Synthèse du Bassin de Paris. *Mém. B. R. G. M.*, N° 101, p. 160 - 167.
- LE ROUX J. (1980b) - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, N° 4, p. 655 - 662.
- LE ROUX ET THIERRY J (1982) - Précision lithostratigraphiques sur Ile Dogger calcaire de la bordure orientale du Bassin de Paris. *9ième Réunion Annuelle des Sc de la Terre*, Paris I.3.2.2 - Le Bajocien
- MASCLE A. et CAZES M. (1987) - La couverture sédimentaire du Bassin Parisien le long du profil ECORS-NORD de la France. *Rev. Inst. franç. Pétr.*, Vol. 42, N°3, p. 303 - 316.
- MATHIS B. (1988) - Diagraphies et sédimentologie : traduction du message diagraphique et reconnaissance des systèmes sédimentaires. Exemples de faciès hypersiliceux Paléogènes et crétacés de l'offshore gabonais. *Thèse Univ. Nancy I*, 206 p.
- MATHIS B. , AUGIER C., SERRA O., CLERMONT J. et LANAU M. (1988) - Les faciès hypersiliceux de l'offshore gabonais : analyse du message diagraphique en vue de la reconnaissance des système sédimentaires. - *Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 12, (2), p. 533 - 567.
- MAUBEUGE P. L. (1952) - Existence d'une importante lacune stratigraphique, de vaste extension géographique dans le Jurassique moyen haut-marnais. *C. R. Soc. Géol.*, France, 235, p. 891 - 893.
- MAUBEUGE P. L. (1955) - Sur l'âge de l'oolithe ferrugineuse de Châtillon-sur-Seine (Côte-d'Or) à Chaumont (haute-Marne). *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. et Hydrol.*, 64, p. 38 - 44.
- MAUBEUGE P. L. (1973) - Sur la stratigraphie du Jurassique moyen de Neufchâteau (Vosges) à Chaumont (Hte Marne) *Bull. Soc. Belge Géol. P. et H.*, 82 F 4, p. 481 - 485.
- MAUBEUGE P. L. (1982) - Observation sur la stratigraphie du Bajocien supérieur et du Bathonien de la Hte-Marne. *Bull. Soc. Sc. de Nancy*, XI, 2, p. 42 - 46.

- MAUBEUGE P. L. (1990) - Failles nouvelles sur le plateau du Jurassique moyen de l'autostrade Lorraine - Bourguogne à la limite Vosges Meurthe et Moselle. *Bull. Acad. Soc. lorr. Sc.*, 29, N° 3, p. 147 - 152.
- MEGNIEN C. (1980) - Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, N° 4, p. 669 - 680.
- MITCHUM R. M. et VAN WAGONER J. C. (1991) - High-frequency sequences and their stacking patterns : sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. - *Sediment. Geol.*, 70, p. 131 - 160.
- PERRODON A. et ZABEK J. (1991) - Paris Basin. In : LEIGHTON N. W., KOLATA D. R., OLTZ D. F. et EIDEL J. J. (eds) : Interior cratonic basins. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Mém. 31, p. 633 - 679.
- PEZARD P. A. (1988) - Borehole electrical Images in the basement of the Cajon pass drill Hole, California.; fracture identification and tectonic implication. *Geoph. Res. Letters*, Vol 15, N° 9, pp. 1017-1020.
- PEZARD P. A. et ANDERSON R. N. (1988) - Fracture distribution and basement structure from measurements of electrical resistivity in the basement of the Cajon pass scientific Drill Hole, California. *Geoph. Letters*, (august supplement) Vol. 15, N° 9, pp. 1021-1024.
- PITMAN W. C. (1978) - Relationship between sea - level changes and stratigraphic sequences: *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 89, p. 1389 - 1403.
- POIROT E (1992) - Le Bajocien (pars.) et le Bathonien de Lorraine centrale: Biostratigraphie, Paléontologie. D.R.D., Univ. Nancy I, 255p.
- POSAMENTIER H. W., JERVEY M. T. et VAIL P. R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In : WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G. St. C., POSAMENTIER H. W., ROSS C. A. et VAN WAGONER J. C. (eds) : sea level changes : an integrated approach. *S.E.P.M. Special publication*, N° 42, p. 125 - 154.
- PURSER B.H. (1972) - Subdivision et interprétation des séquences carbonatées. *Mém. B. R. G. M.*, N° 77, p. 679 - 698.

- PURSER B.H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse d'état Univ. Paris XI, 450 p. ronéot., 220 fig. (inédit).
- PURSER B. H. (1990) - Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris basin. In TUCKER M. E. and BATHURST R. G. C : Carbonate diagenesis. *Int. Ass. Sed.*, Vol. 1, p. 87 - 111. Reprint from *Sedimentology*, 12, 1969, p. 205 - 230.
- RIOULT M., DUGUE O., JAN DU CHENE R., PONSOT C., MORON J. M. et VAIL P. R. (1991) - Outcrop sequence stratigraphie of the Anglo-Paris Basin, middle to upper jurassic (Normandy, Maine, Dorset). - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 15, p. 101 - 194.
- SCHLUMBERGER, (1983) - Gamma-ray spectrometry tool. - *Schlumberger*, 40p.
- SCHLUMBERGER, (1985) - Log Interpretation Charts. *Schlum. Well. Serv.*, 112 p.
- SCHLUMBERGER (1986) - Dipmeter Interpretation. Fundamentals, *Schlum.Lim.*, 76p.
- SCLUMBERGER (1987) - Cyber Unit Service*. Wellsite Products, CalibrationGuide and, Mnemonics. *Schlum. Educ. Serv.*, 89 p.
- SCHLUMBERGER (1989a) - Cased Hole. Log Interpretation . Principles / Applications . *Schlum. Ed. Serv.*, 188 p.
- SCHLUMBERGER (1989b) - Formation MicroScanner Image Interpretation. *Schlum. Ed. Serv.*, 117p.
- SERRA O. (1972) - Diagraphies et stratigraphies. *Mém. B.R.G.M.*, 77, p. 775 - 832.
- SERRA O. (1973) - Interprétation géologique des diagraphies en séries carbonatées. *Bull. Centre Rech. pau - SNPA*, 7, 1, p. 265 - 284.
- SERRA O. (1979) - Diagraphies différées, bases de l'interprétation. Tome 1, acquisition des données diagraphies. *Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, Mém. 1, 328 p.

- SERRA O. (1985) - Diagraphies différées, bases de l'interprétation. Tome 2, interprétation des données diagraphiques. *Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, Mém. 7 631 p.
- SERRA O. (1987) - Les diagraphies : outil géologique. *Bull. Soc. Géol. France.*, 8, III, N° 7, p 1323 - 1341.
- SERRA O. (1988) - Récents progrès en diagraphies . - *Géochronique*, Paris, 28, p. 11 - 12.
- SERRA O. (1990) - Diagraphies (géophysique). *Encycloaedia Universalis*, p. 348 - 357.
- SLOSS L. L., KRUMBEIN, W. C. et DAPPLES (1949) - Integrated facies analysis. - *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 39, p. 91 - 104.
- STEPANOFF F. (1987) - Contrôle de la sédimentation par la tectonique dans l'Est du bassin de Paris. Exemple des calcaires siliceux du synclinal de Joeuf. *Rapport de stage, D.E.A. Matières premières - Pétrologie - Géochimie*, 36 p, 11 Pl.
- THIERRY J. (1980) - Paléogéographie. In : Synthèse du Bassin de Paris. *Mém. B. R. G. M.*, N° 101, p. 182 - 186.
- THIERRY J., CARIOU E., DUBOIS P., FILY G., GABILLY J., LAURIN B., LE ROUX J., LORENZ J., RIOULT M., et YAPAUDJAN L. (1980) - Jurassique moyen . In Megnien C., Synthèse géologique du Bassin de Parisien. - *Mém. BRGM, Orléans*, N° 101, 102, 103.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M. Jr., TODD R. G., WIDMERI J. W., THOMPSON S., SANGREE J. B., BUBBJ. N. et HATELID W. G. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in seismic stratigraphy : applications to hydrocarbon exploration. *A.A.P.G. Mém.* N° 26, p. 42 - 212.
- VAIL P. R. et MITCHUM R. M. (1979) - Global cycles and sea level change and their role in exploration : Bucharest, Romania, *Proceedings of the Tenth World Petroleum Congress*, V. 2, *Expl. Supply and demand*, p. 95 - 104.

- VAIL P. R. et TODD R. G. (1981) - Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. *In* : Proceeding of the petroleum geology of the continental shelf of North West Europe", L. V. ILLIG, G. D. HOBSON, Eds., Heydon and sons, London, p.216 - 235.
- VAIL P. R., HARDENBOL J., TODD R. G. (1984) - Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *Mém. A.A.P.G.*, N° 36, Tulsa, p. 129 - 144.
- VAIL P. R., COLIN J.-P., JAN du CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. et TRITILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. III, N° 7, p. 1301 - 1321.
- VAIL P. R.,AUDEMART F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. et PEREZ-CRUZ C (1991) - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentologie - an overview. - *In* : EINSELE et al. (Eds) : Cycles and events in stratigraphy. - Spingler Verlag, Berlin, Heidelberg,p. 617 - 659
- VAN WAGONER J. C. (1985) - Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Mid-Year Mtg., Golden, Co., Abstr.*, p. 91 - 92.
- VAN WAGONER J. C., POSAMENTIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUITT T. S. et HARDENBOL J. (1988) - An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key - definitions. - *In* WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G. St. C., POSAMENTIER H. W., ROSS C. A. et VAN WAGONER J. C.(eds) : sea level changes : an integrated approach. *S.E.P.M. Special publication*, N° 42, p. 39 - 45.
- VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M., CAMPION K. M. et RAHMANIAN V. D. (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops : concepts for high-resolution correlation of time and faciès. *A.A.P.G., Methods in exploration Series*, N° 7, 55p.
- VINCENT Ph., GARTNER J.-E. et ATTALI G. (1977) - A Geodip. An approach to detailed dip determination using correlation by pattern recognition. *SPE of AIME*, 6823, pp. 1-18.

(X Y) PROCEEDING OF THE OCEAN DRILLING PROGRAM (1990) - . Initial reports, Japan sea site 797. *National Science fondation*, Vol. 127, 19 Juin - 19 Août, P.323 - 421.

