

Le Trias détritique de l'Oued Mya (Sahara algérien) : sédimentation estuarienne, diagenèse et porogenèse, potentialités pétrolières

Hamid Ait-Salem

▶ **To cite this version:**

Hamid Ait-Salem. Le Trias détritique de l'Oued Mya (Sahara algérien) : sédimentation estuarienne, diagenèse et porogenèse, potentialités pétrolières. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1990. Français. NNT : . tel-02324062

HAL Id: tel-02324062

https://theses.hal.science/tel-02324062

Submitted on 21 Oct 2019

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.

AUTEUR

n° d'ordre

Année 1990

UNIVERSITE DE LYON C.G.T. GEOLOGIE 2

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I
INSTITUT T.O.A.E.E.- CENTRE DES SCIENCES DE LA TERRE

THESE

PRÉSENTÉE

DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD LYON I

POUR L'OBTENTION DU DIPLOME DE DOCTORAT

par Hamid AIT-SALEM

-

LE TRIAS DETRITIQUE DE L'OUED MYA

(SAHARA ALGÉRIEN)

SÉDIMENTATION ESTUARIENNE
DIAGENESE ET POROGENESE
POTENTIALITÉS PETROLIERES

soutenue publiquement le 26 avril 1990 devant la commission d'examen :

MM.	Serge ELMI	Président
	Jacques PERRIAUX	Rapporteur
	Pierre COTILLON	Rapporteur
	Georges TRUC	Examinateur
	Eric JAUTEE	Examinateur

UNIVERSITE DE LYON C.O.T. CÉLOGE

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

Président de l'Université	M. le Professeur P. ZECH
1er Vice-Président Fédération Santé	M. le Professeur L.M. PATRICOT
1er Vice-Président Fédération Sciences	M. Le Professeur UZAN
Président du Comité de Coordination des Etudes Médicales	M. le Professeur P. ZECH
Secrétaire Général	M. F. MARIANI

FEDERATION SANTE

- UFR de Médecine GRANGE-BLANCHE	Directeur : Mme le Pr. PELLET
- UFR de Médecine ALEXIS-CARREL	Directeur : M. le Pr. EVREUX
- UFR de Médecine LYON-NORD	Directeur : M. le Pr. PATRICOT
- UFR de Médecine LYON-SUD	Directeur : M. le Pr. DEJOUR
- Institut des Sciences Biologiques et Pharmaceutiques	Directeur : M. le Pr. VILLARD
- UFR d'ODONTOLOGIE	Directeur : M. le Pr. MAGLOIRE
- INSTITUT DES TECHNIQUES DE READAPTATION	Directeur : M. le Pr. EYSSETTE
- Département de BIOLOGIE HUMAINE	Directeur : M. le Pr. BRYON
- Département d'INNOVATION ET DE COORDINATION PEDAGOGIQUE	Directeur : M. le Pr. LLORCA

FEDERATION SCIENCES

- Institut DES SCIENCES DE LA MATIERE	Directeur : M. le Pr. ELBAZ
- Institut DES SCIENCES DE L'INGENIERIE ET DU DEVELOPPEMENT TECHNOLOGIQUES	Directeur : M. le Pr. FONTAINE
- Institut DE CHIMIE ET BIOLOGIE	Directeur : Mme VARAGNAT, M.C.
- Institut d'ANALYSE DES SYSTEMES BIOLOGIQUES ET SOCIO-ECONOMIQUES	Directeur : M. le Pr. LEGAY
- Institut DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'OCEAN, DE L'ATMOSPHERE, DE L'ESPACE ET DE L'ENVIRONNEMENT	Directeur : M. le Pr. ELMI
- UFR des ACTIVITES PHYSIQUES ET SPORTIVES	Directeur : M. le Pr. CAMY
- I.U.T. A	Directeur : M. le Pr. GIELLY
- I.U.T. B	Directeur : M. le Pr. PIVOT
- Département de 1er Cycle pluridisciplinaire Sciences	Directeur : M. PONCET, M.C.
- Département de 2ème Cycle	
- Sciences de la Vie et de la Terre	Directeur : M. le Pr. BLANCHET
- Sciences pour l'Ingénieur	Directeur : M. le Pr. BETHOUX
- Sciences de l'Analyse et de la Matière	Directeur : M. le Pr. VIALLE

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS 5

RESUME 7

I. INTRODUCTION 9

A. SITUATION GÉOGRAPHIQUE 9
B. CADRE GÉOLOGIQUE 9
C. LES DÉFORMATIONS PALÉOZOIQUES 9
D.POSITION DU PROBLEME 12

II. METHODOLOGIE 13

A. LISTE DES SONDAGES ÉTUDIÉS 13
B. CHOIX DES SONDAGES POUR UNE ÉTUDE DÉTAILLÉE 13
C. LES DIAGRAPHIES 13
D.LES PROFILS SISMIQUES 13
E. PÉTROGRAPHIE 13
F. TECHNIQUES D'ANALYSE 13
1. Granulométrie 13
2.Diffractométrie aux rayons X 15
3. Typologie des zircons 15
a. Méthode de préparation des échantillons 16
b. Etude des populations de zircons 16
c. Limites de la méthode dans le cas du Trias de l'Oued Mya 16

III. STRATIGRAPHIE 19

A. STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE DU TRIAS DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE 19
B. LA PROVINCE CENTRALE 19
1. Stratigraphie générale de cette région 19
2. La série inférieure 21
3. La série intermédiaire 21
4. La formation T1 21
5. La formation T2 21
6. L'argileux 21
C. LE GRAND ERG ORIENTAL, LE SUD TUNISIEN ET LA RÉGION DE RHOURDE EL BAGUEL 23
1. Le Grand Erg Oriental 23
2.Le Sud tunisien 23
3. La région de Rhourde El Baguel 24
D. LA PROVINCE DU GASSI-TOUIL 24
E. LA HAMADA DE TINRHERT 25
F. LA PROVINCE SEPTENTRIONALE 25
G. LES DONNÉES DE LA PALYNOLOGIE 26
1. Les premiers travaux 26
2. Les travaux plus récents 28
3.Conclusion 30

IV. SEQUENCES ET ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES. 33

A. DESCRIPTION DES SONDAGES TYPES.....33
1. Le sondage ORA-1. 33
2. Le sondage DET-1..... 34
3. Le sondage DJH-1..... 35
4.Le sondage Bi-1. 36
5. Le sondage AGD-1..... 37
6.Le sondage ZCR-1. 37
7.Classification des grès. 38
8. Résultats des analyses de diffractométrie aux RX..... 40
B. ANALYSE SÉQUENTIELLE.....40
1. Objectifs de l'analyse séquentielle. 40
2. Définition de la séquence sédimentaire..... 41
3. Les discontinuités sédimentaires. 41
4. Les structures sédimentaires..... 42
5. Les séquences sédimentaires et les environnements de dépôt correspondants. 43
6. Application au Trias de la région étudiée..... 43
7. Réponses diagraphiques du faciès. 49
a.A l'échelle de l'échantillon. 49
b. A l'échelle de la séquence. 49
c. Différents types de séquences diagraphiques observées dans la région étudiée..... 49
8. Parallélisme entre séquences sédimentaires et séquences diagraphiques..... 56
9. Apports de l'analyse séquentielle à une nouvelle délimitation des différentes formations..... 56
a. La mésoséquence, outil de corrélations..... 56
b. Nouvelles délimitations de formations proposées à l'aide de l'analyse séquentielle. 58
b1. La série inférieure. 58
b2. La série intermédiaire (formation nouvellement définie)..... 58
b3. La formation T1. 59
b4. La formation T2. 60
b5. L'argileux. 60
10. Résultats et interprétations des analyses de granulométrie par tamisage..... 60
a. Les courbes en ordonnée de probabilité; VISHER(1969). 60
b.Le diagramme CM de PASSEGA (1964, 1969). 66
c. Le diagramme Skewness/Standard-Deviation de FRIEDMAN (1967)..... 74
d. Conclusion..... 74

V.PALEOGEOGRAPHIE. 85

A. CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES.....85
B. CLASSIFICATION DES LITHOFACIES SELON LA MÉTHODE PROPOSÉE PAR MIALL (1978, 1988).....86
C. LES ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES DANS LA RÉGION DE L'OUED MYA.....90
D.LES SOURCES D'APPORTS.....95
1. Les travaux précédents..... 95
2. Les pendagemétries..... 95
3. Typologie des zircons..... 102

E. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE, DU CLIMAT ET DE L'EUSTATISME SUR LA SÉDIMENTATION. 104
1.Tectonique antétriasique 104
2. Quelques aspects de tectonique synsédimentaire. 105
3. Aperçu sur la tectonique post-triasique. 105
4. Relations existant entre la tectonique, le climat et la sédimentation dans la région de l'Oued Mya. Influence de la morphologie 107
5. Part de la tectonique et de l'eustatisme dans la genèse des séquences. 108

VI.TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES. 111

A. INTRODUCTION. DÉFINITIONS. 111
B. ASPECT PÉTROGRAPHIQUE. 111
1. Place des carbonates dans les séquences. 111
2.Aspect macroscopique. 111
3. Aspect microscopique. 111
C. LA DIAGENESE PRÉCOCE ET SUPERFICIELLE : LES ENCROUTEMENTS ÉPIGÉNÉTIQUES. 112
1.Généralités sur les encroûtements 112
2. Les encroûtements dolomitiques de nature pédogénétique. 112
a. Etat des connaissances. 112
b. Application aux sédiments du Trias de l'Oued Mya. 113
3. Les encroûtements dolomitiques liés aux battements d'une nappe phréatique. 115
a. Etat des connaissances. 115
b. Application aux sédiments du Trias de la région étudiée. 115
4.Hydrologie. 116
5. Conclusion : dynamique des nappes dolomitisantes et fluctuations littorales. Proposition d'un modèle génétique. 117
D. LA DIAGENESE TARDIVE ET D'ENFOUISSEMENT : RECRISTALLISATIONS ET CIMENTATIONS CARBONATÉES ET SULFATÉES. 121
1. Les effets de la diagenèse tardive sur les sédiments de la région étudiée. 121
2. Différentes étapes diagénétiques subies par ces sédiments 121
3. Importance et place de la dolomite en temps qu'agent enregistreur du degré d'enfouissement. 122

VII. POTENTIALITES PETROLIERES. 125

A. RAPPELS DE QUELQUES NOTIONS DE BASE EN GÉOLOGIE PÉTROLIERE. 125
1. La roche mère. 125
2. Le réservoir. 125
3.Les pièges. 125
4. La couverture. 125
B FACTEURS PHYSIQUES REGISSANT LA CIRCULATION DES HYDROCARBURES DANS LA ROCHE. 125
C LES RÉSERVOIRS. 127
1. La porosité. 127
2. La perméabilité. 127
3. Répartition de la porosité et de la perméabilité dans les sédiments du Trias de l'Oued Mya. 127
4 Localisation des pièges possibles dans cette région. 132
a. Dans la série inférieure. 132
b.Dans la série intermédiaire. 132
c. Dans la formation T1. 132
d.Dans la formation T2. 132

VIII. CONCLUSION GENERALE. 141
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 143
LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX..... 153
PLANCHES.

AVANT-PROPOS

Cette étude a fait l'objet d'une demande de travail confiée par le District IV de la Direction Exploration de la Société Pétrolière SONATRACH pour le Centre de Recherche et Développement (SONATRACH, Boumerdès). Le travail a été éffectué à l'Université Claude Bernard-Lyon I dans le cadre d'une thèse.

Je désire exprimer tout d'abord mes remerciements au Ministère de l'Energie et des Industries Chimiques et Pétrochimiques (M.E.I.C.P.), récemment dénommé Ministère des Mines, ainsi qu'au Ministère de l'Enseignement Supérieur pour m'avoir accordé une bourse d'étude.

Je remercie Messieurs AIT-HAMOUDA, chef du District IV de la Direction Exploration, pour m'avoir confié la réalisation de cette étude et témoigné sa confiance, A. BELHAOUAS, Directeur du Centre de Recherche et Développement, m'a permis de réaliser cette thèse en mettant à ma disposition tous les moyens matériels du C.R.D. Il m'a souvent manifesté son intérêt, sa confiance et son soutien moral. Qu'ils trouvent ici, tous les deux, l'expression de ma gratitude.

Monsieur Serge ELMI, Professeur à l'Université Claude Bernard - Lyon I et Directeur de l'Institut Terre-Océan-Atmosphère-Espace & Environnement, m'a chaleureusement accueilli dans son laboratoire. Je le remercie de m'avoir fait bénéficié de ses précieux conseils et orientations et d'accepter de présider le jury de cette thèse.

Monsieur Jacques PERRIAUX, Professeur émérite à l'Institut Dolomieu de Grenoble, m'a fait bénéficié de sa grande expérience sur le Trias et sur la sédimentologie des dépôts continentaux. Ses judicieux conseils, l'intérêt et les encouragements qu'il m'a sans cesse manifestés m'ont été d'un grand apport dans la réalisation de cette thèse. Je lui exprime ma profonde gratitude et mes chaleureux remerciements.

Monsieur Pierre COTILLON, Professeur à l'Université Claude Bernard - Lyon I, a très aimablement accepté d'assurer le rôle de rapporteur malgré un emploi du temps très chargé; je tiens donc à lui témoigner mes plus vifs remerciements.

Monsieur Georges TRUC, Maître de conférences à l'Université Claude Bernard - Lyon I, a suivi pas à pas mes travaux; son accueil chaleureux et son aide matérielle m'ont permis de m'installer à Lyon. Les longues et riches discussions sur les encroûtements carbonatés ont éclairé bien des problèmes. Je lui exprime ma profonde gratitude et mes remerciements pour ses conseils, ses encouragements, sa disponibilité et son aide pendant certaines périodes difficiles

Monsieur Eric JAUTEE, Assistant à l'Université Claude Bernard - Lyon I,n'a pas ménagé son temps ni son aide pour me faire découvrir le monde capricieux de la dolomite. Son amabilité et sa constante disponibilité m'ont grandement facilité mon travail. Qu'il trouve, à travers ces lignes, l'expression de ma reconnaissance et de mes remerciements.

Il m'est agréable de remercier Monsieur le Professeur Guy TURCO et Monsieur Jean-Pierre PUPIN, Maître de conférences à l'Université de Nice, pour leur accueil chaleureux dans leur laboratoire, et pour les riches enseignements tirés lors du stage organisé sur la typologie des zircons.