ANNEXE I
ENREGISTREMENTS DIAGRAPHIQUES ET
COLONNES FACIOLOGIQUES DES
SONDAGES

LEGENDE DES COLONNES FACIOLOGIQUES



Calcaires plus ou moins poreux



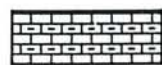
Calcaires compacts



Calcaires siliceux



Calcaires dolomitiques



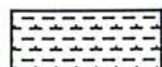
Calcaires argileux



Calcaires argilo-silteux ou gréseux



Calcaires argilo-dolomitiques



Marnes



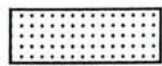
Marnes silteuses



Argiles calcaires



Dolomies calcaires



Grès

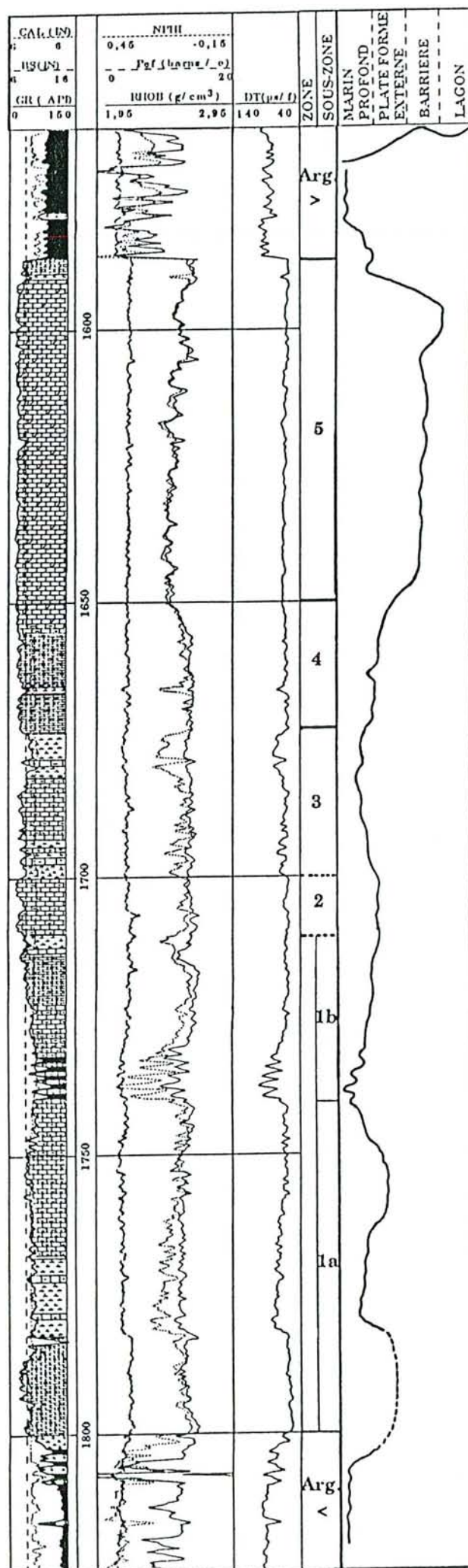


Figure A_{1.1} - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Vapuisseaux 101 (VAX 101).

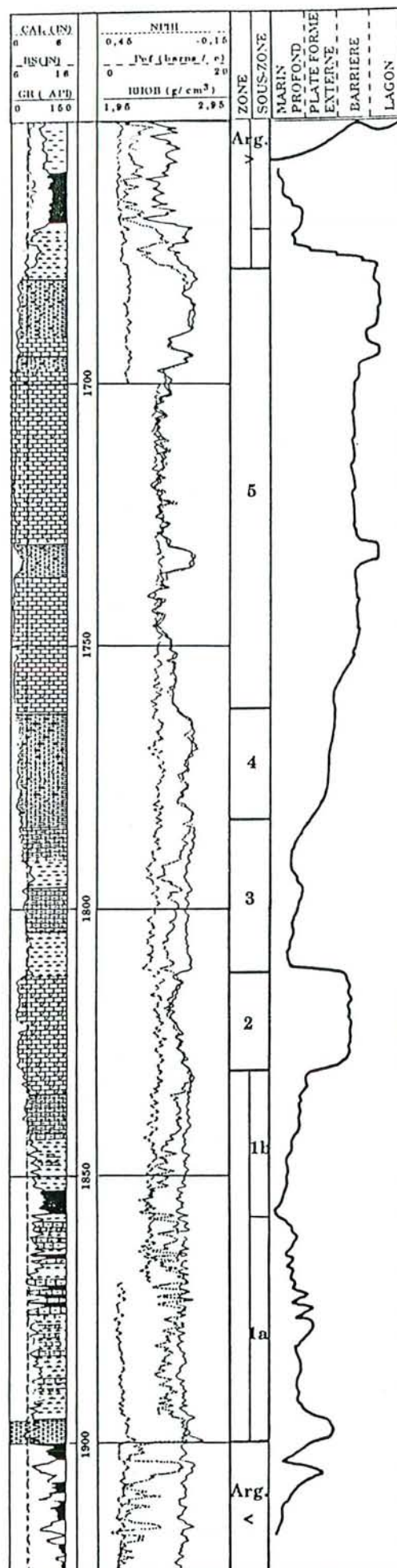


Figure A1.2 - Enregistrements diagraphiques et colonne faciologique du sondage Les Roches Moreaux 1 (LRM1).

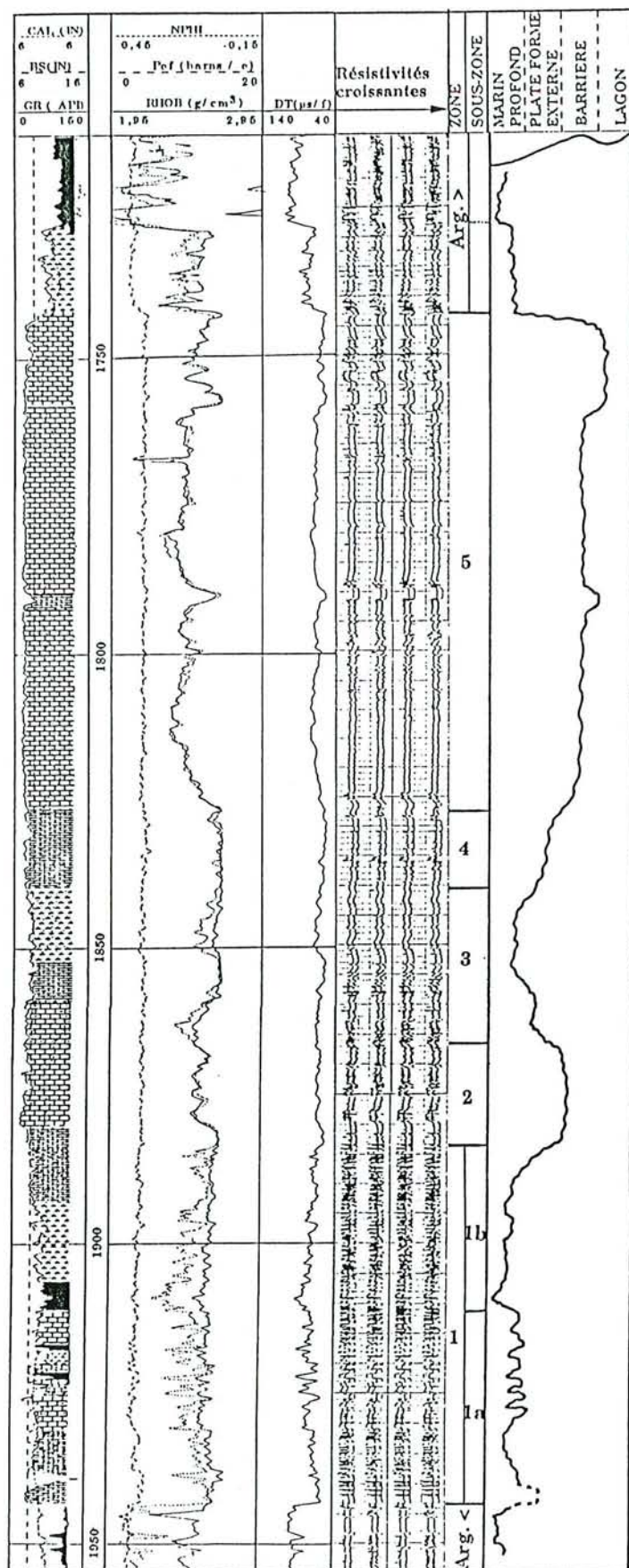


Figure A1.4 - Enregistrements diagrammiques et colonne faciologique du sondage Combs-La-Ville 1 (CLV 1).

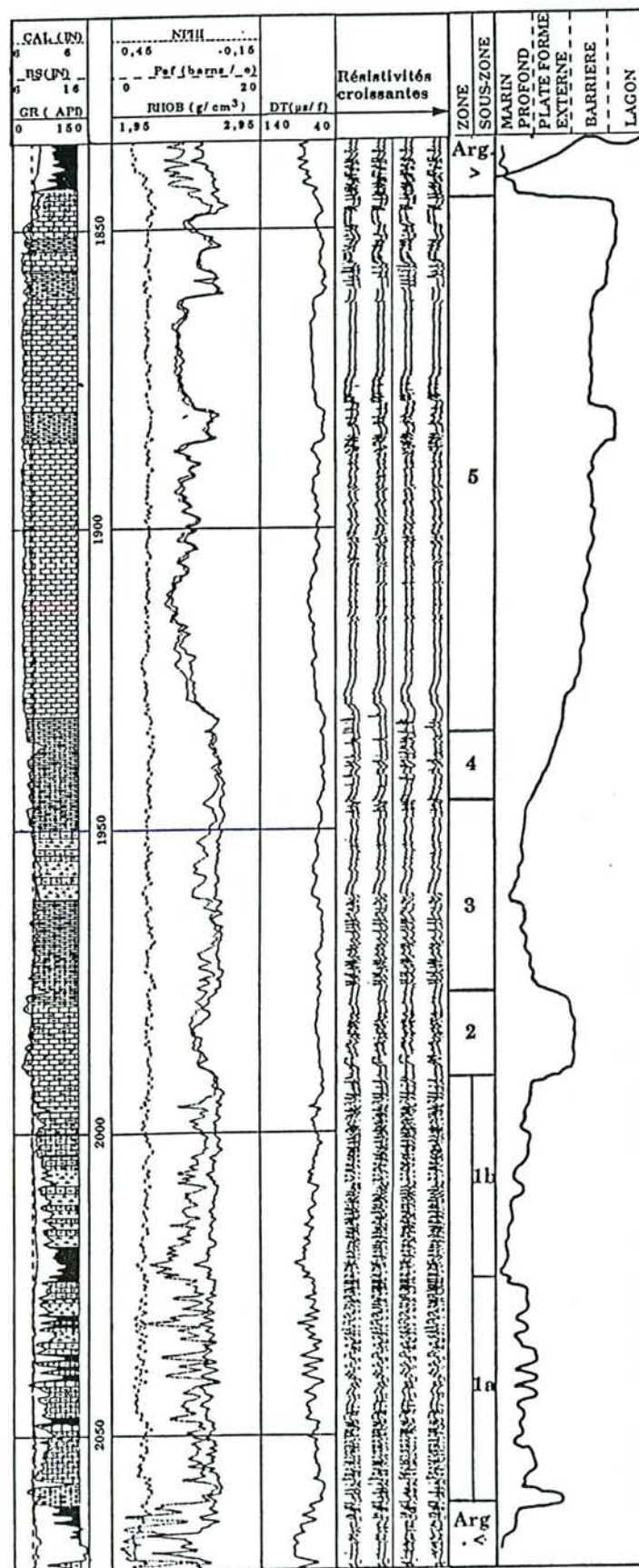


Figure A1.5 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Egrenay 1d (EGR 1d).