J'adresse également mes remerciements à :

- Monsieur J. GIRAULT de l'Institut Dolomieu à Grenoble, pour m'avoir initié à la détermination des minéraux lourds;

- Messieurs H. BERTRAND pour l'étude des basaltes sur lames minces, G. BARALE pour la détermination des débris végétaux, Mlle DOUBINGER pour l'étude palynologique.
- Messieurs R. OUAHMED et L. NEDDAF pour leur aide précieuse et décisive et leurs encouragements, ainsi que Monsieur A. MAMMERI, pour sa solicitude, sa disponibilité et son chaleureux accueil.

Mes remerciements vont aussi aux enseignants, chercheurs et personnel du C.S.T. et de l'Institut T.O.A.E.E. pour leur aide et leur sollicitude, à Mademoiselle D. BARBE pour son aide et le tirage de la thèse, à N. PODEVIGNE pour les planches photos, à P.CASTELLI pour les lames minces; ainsi que A. PRIEUR pour sa solicitude.

Mes amis Monsieur et Madame GIRIN et leur enfants trouveront içi l'expression de mes plus vifs remerciements ainsi que ma profonde amitié.

A tous mes amis de la Direction Exploration, ADJLANE, chef géophysicien, O. BENAMRANE, responsable de la région Oued Mya, qui m'a souvent aidé et avec qui j'ai étroitement travaillé sur les sédiments du Trias; C. HELLAL, R. SENTOUH, N. HARROUCHE qui m'ont accompagné plusieurs fois sur le terrain, ainsi que L. RABIA A. GHANDRICHE, B. KERMAD, R.BEKKOUCHE, A. OULD-BRAHAM, A. BOUDJEMA, R. FEROUKHI, R. OUNADI, D.SAKER, pour m'avoir aidé et soutenu moralement.

Que mon ami A.R. ASMAT, trouve içi l'expression de mes plus vifs remerciements car en collaborant avec lui j'ai pu bénéficier de sa grande expérience des dépôts triasiques.

Je n'oublie pas D.A.N. DOKKA, ami et collaborateur, qui m'a judicieusement conseillé et ouvert les yeux sur certains problèmes de sédimentologie au début de ma carrière de géologue à la Sonatrach.

J'adresse aussi mes remerciements aux responsables et aux personnels des bases C.R.D. d'Hassi-Messaoud et production d'In Amenas pour leur chaleureux accueil et l'hébergement pendant mes missions de terrain.

Au C.R.D. de Boumerdès, je remercie tous mes collègues de travail (personnel technique et administratif); ainsi que A. CHAOUCH, M. BELKADI pour leur aide et soutien; M. MAKHOUS et B. GALOUL m'ont apporté leur concours efficace sur le terrain et au laboratoire.

Ma gratitude va aussi à Mmes BENCHEIKH, DADI, FELAHI, NADIR, MAMI, et à MM. R. AIT ALI SLIMANE, M. BENHAMOUDA, A. BENALI, M. BOUDDOUR, O. BOUDDOUR, R. BOURMOUCHE, N. BOUTICHE, Y.BOUMAIZA , A. BOUNADJA, R. BELGACEM, R. CHABOUNI, M. DALI, M.R. DJARNIA, M.DRID, M. KADRI, R. KEDIR, N.MESSAOUDENE O. MOKADDEM, M. RAFES, OULEBSIR, A. SAIDANI, YEBKA, M. TOUABTI pour m'avoir souvent aidé et encouragé. Et au personnel des services dessin, rayons X, géochimie organique, formation, centre de calcul, préparation, labo photos, imprimerie.

Je remercie aussi mes amis thésards A BACHNOU,S. BAYARASSOU, B. BENOSMANE, M. BENSALAH, P. CHASTAGNIER, M. ET-TOUHAMI, A HERRAG, B.KABBACHI, Y. KHARIM, C. MICHELIN, A. MIHOUBI, W. PANNETIER, F. PASCAL.

Mes remerciements vont à mes frères et soeurs, mes beaux parents, beaux frères et belles soeurs, pour m'avoir aidé et soutenu continuellement.

Pour finir, un grand merci à ma femme pour sa patience, sa bienveillance, ses encouragements sans cesse répétés aux moments où j'en avais le plus besoin, son endurance et sa solicitude; et aussi à mes enfants REDA et TARIK, privés de mon affection à certains moments et à qui j'ai dû voler un temps précieux.

Je dédie ce travail à la mémoire de mes parents.

Au regretté Mouloud MAMMERI "Da L'Mouloud" (écrivain, anthropologue et humaniste).

"Avant de semer le grain, regardes d'abord la nature de la terre".

Lounis AIT-MENGUELLET (artiste)

UNIVERSITÉ DE LYON
S.C.D.
GÉOLOGIE

RESUME

Les sédiments détritiques de la région de l'Oued Mya (Sahara algérien) sont en majeure partie continentaux. Le but de cette étude est de reconstituer les environnements sédimentaires successifs afin de mieux y orienter la recherche pétrolière.

En effet, certains sondages, implantés à proximité immédiate de puits déjà producteurs d'hydrocarbures, se sont avérés stériles en huile.

La série stratigraphique, caractérisée auparavant par trois formations (série inférieure, T1, T2) a été précisée en définissant une nouvelle formation, la série intermédiaire.

Un large cours d'eau (Paléo-Mya) provenait du Sud (dorsale d'El-Biod) et se terminait au Nord-Est par un estuaire.

L'analyse séquentielle a permis d'établir des corrélations et de mettre en évidence les environnements sédimentaires. A savoir, un ensemble de seuils à flancs très plats, où se sont développés des chenaux fluviatiles en tresses, limitant de part et d'autre une vallée à chenaux fluviatiles à méandres.

La présence de dolocrêtes pédogénétiques ou relevant de l'épigénie de nappe sous couverture est un fait nouveau dans le Trias du Sahara. Au cours de la diagenèse précoce et superficielle ils provoquent une destruction de la porosité et de la perméabilité des sédiments, à cause de leur cimentation et leur remplacement par la dolomite pédogénétique.

A partir du modèle Dorag classique, un sous-modèle estuarien a été défini.

Plus tard, la diagenèse d'enfouissement a provoqué la recristallisation d'une dolomite à formes cristallines nette (idiotopic) en une dolomite à formes irrégulières (xénotopique). La porosité des grès a donc été beaucoup plus oblitérée.

Les zones favorables à la prospection pétrolière dans cette région ont été délimitées en considérant les cartes paléogéographiques, celles relatives aux pourcentages des différents ciments chimiques, les cartes en isopaques, les cartes de répartition latérale de la porosité et de la perméabilité ainsi que les résultats fournis par la granulométrie.

ABSTRACT

The triassic sediments of the Oued Mya region (algerian Sahara) are mainly continental. The aim of this study is the recognition of sedimentary environments in order to guide the petroleum prospection. Main problems in this area are the great differences in oil productivity between adjacent wells.

The stratigraphic series which was divided into only three formations (série inférieure, T1, T2) by previous authors, appears now to be composed of four formations. A new formation, the "série intermédiaire", is defined.

A broad fluvial channel (Paléo-Mya) came from the South (El-Biod high) and ended in a North-eastern estuary.

The sequential analysis permits some correlations and aids detremining the sedimentary environments. Namely, some structural highs, with gently dipping sides episodically flooded by braided streams, bordered a valley with meandering channels.

Dolocretes are documented here for the first time in the Saharian Triassic.

During early and surficial diagenesis, they caused localised but dramatic decreases in porosity and permeability of sandstones, due to massive cementation and replacement by pedogenetic dolomite.

An estuarine sub-model of the Dorag dolomitisation model is defined.

Later, a burial diagenesis caused a pervasive recristallization of previously idiotopic dolomite into xenotopic saddle dolomite. The porosity of sandstones was thus furthermore obliterated.

Favorable areas for petroleum prospection are finally deduced from crossed comparison between paleogeographic maps, those of percentages of different chemical cements, isopach maps, the lateral repartition of porosity and permeability, and grain size repartition.

I.INTRODUCTION

A. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région de l'Oued Mya se situe dans la partie Nord du Sahara algérien. Elle se localise plus précisément dans ce que BUSSON (1970) a appelé la province centrale, dont la ville de Ouargla indique presque le centre (fig. 2).

B. CADRE GEOLOGIQUE

Cette région a la configuration d'une dépression allongée d'orientation NE-SW acquise au cours du Paléozoïque. Elle est limitée au Nord par la zone haute de DJEMAA-TOUGGOURT constitué de terrains d'âge Cambrien et Ordovicien reposant sur un socle rhyolitique antécambrien.

Au Nord-Ouest, le môle de TALEMZANE-HASSI-R'MEL.

Au Sud-Est, le môle de HASSI-MESSAOUD qui se prolonge au Nord par la zone haute de TOUGGOURT.

La carte du substratum des séries mésozoïques (fig.1 bis) permet de visualiser et de situer les zones hautes et les zones basses. On remarque alors que:

- La dépression de l'Oued-Mya est en réalité un synclinal (synclinal de l'Oued-Mya), (BUSSON,1970).
- A l'Est de ce synclinal on note la présence d'un axe positif constitué par la dorsale d'EL-AGREB-EL-GASSI qui se prolonge jusqu'à MESSAOUD au Nord.
- Plus à l'Est encore, se trouvent successivement le synclinal de DORBANE-HASSI AMRANE, les structures du GASSI-TOUIL septentrional à BAGUEL, puis le bassin du GRAND ERG ORIENTAL auxquels font suite le glacis du Sud tunisien au Nord-Est et le glacis du TINRHERT au Sud-Est (fig.1).

C.LES DEFORMATIONS PALEOZOIQUES.

Les mouvements paléozoïques se sont effectués de façon continue et progressive (LEGRAND, 1962; BUSSON, 1962 , 1967) plutôt que par phases brutales et discontinues.

Il semblerait par ailleurs que l'importance des phases hercyniennes, et des déformations paléozoïques en général, a été exagérée au dépens de celle des mouvements d'âge secondaire et plus récent (BUSSON, 1970). Les seuls mouvements indubitablement paléozoïques sont dans la partie Nord-Est du bassin mésozoïque. Les principales zones hautes anté-mésozoïques sont :

- La zone haute de DJEMAA-TOUGGOURT, s'étendant du Mzab au Dahar tunisien; elle est constitué de terrains anciens (cambriens, ordoviciens, socle rhyolitique antécambrien ou au moins infracambrien).
- La plateforme cambro-ordovicienne centrale jalonnée par les môles de Hassi-Messaaoud, El-Gassi-El-Agreb, orientés Sud-Ouest-Nord-Est. Elle est constituée de terrains ordoviciens et cambriens.
- Plus au Sud de cette plateforme se développe la zone haute d'El-Biod.

Entre ces zones hautes se sont formés de grands bassins où se sont accumulés d'épais sédiments d'âge Carbonifère, Dévonien, Silurien, etc...:

- Bassin Carbonifère algéro-lybien.
- Bassin de Colomb-Béchar, Mac-Mahon, Ahnet, et bassin de Reggane.

La surrection de ces zones hautes s'est produite au Dévonien et surtout au Carbonifère. La transgression triasique est venue du Nord et Nord-Est de la plateforme. Vers l'extrême Sud tunisien, la bordure Nord-Est de la plateforme devenait de plus en plus subsidente.

C.C.E.R.
Centre de Géologie
LYON

Fig.1: Carte géographique avec implantation des principaux sondages (d'après BUSSON, 1970).