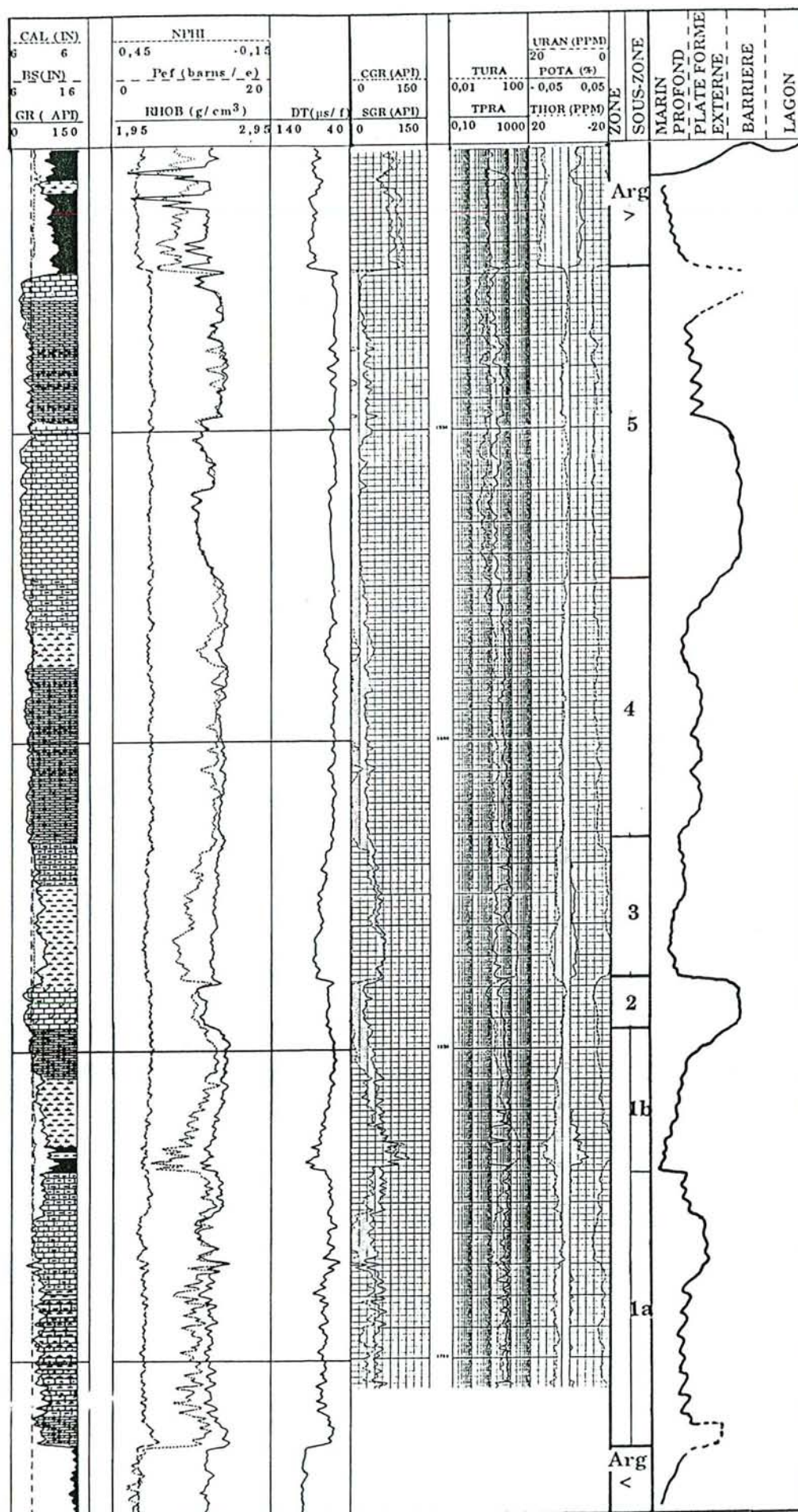


Figure A1.6 - Enregistrements diagraphiques et colonne faciologique du sondage Vert-Le-Grand (VLG 1).

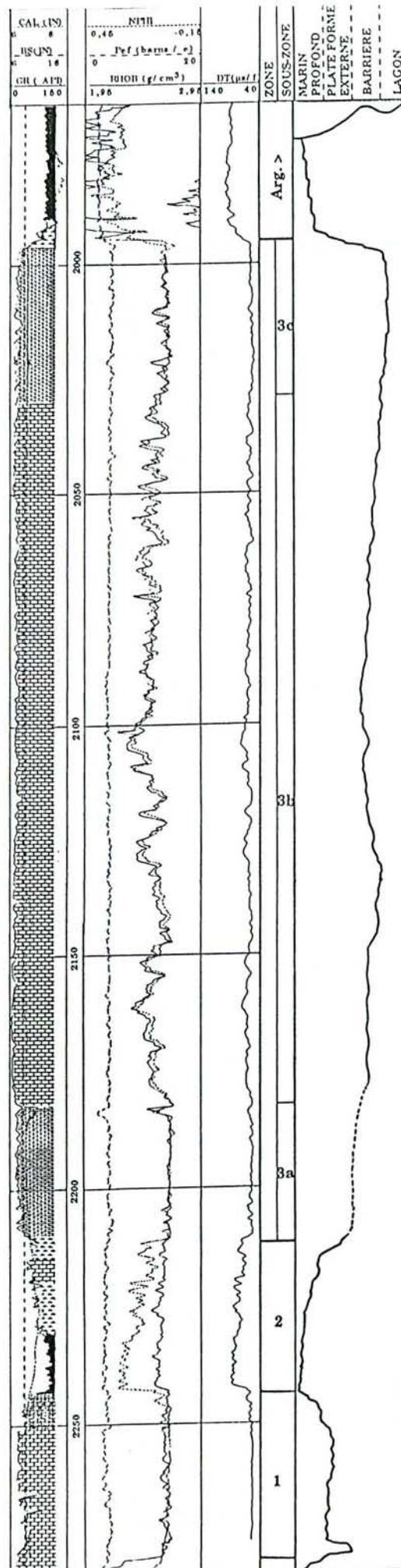


Figure A1.8 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Saint-Lazare 1 (SLZ 1).

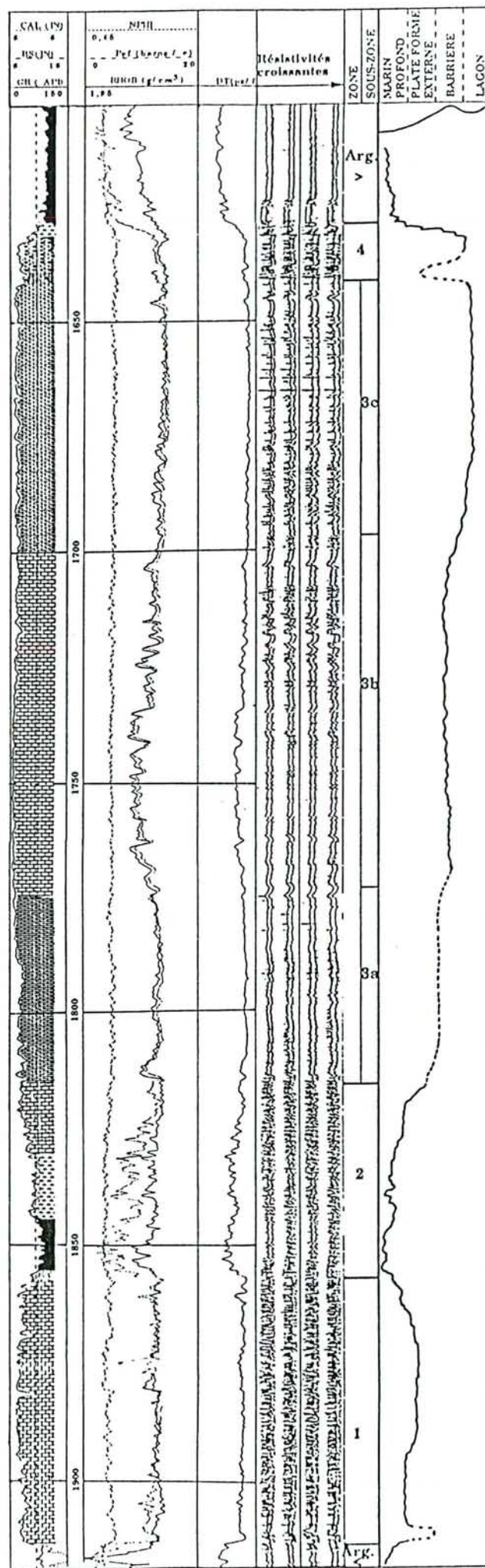


Figure A1.9 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage La Motte Noire 1d (LMN 1d)

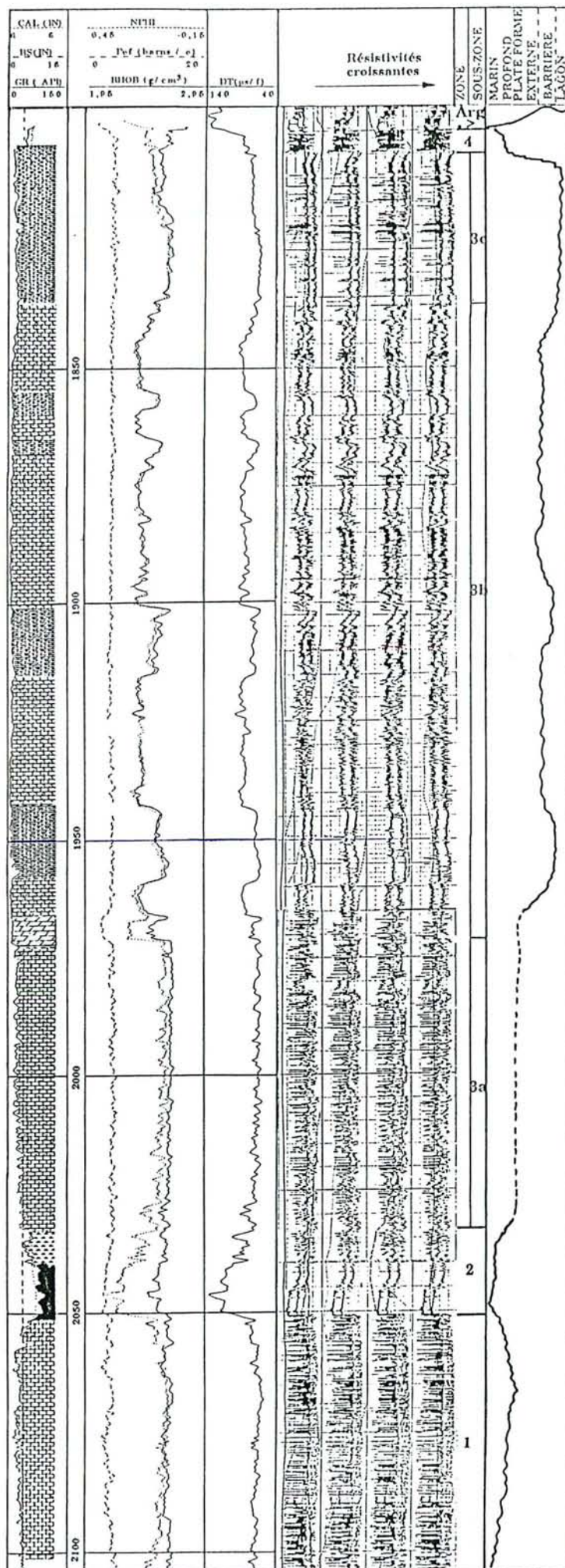


Figure A1.10 - Enregistrements diagrammatiques et colonne faciologique du sondage La Folie de Paris (LFP 1)