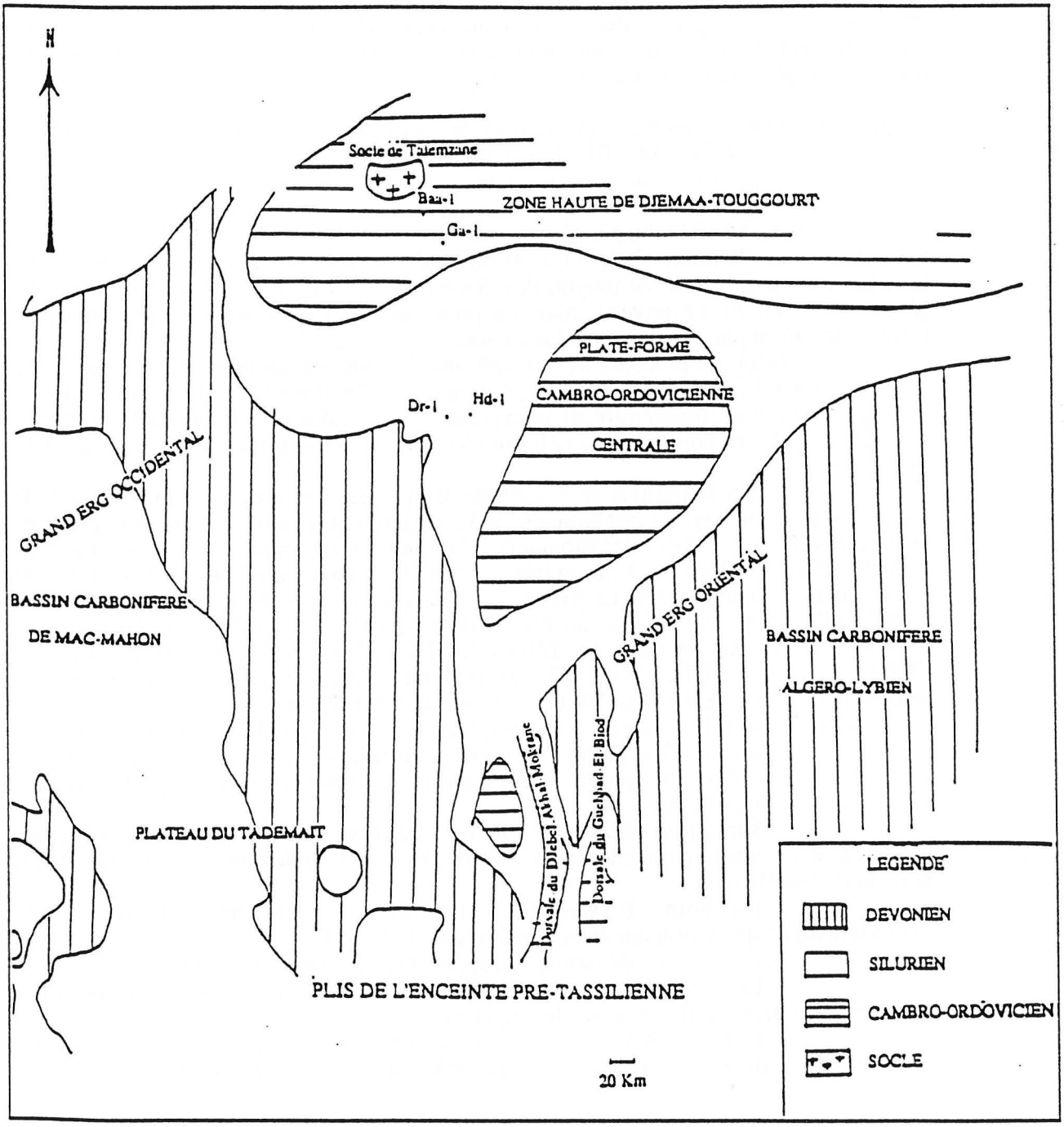


Fig. 1 bis: Carte du substratum des séries mésozoïques (d'après BUSSON, 1970).

D. POSITION DU PROBLEME

La grande question qui se pose pour la région de l'Oued Mya, et à laquelle des générations de géologues pétroliers ont tenté d'apporter des réponses, a trait à la stérilité en hydrocarbures de certains sondages implantés à proximité immédiate de puits plus anciens et déjà producteurs en hydrocarbures.

La présente étude, qui intéresse l'ensemble des terrains réputés d'âge triasique (ACHAB, 1970 ; BUSSON, 1970 ; REYRE, 1972) de la région de l'Oued Mya, a donc été réalisée dans le but d'orienter la recherche pétrolière.

En effet, l'exploration pétrolière dans cette partie septentrionale du Sahara algérien a commencé par la recherche et la localisation des structures (zones hautes, dômes, ou anticlinaux) du sous-sol, au moyen des données de la sismique conventionnelle. Des gisements y ont été découverts, mais les promesses en hydrocarbures que fournissait cette région n'ont pas été pleinement atteintes.

Cette façon de procéder s'est avérée insuffisante car les géologues pétroliers se sont aperçu qu'il fallait de plus en plus s'appuyer sur les données de la sédimentologie, de façon à mieux comprendre et interpréter les modalités de dépôt des sédiments détritiques du Trias, donc à mieux délimiter les réservoirs d'hydrocarbures et évaluer leur importance.

Ainsi, après la période de recherche des pièges structuraux, s'ouvre l'ère de la localisation des pièges stratigraphiques, sédimentologiques, ou mixtes (stratigraphiques et structuraux). Parmi les pionniers il faut noter les travaux de sédimentologie de LEFOURNIER (1966) qui s'est intéressé aux affleurements du Trias de la région Sud d'In-Amenas à Tiguentourine-La Reculée. Puis sont venus les travaux de G. BUSSON (1970, 1972) pour la synthèse du Mésozoïque saharien, A. ACHAB (1970) pour la palynologie, suivis de ceux de THOUVENIN (1974), AIT-HAMOUDA (1979), FEDIAEVSKI (1985), DOLIVO (1985), AIT-SALEM (1984) conçernant la sédimentologie, et BENAMRANE (1987) pour les diagraphies.

Comme nous le verrons par la suite, cette région est complexe à plusieurs titres:

- Sur le plan de la lithologie, il se produit des variations latérales et verticales assez fréquentes, posant ainsi l'épineux et éternel problème des corrélations à faibles ou à longue distance.
- Sur le plan sédimentologique les séquences sont latéralement imbriquées et parfois se recoupent entre elles; d'où la difficulté de l'étude de leurs relations mutuelles et de leurs corrélations.
- Du point de vue de la tectonique, c'est surtout la tectonique synsédimentaire qui complique la compréhension de la région.
- La diversité des sources d'apport des sédiments est grande.
- La compaction différentielle joue un rôle important sur le mode de répartition des hydrocarbures et sur la diagenèse.
- Concernant le piégeage des hydrocarbures, il faudra tenir compte des phénomènes de diagenèse précoce et superficielle puis tardive et profonde.

II.METHODOLOGIE

A. LISTE DES SONDAGES ÉTUDIÉS.

Les carottes de 32 sondages ont été décrites; d'autres puits ont été étudiés en complément, à l'aide des données des diagraphies disponibles.

Les sondages décrits sur carottes sont :

AGD-1, ARF-1, BKZ-2, BKZ-3, Bi-1, DET-1, DJH-1, DRT-1, GLA-1, GLA-2, GLNE-1, GLNE-3, HDR-1, HEB-1, HEB-2, HKA-1, HLJ-1, HLJ-2, KG-1, KG-2, KG-3, KG-4, KGN-1, KGN-2, MEK-1, MEL-1, NH-1, OAO-1, ORA-1, ORG-2, SAH-2, ZCR-1.

B. CHOIX DES SONDAGES POUR UNE ÉTUDE DÉTAILLÉE.

Parmi les sondages ci- dessus cités, six ont été choisis parce qu'assez représentatifs pour mettre en évidence les differents faciès rencontrés. Les autres ont été utilisés afin d'établir une classification des lithofaciès selon celle établie par Miall (1978, 1985, 1988).

C. LES DIAGRAPHIES.

Dans le cadre de cette étude les résultats des travaux de Benamrane (1987) sur les diagraphies dans cette région ont été utilisés. Le gamma ray a été largement utilisé car il est le plus disponible parmi tous les sondages du secteur et, de plus, il matérialise assez bien à la fois la lithologie et le style des séquences.

D. LES PROFILS SISMIQUES.

Les profils disponibles (sismique réflexion) ne possèdent pas un pouvoir de résolution assez élevé, ce qui ne permet pas d'établir des subdivisions en formations au sein du Trias détritique; par contre les limites inférieure et supérieure du Trias apparaissent.

E. PÉTROGRAPHIE.

Environ 1500 lames minces ont été étudiées dans le but de connaître les microfaciès, de réaliser des cartes d'isopourcentages des différents ciments (dolomite, anhydrite, silice), de mettre en évidence les effets de la diagenèse sur l'ensemble de la région et enfin d'établir la classification minéralogique de FOLK (1968, 1974). Les pourcentages des différents constituants ont été évalués sur lames minces à l'aide de la charte visuelle de Shvetzov (1955).

F. TECHNIQUES D'ANALYSES.

1. Granulométrie

Un certain nombre d'analyses ont été réalisées, leur technique est exposée ici brièvement.

On prélève un échantillon de 200 gr. de roche, friable, que l'on concasse. Ensuite on trempe, après concassage, l'échantillon dans un bécher d'H C L à 30% à froid.

On attaque ensuite l'échantillon avec H_2O_2 à chaud pour éliminer la matière organique. Après rinçage à l'eau, la déshydratation se fait à l'étuve à 150°C pendant quelques heures; on malaxe au pilon en caoutchouc pour obtenir une bonne désagrégation que l'on vérifie à l'aide d'un binoculaire; on tamise pendant 7 minutes puis on pèse les refus obtenus sur chaque tamis (série de tamis de type AFNOR). Vu le grand nombre d'échantillons recueillis, la granulométrie a été réalisée sur tamisage et non sur lame mince; néanmoins une comparaison des résultats de ces deux méthodes a été réalisée sur 30 échantillons du sondage KG-2.Les résultats sont très comparables (Tableau 1).

Tableau 1: Tableau comparatif des tailles moyennes (en mm.) des granulométries réalisées sur lames minces et par tamisage sur 28 échantillons récoltés dans la série inférieure du sondage KG-2.

Profondeur (en mètres)	Taille moyenne (sur lames minces)	Taille moyenne. (par tamisage)
3871,15 m	0,19 mm.	0,20 mm.
3871,00 "	0,20 "	0,21 "
3868,90 "	0,16 "	0,17 "
3868,10 "	0,13 "	0,14 "
3868,00 "	0,14 "	0,13 "
3864,70 "	0;14 "	0,13 "
3864,45 "	0,16 "	0,17 "
3863,00 "	0,10 "	0,10 "
3862,30 "	0,12 "	0,12 "
3860,00 "	0,15 "	0,17 "
3859,75 "	0,09 "	0,08 "
3857,40 "	0,08 "	0,08 "
3854,40 "	0,32 "	0,30 "
3853,95 "	0,28 "	0,25 "
3850,60 "	0,17 "	0,17 "
3846,65 "	0,18 "	0,17 "
3842,00 "	0,35 "	0,30 "
3841,00 "	0,09 "	0,09 "
3839,80 "	0,22 "	0,20 "
3838,90 "	0,17 "	0,16 "
3837,20 "	0,18 "	0,17 "
3831,00 "	0,21 "	0,20 "
3829,80 "	0,12 "	0,12 "
3827,30 "	0,10 "	0,10 "
3824,50 "	0,23 "	0,22 "
3824,00 "	0,20 "	0,18 "
3823,50 "	0,16 "	0,15 "
3820,25 "	O,O6 "	0,06 "

Les analyses de granulométrie ont pour objectif de mettre en évidence l'agent de dépôt des sédiments.

780 échantillons ont été prélevés sur un total de 32 sondages dans le but de faire des analyses de granulométrie par tamisage; le pas d'échantillonnage est assez serré (1 à 3 échantillons par mètre); les échantillons ont été prélevés dans les niveaux non affectés par les cimentations chimiques (carbonates, sulfates, silice) à cause de la corrosion des grains détritiques et/ou de leur nourrissage par des ciments diagénétiques, ce qui fausserait leur granulométrie.

Parmi les indices granulométriques et les paramètres statistiques établis par différents auteurs (Krumbeïn, 1938; Trask, 1952), ceux de Folk et Ward (1957) ont été choisis pour les raisons suivantes:

- La moyenne graphique ("Graphic Mean" de FOLK et WARD, 1957).

$$Mz = \frac{F\,16 + F\,50 + F\,84}{3}$$

C'est l'une des meilleurs mesures graphiques, de plus elle est facile à déterminer. Elle est plus pratique que la médiane car elle est basée sur trois points de la courbe granulométrique.

- Le classement ("Standard deviation" de FOLK et WARD, 1957).

sI = F84 - F16/4 + F95 - F5/6,6

Cette formule montre que les 95% de la courbe sont couverts.

-Le coefficient de dissymétrie (Skewness; FOLK et WARD, 1957) :

$$Ski = Q16 + Q84 - 2Q50/2(Q84 - Q16) + Q5 + Q95 - 2Q50/2(Q95 - Q5).$$

Q étant exprimé en unité phi (**F**).

Le Ski ("Inclusive Graphique Skewness") couvre les 90% de la courbe et est plus précis que le "Graphic Skewness" (SkG) qui n'en couvre que 68%. Par ailleurs, cette formule intéresse la "queue" de la courbe et non pas uniquement sa partie centrale.

2. Diffractométrie aux rayons X.

Ces analyses ont été réalisées dans le but de connaître la nature des argiles ainsi que leur quantité approchée pour chaque formation considérée; ces analyses ont été réalisées au Centre de Recherche et Développement de la Sonatrach à Boumerdès (Algérie).

Pour mieux couvrir l'ensemble de la région, d'anciennes analyses effectuées sur d'autres sondages ont été reprises et utilisées. Elles ont été réalisées à l'aide d'un diffractomètre Philips PW 1050 dans les conditions suivantes:

- Radiation K alpha du Cuivre, filtre de Nickel.
- Haute tension 36 KV, intensité 22 mA.
- Fente de divergence 1° (argile) et 4° (poudre).
- Fente de reception: 0,2 mm.
- Fente de diffraction 1° (argile) et 4° (poudre).
- Vitesse de goniométrie 2°2 θ /Mn.
- Angles d'exploration: 2 à 30° 2 θ pour les argiles.
  24 à 34° 2 θ pour les poudres.

D'autres échantillons ont été analysés sur un diffractomètre Philips PW 1700 plus perfectionné, dans les conditions suivantes :

- Tube type: Cu.
- Generator: 40 K.V, 30 mA.
- Divergence slit: Automatic (Specimen length: 12.5 mm).
- Receiving slit: 0,2 mm.
- Vitesse de balayage angulaire: 0,035°2 θ.
- Domaines angulaires:
  pour les poudres: 24 à 34°2 θ (estimation semi-quantitative).
  5 à 70°2 θ (long diagramme).
  pour les argiles: normales: 1° à 31°2 θ.
  chauffées (550°c/h): 1 à 16°2 θ,
  éthylène glycol: 1 à 16°2 θ.

3. Typologie des zircons.

Une tentative d'étude des minéraux lourds a été réalisée mais sans aboutir à des résultats concrets interprétables. En effet, les minéraux les plus représentés sont les suivants : zircon, tourmaline, rutile et des opaques en grand nombre; d'autres sont très rares tels que le grenat, le xénotime, la topaze, le chloritoïde. Devant une telle situation il devient difficile de préciser la nature du cortège initial des roches mères, la provenance des sédiments, et d'établir des corrélations.

C'est pour ces raisons que la méthode de la typologie des zircons (J.P. Pupin et G. Turco, 1972; Pupin, 1976) a été utilisée. Son but sera de nous apporter, si possible, des éclaircissements sur les sources d'apports des sédiments; par ailleurs cette méthode a été utilisée avec succès par Elyoussi (1987) dans une étude sur les sédiments détritiques du Trias du Haut Atlas Central du Maroc.

a. Méthode de préparation des échantillons.

400 gr de roche sont broyés dans un broyeur à anneaux; on tamise le broyat sous l'eau avec billes en caoutchouc dans les tamis; la fraction entre 0,050 micron et 0,160 micron est conservée.

La séparation densimétrique se fait à l'aide du bromoforme (d=2,87); on fait descendre les minéraux lourds dans un filtre et on les rince avec de l'acétone. La séparation électromagnétique se fait grâce au séparateur isodynamique FRANTZ (on élimine la magnétite et la maghémite) avec les inclinaisons suivantes:

- inclinaison standard de 15°;
- inclinaison longitudinale de 25°;

On effectue quatre passages à intensités croissantes (0,4 ampère; 0,6 ampère; 1 ampère; 1,7 ampère); le vibreur est réglé à 6 ou 7. On peut aussi faire une séparation au iodure de méthylène (d=3,32) pour éliminer l'apatite. Le montage en lame mince est enfin fait pour déterminer les populations de zircons.

b. Etude des populations de zircons.