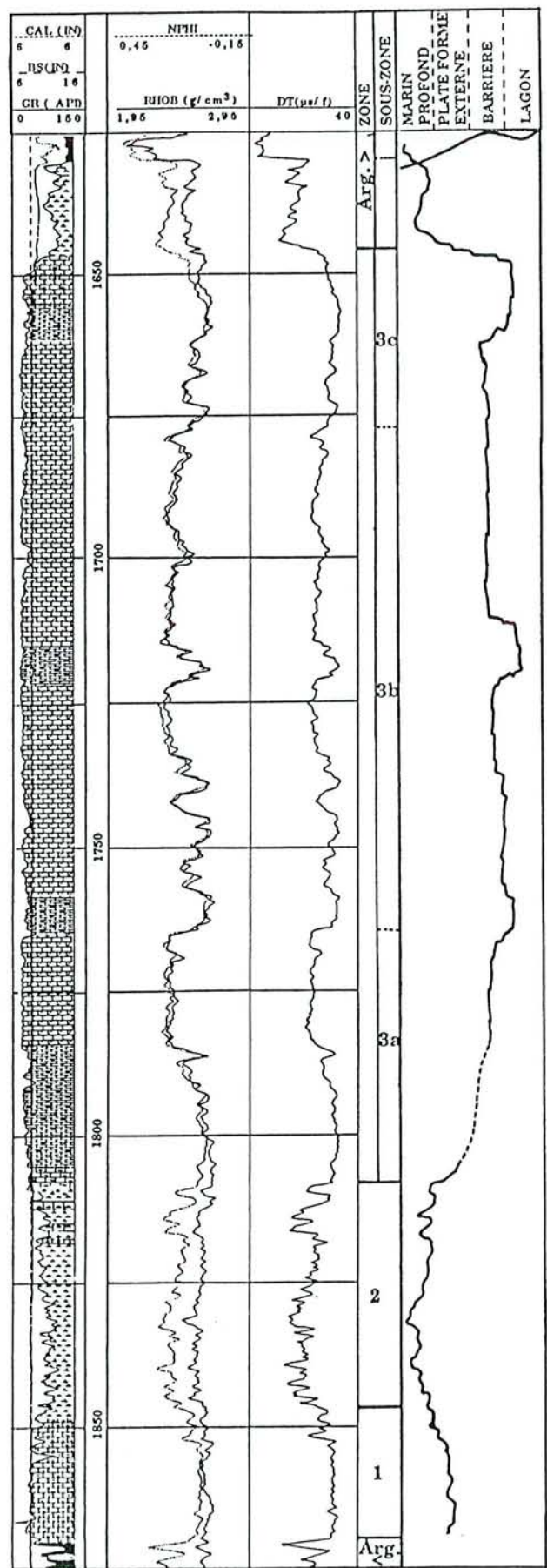


Figure A1.11 - Enregistrements diagraphiques et colonne faciologique du sondage Chauconin 1 (CAN 1).

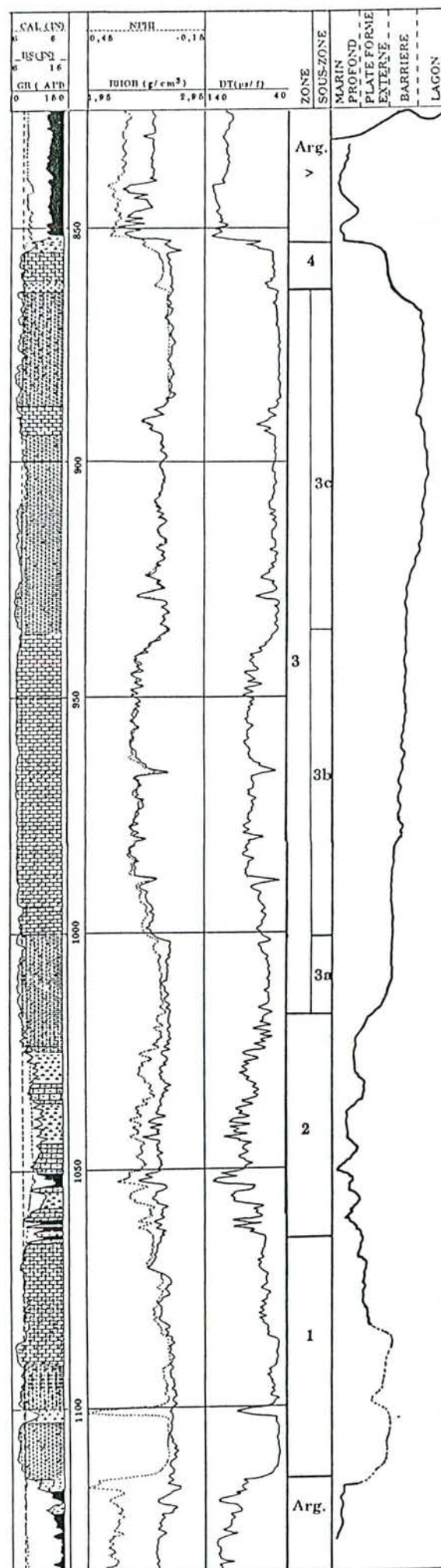


Figure A₁.12 - Enregistrements diagraphiques et colonne faciologique du sondage Luxemont 1 (LXT 1).

**ANNEXE II -
CORRELATIONS DES SONDAGES ET
CARTES D'ISOPAQUES**

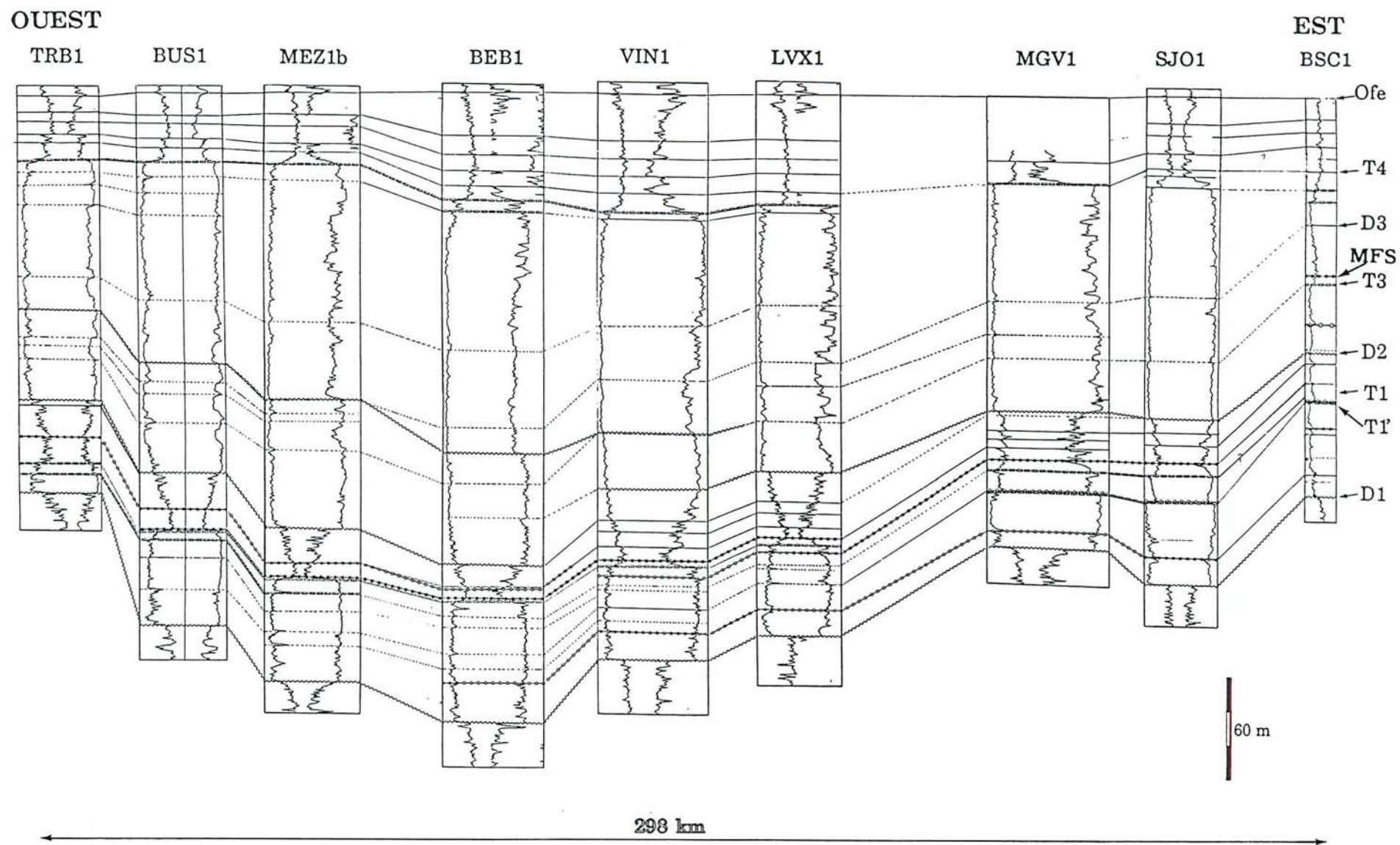


Figure A2.1 - Corrélations des sondages suivant la coupe EW1.

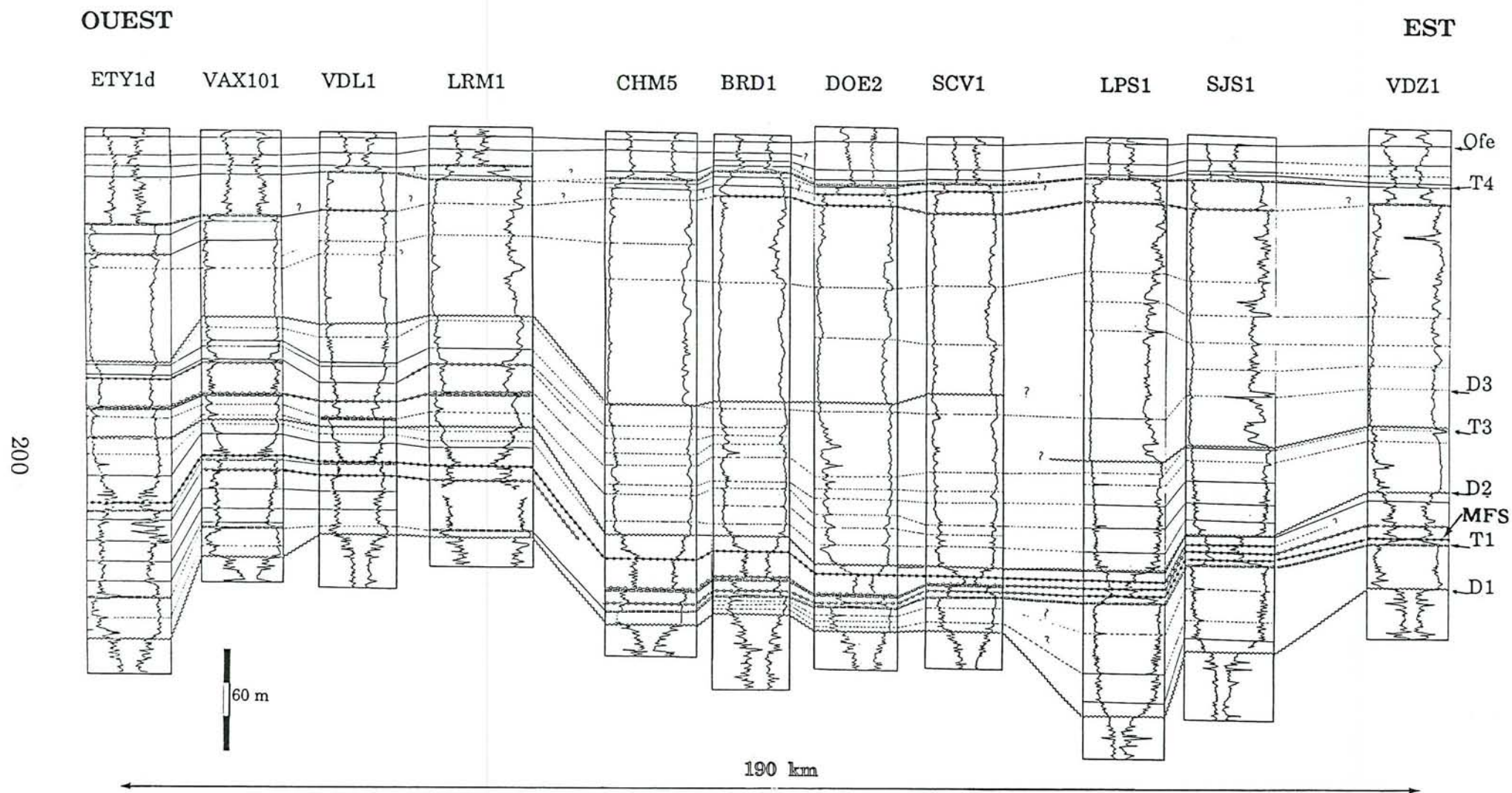


Figure A2.2 - Corrélations des sondages suivant la coupe EW4.

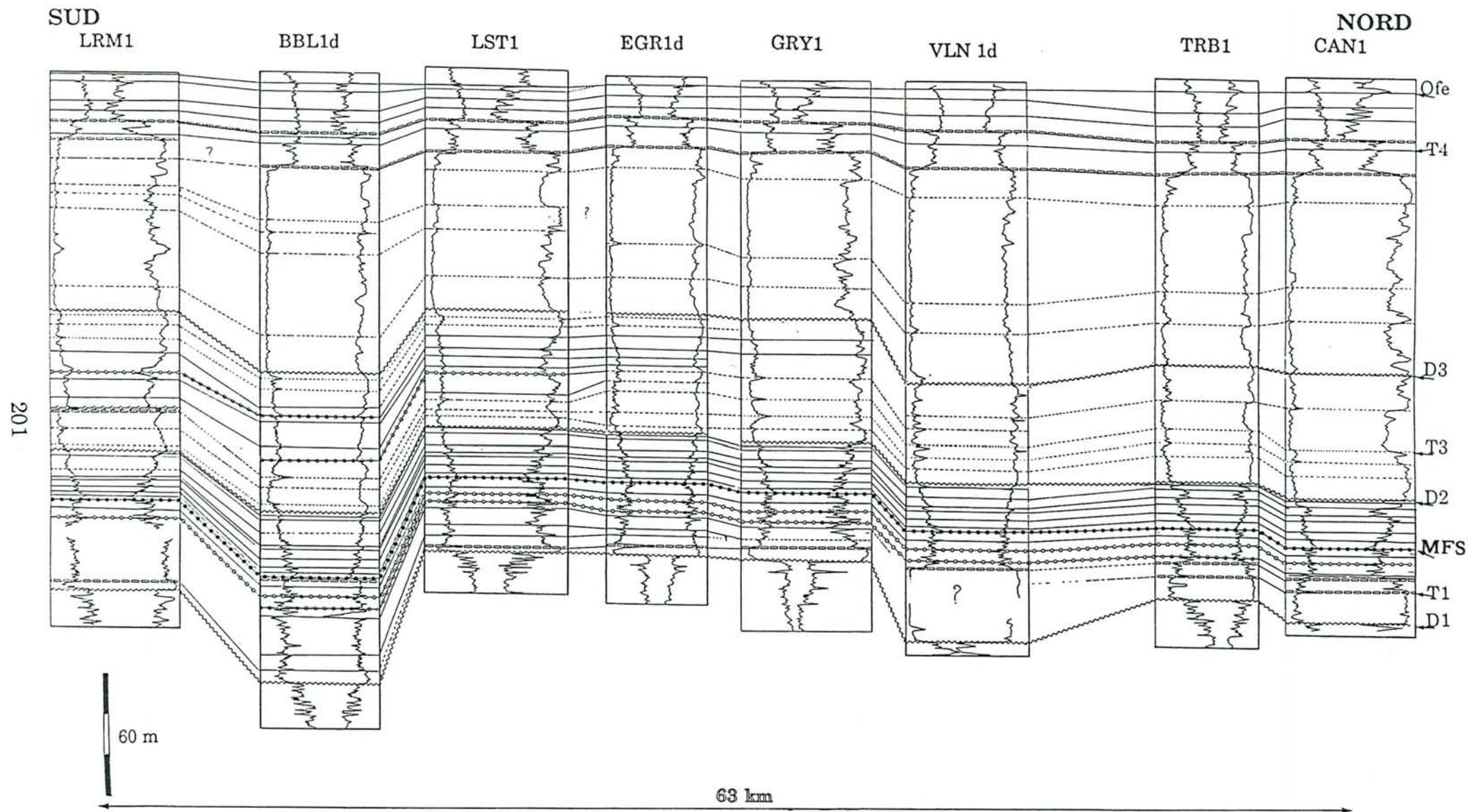


Figure A2.3 - Corrélations des sondages suivant la coupe NS1

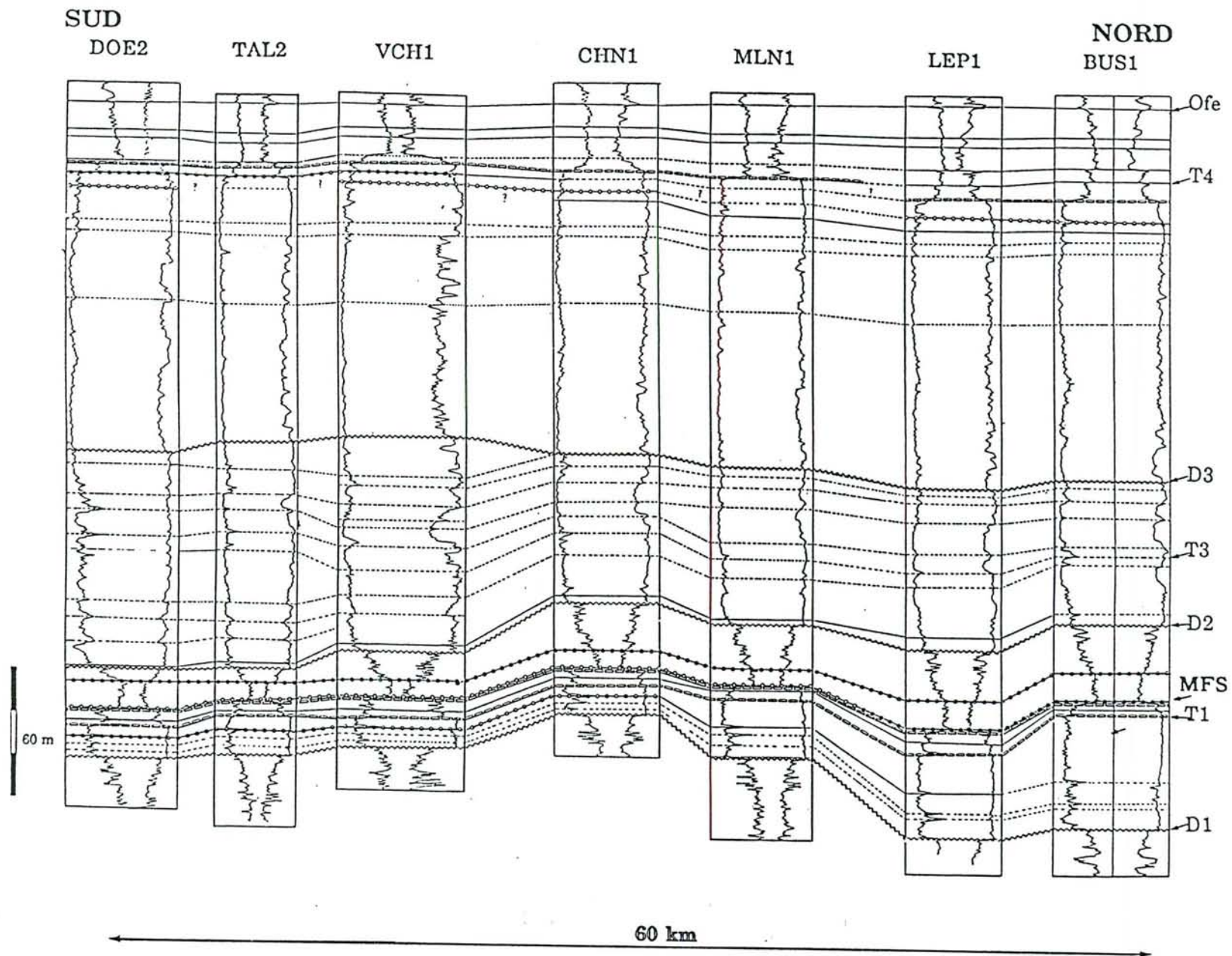


Figure A2.4 - Corrélations des sondages suivant la coupe NS2.