Dans chaque lame mince sont étudiés au moins cent cristaux de zircons, au microscope polarisant. Le but est de mettre en relief les limites des prismes et des pyramides pour chaque grain. Au total, 15 lames minces ont été étudiées (soit 1500 grains de zircons). Après détermination des caractères d'angle, de formes des faces et de silhouette pour chaque grain, on utilise le tableau de la classification pour déterminer le type. On calcule les pourcentages par rapport au nombre de grains comptés.

La détermination des indices A et T est nécessaire car ils définissent la distribution moyenne d'une population de zircons.

L'indice "A" (indice d'alcalinité) correspond au développement des faces pyramidales.

L'indice "T" (indice de température) correspond au développement relatif des prismes.

c. Limites de la méthode dans l'étude des roches sédimentaires du Trias de l'Oued Mya.

Dans le cadre de cette étude, le problème le plus important qui se pose réside dans l'état d'usure très avancé de la grande majorité des grains de zircons étudiés, état qui résulte des nombreux cycles sédimentaires subis par ces minéraux. On ne peut déterminer qu'environ 5 ou 6 zircons par lame mince sur une population de 100 grains. Il en découle donc que les résultats et les interprétations sont peu précis. En outre, seulement quinze échantillons ont été étudiés; c'est à dire au total 1500 grains de zircons. Parmi eux cinq échantillons n'ont fourni que des zircons très usés, donc indéterminables. Les dix autres échantillons n'ont fourni que très peu de zircons déterminables (5 en moyenne par lame mince). Bien qu'en majorité les zircons soient indéterminables, il est cependant possible d'étudier d'autres caractères qui contribuent à "préciser la détermination des analogies ou différences obtenues à partir de l'étude typologique" (PUPIN, 1976). On distinguera donc :

- les inclusions qui donnent des indications importantes; elles peuvent être vitreuses, fluides, solides;
- les formes cristallines qui sont diverses; elles peuvent être automorphes, subautomorphes; de plus la typologie est facilement déterminable.

Lorsque ces formes sont arrondies ou ovoïdes, la typologie est quasiment impossible à faire. C'est le cas pour la majorité des zircons du Trias de la région de l'Oued Mya qui sont en grande partie très arrondis ou très ovoïdes.

- La couleur : dans une même population peuvent coexister plusieurs zircons de couleurs différentes. Selon PUPIN (1976) les zircons primaires de roches récentes sont généralement incolores (plutonisme alpin, volcanismes récents d'Auvergne et du Velay, de Toscane). La couleur peut varier au sein d'une même population (granite de l'Argentera); elle varie avec la température (réchauffement du socle, G. TURCO et J.P. PUPIN, 1982).

- Les groupements cristallins renseignent sur les conditions du milieu de croissance. Ils sont plus abondants dans les roches volcaniques.

- Les gradins de croissance se rencontrent plus particulièrement dans certaines laves et pegmatites.

- Les lacunes de croissance sont présentes dans les roches volcaniques.

- La corrosion : le zircon subit la corrosion magmatique qui peut provoquer des formes arrondies ou ovoïdes; selon PUPIN (1976) la corrosion s'exerce surtout sur les roches basiques (trachyandésites, trachybasaltes, diorites sensu lato) ou à la bordure des filons de roches granitiques.

- Les surcroissances sont surtout présentes dans les cristaux des roches granitiques (PUPIN, 1976); elles disparaissent progressivement lors d'un réchauffement (températures épizonales ou mésozonales; G.TURCO et J.P. PUPIN, 1982).

- Les excroissances sont claires et rapportées à une croissance épitaxique de xénotime. On les rencontre dans les granites ou dans les sédiments gréseux déposés en milieu deltaïque.

- Les noyaux sont des reliques de matériel ancien (cristal ou fragment arrondi ou non) et qui ont servi de germes à une nouvelle croissance.

- Le zonage matérialise le caractère rythmique de la cristallisation. Il est fréquent dans les granites anciens (PUPIN et TURCO, 1970; PUPIN, 1976).

- L'altération : la métamictisation des zircons entraîne une forte radioactivité; elle se traduit aussi par une baisse de densité (4,7 à 3,9) et de biréfringence (jusqu'à l'isotropie).

- Enfin, la fracturation tectonique peut avoir affecté les zircons au cours de leur histoire.

III. STRATIGRAPHIE.

A - STRATIGRAPHIE GENERALE DU TRIAS DE LA PLATE FORME SAHARIENNE.

Si l'on compare la stratigraphie entre chacune des provinces géographiques définies par BUSSON (1970), il apparaît que les variations lithologiques sont nombreuses et que les corrélations à grande distance deviennent très délicates et restent à l'état d'hypothèses. A titre d'exemple, on suppose que l'argilo-gréseux du Gassi-Touil serait peut-être l'équivalent latéral des évaporites infra-d2 de la région centrale et septentrionale. Les coupes varient d'une province à l'autre et les corrélations sont incertaines. "Dans ces conditions, il est impossible de décrire le Trias gréseux par unités successives s'étendant à l'ensemble du domaine. Il est obligatoire d'envisager des descriptions régionales" (BUSSON, 1972).

Ainsi, dans son étude du Trias gréseux BUSSON (1970) a distingué diverses provinces et sous-provinces "...où les coupes de sondages se groupent d'une manière naturelle (fig.2). Cinq grandes provinces ont donc été individualisées :

- la Province centrale;
- le Grand Erg Oriental;
- le Gassi-Touil;
- la Hamada du Tinrhert;
- la Province septentrionale.

B. LA PROVINCE CENTRALE.

Cette province, dont une partie est principalement l'objet de cette étude, comprend les régions de Ouargla (le secteur précisément étudié), Hassi-el-Hadjar, Hassi-Messaoud, Haoud Berkaoui.

Elle montre :

- des séries amincies ou biseautées vers le flanc Nord-Ouest du môle de Messaoud;
- des facies et des épaisseurs diversement répartis;
- une tectonique active favorisant un volcanisme fissural;
- "L'ensemble d'Hassi-Messaoud à El-Agreb, constitue, pour l'époque, l'arête faîtière de la province centrale et un des traits les plus importants de la répartition des épaisseurs de toute la plateforme saharienne" (BUSSON,1972).

1. Stratigraphie générale de cette région (fig.3)

Il faut rappeler avant tout que l'on y distingue stratigraphiquement, de la base au sommet, les formations suivantes :

- Le Paléozoïque représenté selon les endroits par le Silurien, l'Ordovicien ou le Cambrien.
- La Discordance hercynienne qui est la coupure majeure entre le Paléozoïque et le Trias.
- La Série inférieure qui est une formation gréso-argileuse d'âge triasique. C'est une série de comblement.
- La roche éruptive représentée en général par des basaltes qui montrent parfois des niveaux altérés très ferrugineux. S'y ajoutent des niveaux dolomitiques à encroûtements pédogénétiques.Vers le Nord, le Nord-Ouest et l'Ouest de la région étudiée, ce niveau est absent.
- La formation T1 est gréseuse à la base, argileuse au sommet.
- La formation T2 est un grès très fin, silteux au sommet.
- Au-dessus de toutes ces formations vient l'argileux qui est épais d'environ 30m et qui est largement réparti sur toute la région étudiée; son épaisseur est assez constante.
- Le niveau salifère S4 coiffe le tout.