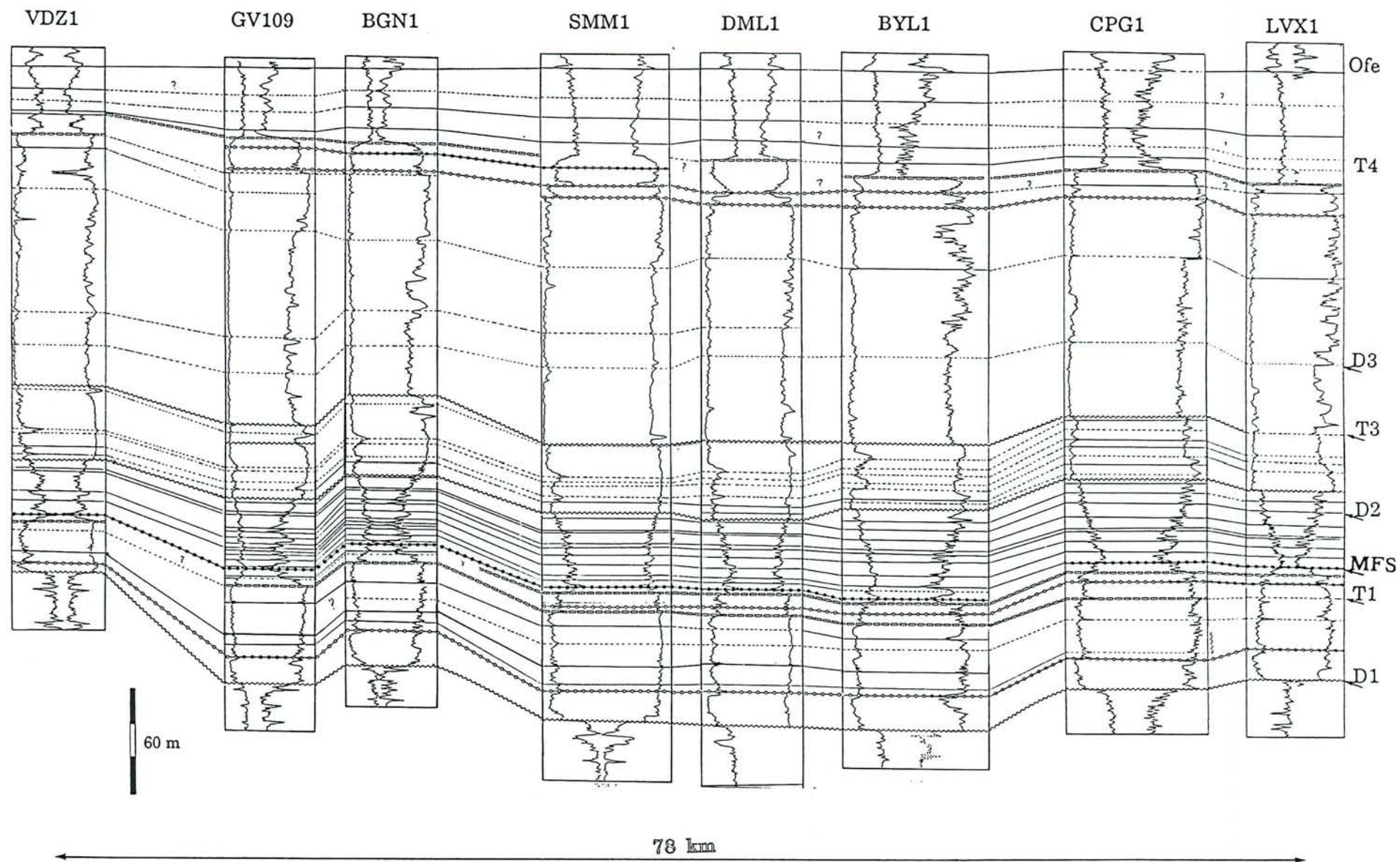


Figure A2.5 - Corrélations des sondages suivant la coupe NS4.

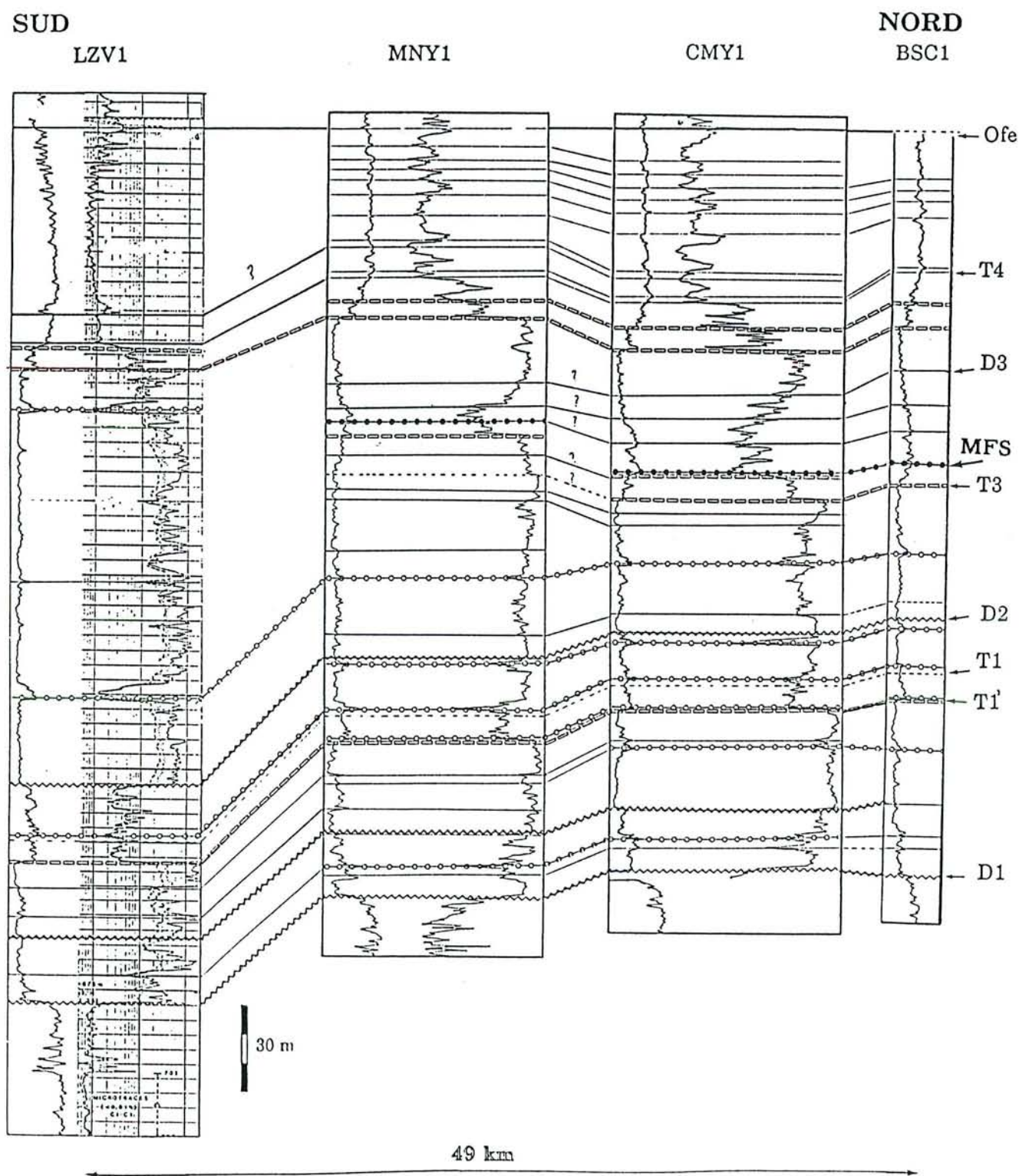


Figure A2.6 - Corrélations des sondages suivant la coupe NS6.

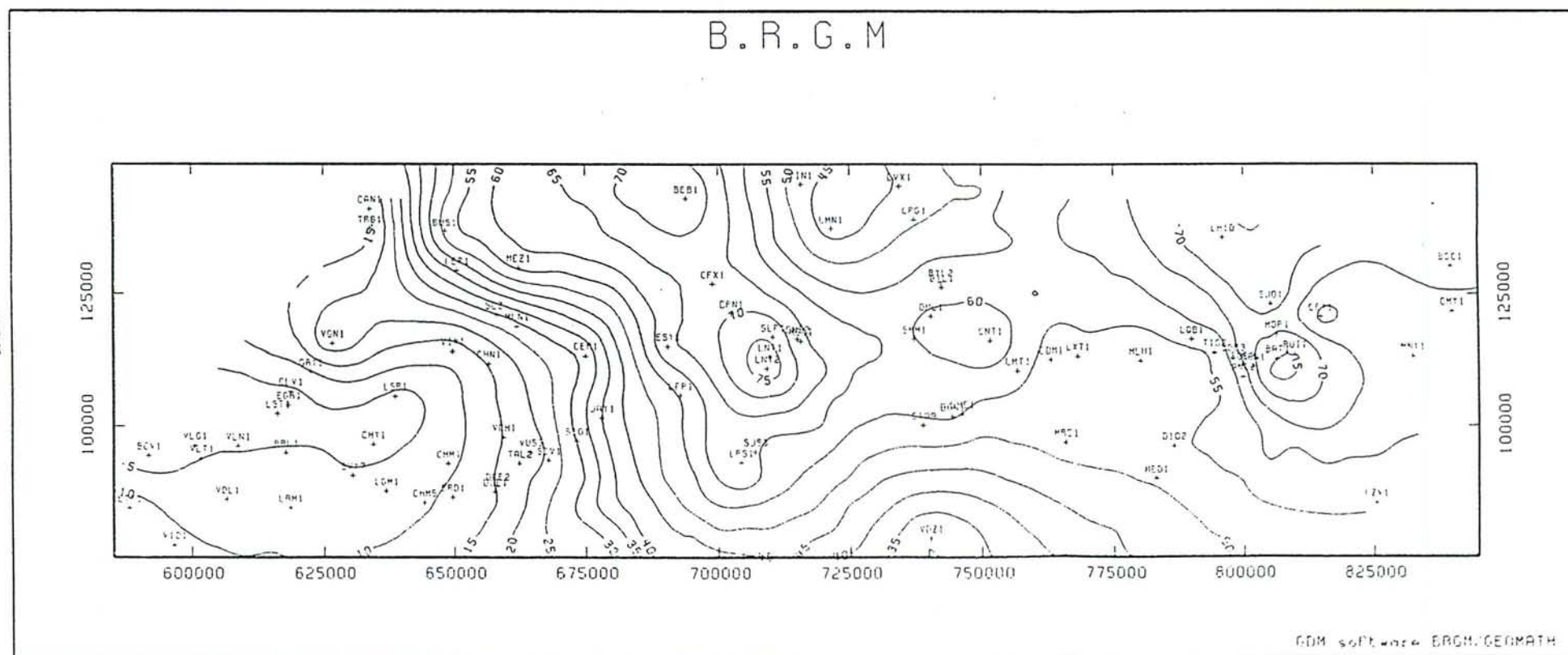
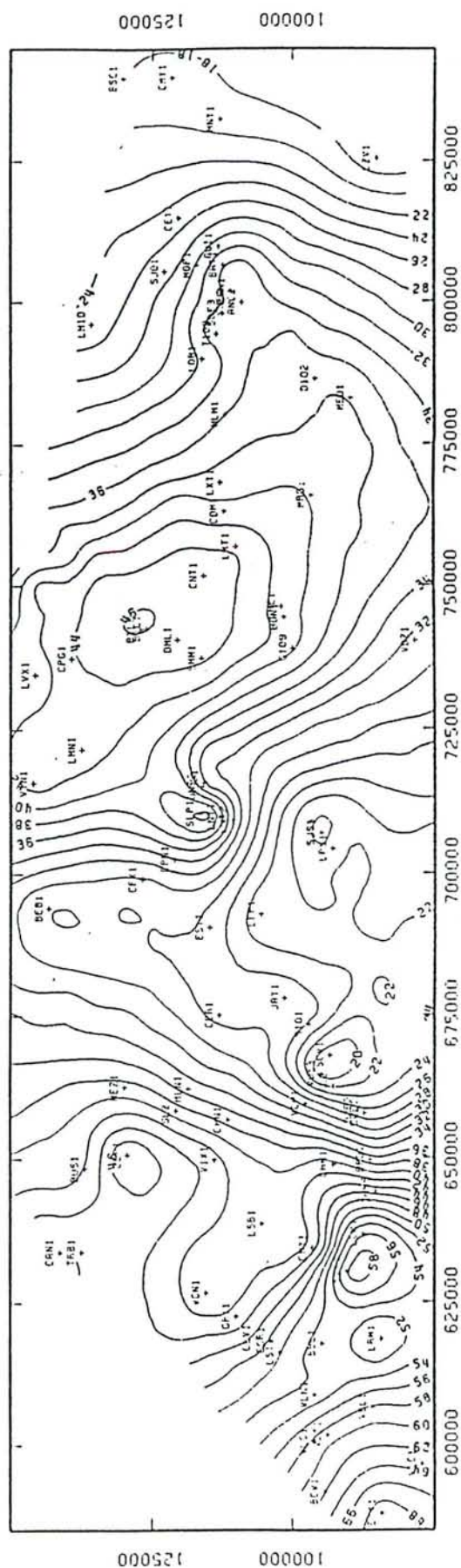


Figure A2.7 - Carte d'isopaques de l'unité D1- T1.

B.R.G.M



CDM software BRGM/GEOMATH

Figure A2.8 - Carte d'isopaques de l'unité T1-D2

Liste des sondages et leurs coordonnées Lambert

SHID	XXXX	YYYY	ZZZZ	FLID
ANC2	799875.00	109225.00	236.00	ANCERVILLE
BEB1	693903.00	143403.00	108.10	BAULNE EN BRIE 1
BAT1	806487.00	112541.00	189.28	BAZINCOURT 1
BCV1	591583.10	94439.00	97.70	BECHEVRET 1
BGN1	744385.80	101750.20	159.51	BEIGNE 1
BBL1	617693.00	94943.50	73.28	BOIS-BRULE 1D
BSC1	839706.00	130254.00	355.00	BOIS-Ste-CATHERINE 1
BUS1	648189.10	136933.60	165.54	BUIS 1
BYL1	742447.00	126203.00	149.10	BUSSY-LETTREE 1
BYL2	742253.30	127191.50	153.38	BUSSY-LETTREE 2
CER1	674971.00	113188.00	169.10	CERNEUX 1
CPG1	737230.00	139313.00	116.30	CHAMPIGNEUL 1
CHN1	656576.60	111705.30	133.24	CHAMPOTRAN 1
CHM1	648752.00	92915.00	113.00	CHARMOTTES 1
CAN1	633874.60	141366.40	95.30	CHAUCONIN 1
CHY1	634410.00	96540.00	93.00	CHAUNOY 1
CLV1	618605.80	106583.80	87.00	COMBS-LA-VILLE
CMY1	839932.00	121651.00	295.50	COMMERCEY 1
CNT1	751622.00	116072.00	107.98	CONNANTRE 1
CNT2	714939.00	116395.00	110.70	CONNANTRE 2
CFX1	698859.00	126887.00	196.13	CORFELIX 1
CDM1	763011.10	112504.60	108.30	COURDEMANGES 1
CEY1	814830.00	120500.00	240.00	CULEY 1
D102	786440.00	96180.00	155.00	DER 102
DML1	740432.50	120684.30	161.36	DOMMARTIN-LETTREE 1
DOE2	658145.20	88587.26	136.84	DONNEMARIE 2
EGR1	618190.80	104006.40	86.22	EGRENAY 1D
DOE1	657683.40	87510.48	119.73	DONNEMARIE 1
BRD1	649588.00	86470.00	123.00	BREMONDERIE 1
ETY1	587899.40	84370.98	69.87	ETRECHY 1D
ESY1	690405.90	114965.80	167.00	ESTERNAY 1
G109	738916.70	100093.80	118.40	GRANDVILLE 109
CPN1	702398.10	121229.60	203.95	CHAPTON 1
GRY1	622459.00	110201.00	96.40	GRISY 1
HLH1	780131.30	112274.00	131.50	HEILTZ LE HUTIER 1
JAY1	677980.00	101575.00	152.00	JANVRY 1
LFP1	692719.70	105773.50	179.37	LA FOLIE DE PARIS 1
LH1D	796050.70	135859.00	158.51	LAHEYCOURT 1D
LMN1	721472.90	137550.40	213.02	LA MOTTE NOIRE 1D
CHM5	644150.00	85444.00	111.80	CHARMOTTES 5
LSB1	638646.00	105661.00	103.00	LA SABLIERE 1
LMT1	756725.00	110390.00	204.00	LE-MEIX-TIERCELIN 1
LPS1	704194.50	93106.19	73.23	LE PASSAGE 1
LGM1	636905.10	87662.75	106.91	LES GRANDES MAISONS 1
LQB1	789955.00	116265.00	193.00	LES QUATRES BRAS 1
LRM1	618499.00	84461.00	78.70	LES ROCHES MOREAU 1
LVX1	734462.10	145759.70	80.86	LES VAYEUX 1
LEP1	650552.00	129398.50	144.39	L'EPINEUSE 1
LZV1	825358.00	85347.00	384.30	LEZEVILLE 1
LHE1	746300.00	102200.00	161.10	LHUITRE 1
LST1	616135.80	102425.60	89.00	LIEUSAIN 1
LNT1	709719.20	112980.30	103.08	LINTHELLES 1
LNT2	709137.80	110856.90	86.25	LINTHELLLES 2
LXT1	768096.00	113038.00	107.50	LUXEMONT 1
MLN1	662005.20	118773.30	139.55	MALNOUE 1
MRG1	765861.80	96853.50	125.30	MARGERIE 1
MSG1	715609.00	115967.00	107.98	MARSANGIS 1
MEZ1	662318.00	129939.00	140.00	MELARCHEZ 1 bis
MNY1	832360.70	113037.90	334.50	MELIGNY 1
MOP1	806412.00	117207.00	270.30	MONPLONNE 1

MED1	783000.00	89950.00	153.00	MONTIER-EN-DER 1
RUI1	809854.00	113385.00	307.00	RUISSARD 1
RPN1	801792.00	111131.00	232.13	RUPT AUX NONAINS 1
S101	673275.00	97200.00	148.50	SAINT-BRICE 101
SCV1	667964.90	93533.03	125.92	STE COLOMBE VOULZIE 1
SJS1	706875.00	95159.00	74.14	SAINT-JUST-SAUVAGE 1
SJS3	706897.20	95121.75	73.98	SAINT-JUST-SAUVAGE 3D
SLZ	658193.40	120900.00	141.80	SAINT LAZARE 1
SJO1	805299.90	122964.30	250.00	ST JOSEPH 1
SLP1	710252.00	116722.00	136.00	SAINT LOUP 1
SVY7	630442.10	90649.13	81.56	SIVRY 7D
SOE2	799733.00	111279.00	198.91	SOMMELONNE 2
SOE3	797955.00	112777.00	190.57	SOMMELONNE 3
SMM1	737202.40	116358.80	166.29	SOMMESOUS 1
TRB1	633877.00	137554.00	49.36	TRIBALDOU 1
T102	794371.00	113753.00	192.00	TROIS FONTAINES 102
TAL2	662390.80	92899.98	121.50	TROU-AUX-LOUPS 2
VDZ1	740271.00	78546.00	180.00	VALDREZ 1
V101	596445.80	77293.26	122.21	VALPUISEAUX 101
VLG1	600440.10	96406.77	76.60	VERT LE GRAND 1
VLT1	601695.30	93947.07	71.32	VERT LE PETIT 1D
VCH1	659396.90	97871.74	135.42	VIEUX CHAMPAGHE 1
VGN1	626641.80	115546.10	105.66	VIGNOLLES 1D
VIX1	649648.00	114035.00	108.53	VILLARCEAUX 1
VLN1	608642.30	96260.63	82.63	VILLOISON 1D
VIN1	715688.90	146106.30	120.10	VINAY 1
VUS3	664563.00	95084.00	134.00	VULAINES 3
VDL1	606574.20	86065.04	142.30	VIDELLES 1

**LISTES DES FIGURES, TABLEAUX ET
PLANCHES**

LISTES DES FIGURES

Figure 1 - Localisation des sondages étudiés dans le Bassin de Paris.

Figure I.1 - Carte structurale du Bassin de Paris (Perrodon et Zabek, 1991, légèrement modifiée d'après Le Roux, 1975a).

Figures I. 2a et I.2b - Carte isopaque du Dogger du Bassin de Paris et coupe lithologique suivant le tracé A - B (d'après Megnien, 1980, in Perrodon et Zabek, 1991).

Figure I.3 - Coupe lithostratigraphique des affleurements du Dogger en Lorraine (d'après Le Roux 1980, modifiée d'après Poirot, 1992).

Figure II.1 - Log composite mettant en évidence les différents types de diagraphies de base.

Figure II.2 - Principe de l'outil BHC* (Serra, 1979).

Figure II.3 - Schéma et principe de l'outil FDC* (Serra, 1979).

Figure II.4 - Schéma et principe de l'outil CNL* (Serra, 1979).

Figure II.5 - Schéma de la Répartition des résistivités dans un trou (Serra, 1985).

Figure II.6 - Diagraphies de mesures spectrométriques du rayonnement γ naturel.

Figure II.7 - Courbes de mesures spectrométriques du rayonnement γ induit.

Figure II.8 - Schéma et principe de l'outil SHDT* (Serra, 1990)..

Figure II.9 - Courbes de microrésistivité obtenue. à partir du SHDT*: cas des formations argilo-carbonatées.

Figure II.10 - Coupe verticale de l'outil FMS* (A) et principe d'un patin (B) (d'après Ekstrom et al., 1987, in Pezard , 1988).

Figure II.11 - Comparaison entre une image Obtenue à partir du FMS* (pad 3 et pad 4) et celle d'une carotte (core photo) (Shlumberger, 1989).

Figure III.1 - Log illustrant les informations sur la vitesse d'enregistrement, le ΔRho , les zones à caves et la polarité des courbes.

- Figure III.2** - Diagrammes lithologiques standards $\text{RhoB} = f(\text{NPhi})$ et $\text{RhoB} = f(\text{DT})$.
- Figure III.3** - Diagrammes minéralogiques standards $\text{N} = f(\text{P})$ et $\text{Pef} = f(\text{N})$.
- Figure III.4** - Différents diagrammes permettant de combiner paramètres fondamentaux, coefficients fondamentaux et la radioactivité.
- Figure III.5** - Diagramme $\text{Rhoma} = f(\text{Uma})$ et diagrammes géochimiques.
- Figure III.6** - Démarche résumé de l'analyse par cut-off (repris d'après Bourquin, 1991).
- Figure III.7** - Reconnaissance de la texture des carbonates à partir des courbes de microrésistivité (Serra, 1985).
- Figure III.8** - Mise en évidence de la structure des carbonates et des fractures à partir du FMS* (Shlumberger, 1989).
- Figure III.9** - Surfaces remarquables, cortège de dépôt et les modalités d'empilement des séquences génétiques (d'après Posamentier et al., 1988 ; Cross, 1988, in Homewood et al., 1992).
- Figure III.10** - Différents ordres de séquences (Guillocheau 1992, cours ENSPM).
- Figure III.11** - Différence entre la séquence génétique et la paraséquence.
- Figure III. 12** - Résumé de la démarche en stratigraphie séquentielle.
-
- Figure IV.1** - Localisation des sondages ayant fait l'objet d'analyse faciologique.
- Figure IV.2** - Caractérisation diagraphique des faciès calcaires non argileux et des grès.
- Figure IV.3** - Caractérisation diagraphique des faciès plus ou moins argileux et des dolomies.
- Figure IV.4** - Caractérisation des faciès à partir du SHDT*.
- Figure IV.5** - Caractérisation diagraphique et colonne faciologique du sondage Etrechy 1d (ETY 1d).
- Figure IV.6** - Caractéristiques diagraphiques de la base de la sous-zone 1a..
- Figure IV.7** - Caractéristiques diagraphiques du centre et du sommet de la sous-zone 1a.
- Figure IV.8** - Caractéristiques diagraphiques de la sous-zone 1b.
- Figure IV.9** - Caractéristiques diagraphiques de la zone 2.

Figure IV.10 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 3.
Figure IV.11 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 4.
Figure IV.12 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 5.
Figure IV.13 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Villoison 1d (VLN 1d).
Figure IV.14 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Vinay 1 (VIN 1).
Figure IV. 15 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 1.
Figure IV. 16 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 2.
Figure IV.17 - Caractérisation diagaphiques de la sous-zone 3a.
Figure IV.18 - Caractérisation diagaphiques de la sous-zone 3b.
Figure IV 19 - Enregistrements diagaphiques et colonne faciologique du sondage Margerie 1 (MRG 1).
Figure IV.20 - Caractéristiques diagaphiques de la sous-zone 3c.
Figure IV.21 - Caractéristiques diagaphiques de la zone 4.

Figure V.1 - Localisation des sondages corrélés et tracés des différentes coupes.
Figure V.2 - Signatures diagaphiques d'unités génétiques en domaine marin ouvert.
Figure V.3 - Signatures diagaphiques d'unités génétiques en milieu marin interne (Guillocheau, cours ENSPM, 1992).
Figure V.4 - Hiérarchisation d'unités génétiques sur une coupe verticale (exemple du sondage LSB 1).
Figure V.5 - Exemple schématique du saut de surface d'inondation maximale.
Figure V.5a - Carte gravimétrique mettant en évidence le "môle" de Grisy (BRGM, *in* Perrodon et Zabek, 1991).
Figure V.6 - Corrélations des sondages suivant la coupe EW2 (GRY1 - CMY1).
Figure V.6a - Représentation schématique des différents cycles transgressions/régressions.
Figure V.7 - Différents cycles Transgressif/Régressif majeur et mineurs
Figure V.8 - Essai de corrélation avec les formations affleurantes (données biostratigraphiques d'après Contini, 1968 et Poirot, 1992).
Figure V.9 - Corrélations des sondages suivants la coupe SN5 (DER103-LHT 1d).
Figure V.9a - Evolution des différentes surfaces corrélées à travers la coupe lithologique EW3 (BCV1 - MNY1).
Figure V.10 - Corrélations suivant la coupe WE2 (BCV1- MNY1).

- Figure V.11** - Corrélations suivant la coupe SN3 (LPS- VIN1).
- Figure A1.1** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Valpuiseaux 101 (VAX 101).
- Figure A1.2** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Les Roches Moreau 1 (LRM 1).
- Figure A1.3** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Bois-Brûlé 1d (BBL 1d).
- Figure A1.4** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Combs-La-Ville 1 (CLV 1).
- Figure A1.5** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Egrenay 1d (EGR 1d).
- Figure A1.6** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Vert-le-Grand 1 (VLG 1).
- Figure A1.7** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Sommesous 1 (SMM 1).
- Figure A1.8** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Saint-Lazare 1 (SLZ 1).
- Figure A1.9** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage La Motte Noire 1d (LMN 1d).
- Figure A1.10** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage La folie de Paris (LFP 1).
- Figure A1.11** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Chauconin 1 (CAN 1).
- Figure A1.12** - Enregistrements diagraphiques et colonnes faciologiques du sondage Luxemont 1 (LXT 1).
-
- Figure A2.1** - Corrélations des sondages suivant la coupe EW1.
- Figure A2.2** - Corrélations des sondages suivant la coupe EW4.
- Figure A2.3** - Corrélation des sondages suivant la coupe NS1.
- Figure A2.4** - Corrélation des sondages suivant la coupe NS2.
- Figure A2.5** - Corrélations des sondages suivant la coupe NS4
- Figure A2.6** - Corrélations des sondages suivant la coupe NS6
- Figure A2.7** - Carte d' isopaques de l'unité D1-T1.
- Figure A2.8** - Carte d' isopaques de l'unité T1-D2.

TABLEAUX

Tableau I.1 - Résumé des ensembles mégaséquentiels au centre et sur la bordure orientale du centre du Bassin de Paris

Tableau IV.1 - Différents types d'enregistrements diagraphiques des sondages du groupe A et caractéristiques des boues de forage.

Tableau IV.2 - Différents types d'enregistrements diagraphiques des sondages du groupe B et caractéristiques des boues de forage.

Tableau IV.3 - Résumé des différents faciès obtenus par analyse faciologique des sondages.

PLANCHES

Planche I - Image du FMS* zone 3.

Planche II - Image du FMS* zone 3.

Planche III - Image du FMS* zone 3.

Planche IV - Image du FMS* zone 4.

Planche V - Image du FMS* zone 5.

Planche VI - Image du FMS* zone 5.

Planche VII - Image du FMS *zone 5.

Planche VIII- Image du FMS * "Argiles supérieures".

Planche IX - Image du FMS* "Argiles supérieures".

UNIVERSITE DE NANCY I

NOM DE L'ETUDIANT : Madame NIDA (épouse NTAMAK) Marie-Joseph

NATURE DE LA THESE : DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I
en GEOLOGIE SEDIMENTAIRE

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 28 AVR. 1993 n° 152

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I



RÉSUMÉ

L'étude diagrapique présentée dans ce travail concerne le Dogger du Bassin de Paris. Il a d'abord été effectué sur quinze sondages afin de caractériser la lithologie, la texture et la structure des faciès. Les corrélations ensuite réalisées en appliquant la démarche de la stratigraphie séquentielle à "haute résolution" (Stacking-Pattern) sur quatre-vingt onze sondages ont permis de reconstituer l'histoire géologique du Bassin de Paris.

Il en résulte un contrôle structural du Dogger se manifestant de plusieurs manières. Les dépôts s'organisent en un vaste cycle transgression/régression majeur englobant quatre cycles mineurs. Les surfaces d'inondation maximale du cycle majeur sont diachrones et se relaient latéralement à travers les sondages. La transgression commence plus tôt à l'Ouest (Bajocien supérieur) et arrive plus tard à l'Est (Bathonien) : ceci implique soit un effet de la subsidence, soit celui de la production des carbonates et des apports détritiques. Les cycles mineurs ne sont ni synchrones, ni d'expression identique et ne sont pas toujours bien exprimés à travers le bassin : ils sont dus à des effets combinés de la tectonique, de la production des carbonates et des apports détritiques. Les dépôts montrent également une inversion des tendances paléogéographiques sous un contrôle tectonique important. Le domaine marin se trouve à l'Ouest au Bajocien inférieur et moyen, alternativement à l'Est puis à l'Ouest au Bajocien supérieur, et à l'Est au Bathonien.

Les résultats montrent qu'à une échelle de séquences de durée comprise entre le million et la dizaine de millions d'années, la tectonique et les apports sédimentaires (production des carbonates et apports détritiques) ont une importance considérable.

Mots-Clés : Dogger, Bassin de Paris, diagrapies différées, analyse faciologique, unités génétiques, stratigraphie séquentielle, cycle transgression/régression, subsidence, tectonique.

ABSTRACT

The wireline-logs study presented in this work concerns the Dogger of the Paris Basin. In the first part, lithology, structure and texture of the facies were analyzed from fifteen wells. In the second part, correlations are realized by using "high resolution" sequence stratigraphy (stacking-pattern principle) from nineteen-one wells.

The structural control of Dogger sedimentation is specified and shown in different ways. A major transgression/regression cycle including four minor cycles control the sedimentary deposition. The maximum flooding surfaces of the major cycle are diachronous and related laterally through-out the wells. The transgression arrive first in the west (upper Bajocian) to reach the east afterwards (Bathonian) : This implies either subsidence effect or variations in carbonates production and detrital supply. The minor cycles are neither synchronous, nor similar and they are not clearly expressed through-out the basin. This results from the combined effects of tectonics and sedimentary input (carbonates production and detrital supply). These deposits also show paleogeographical inversion under a tectonic control. During the lower to middle Bajocian, upper Bajocian and then Bathonian, the marine area was distributed successively to the west, east and west, and finally to the east.

These results demonstrate that tectonics and sedimentary supply are important for a scale of time comprised between one to ten or so million years.

Keys-words : Dogger, Paris Basin, wireline-logs, facies analyzis, genetic units, sequence stratigraphy, transgression/regression cycle, subsidence, tectonic.