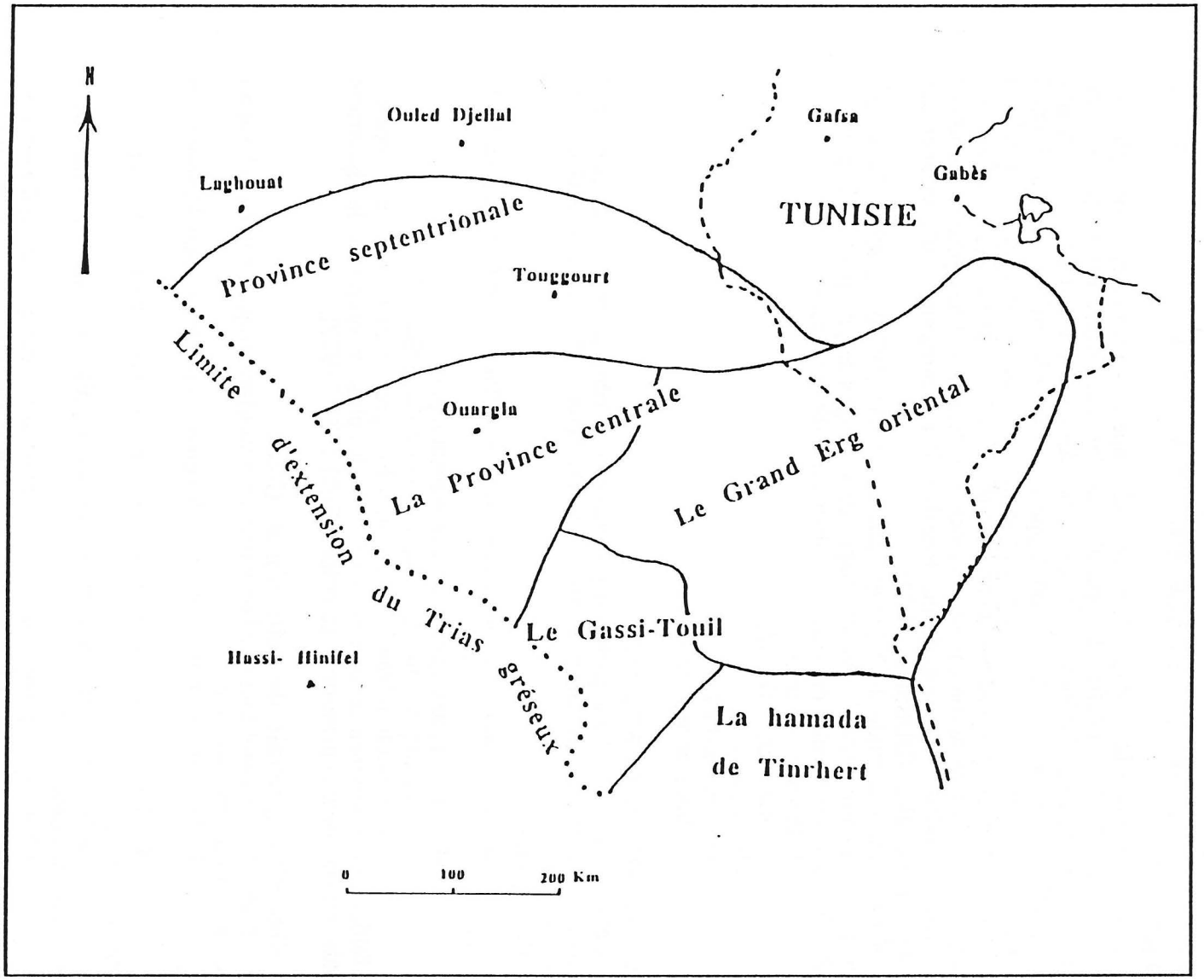


Fig. 2: Principales provinces délimitées par BUSSON (1970), dans l'étude du Trias gréseux du Sahara.

On verra par la suite que les limites des formations citées ci-dessus sont discutables car elles sont fondées sur des arguments lithologiques. Je proposerai donc des limites séquentielles qui rendent mieux compte de la dynamique et des événements sédimentaires.

2. La série inférieure.

En comparant les sondages O.R.A-1 (Nord-Ouest de la région centrale), A.N.Z.-1 (centre de cette région), et B.K.S.W-1 (flanc Ouest de Hassi-Messaoud), il apparaît tout de suite que les épaisseurs sont plus faibles sur les flancs des paléoreliefs de Talemzane et Hassi-Messaoud (O.R.A-1 et B.K.S.W-1) qu'au centre de cette région (A.N.Z-1) qui d'ailleurs présente une sédimentation argileuse plus développée. La même évolution apparaît en comparant les sondages Baa-1 d'une part (Est de ORA-1) qui montre une série inférieure peu épaisse (27m) et une sédimentation gréseuse grossière, avec O.M.T-1 et Bi-1 d'autre part, qui sont caractérisés par des dépôts plus fins et plus argileux.

Au centre de la région (H.E.B-1) l'épaisseur augmente jusqu'à 77m, et l'argilosité est légèrement inférieure à la quantité de sable. Sur le flanc Nord-Ouest de Hassi-Messaoud, le sondage S D.T-1 montre une rapide diminution d'épaisseur (46m) qui équivaut à presque la moitié de celle du sondage H.E.B-1; l'argilosité diminue et le faciès gréseux devient prédominant. A travers ces différents sondages l'allure des courbes du gamma ray varie rapidement, d'où la difficulté d'établir des corrélations fondées seulement sur les diagraphies.

3. La série intermédiaire

C'est une série nouvellement définie dans le cadre de cette étude; elle se présente sous deux faciès différents. L'un est gréseux au Nord et au Nord-Ouest, l'autre est basaltique dans la région Sud-Est. Ces deux faciès sont mutuellement équivalents latéralement.

Auparavant les géologues pétroliers considéraient classiquement, dans cette région, la stratigraphie suivante :

- dans la zone où se sont épanchés les basaltes on trouve du sommet à la base la succession illustrée par la figure 5a.
- Dans la zone située en dehors de l'aire d'épanchement des basaltes la superposition est celle décrite par la figure 5b.

4. La Formation T1.

En reprenant les mêmes coupes précédentes, remarquons que le T1 est :

- peu développé et s'annule sur la partie Sud-Est (sondage B.K.S.W-1);
- argileux dans sa première moitié et gréseux dans la seconde, (sondage A.N.Z-1);
- très gréseux sur le flanc Sud-Est de Hassi-R'Mel (sondage O.R.A-1).

5. La Formation T2.

Il apparaît la même répartition des épaisseurs que précédemment, à savoir :

- des épaisseurs plus réduites vers le Nord-Ouest et le Sud-Est de la région étudiée;
- un meilleur développement des argiles au centre de cette région (sondages A.N.Z-1 et H.E.B-1).

6. L'argileux.

C'est un niveau composé d'argiles et de silts de couleur rouge. Son extension est vaste, et son épaisseur est relativement constante sur l'ensemble de tout le secteur étudié.

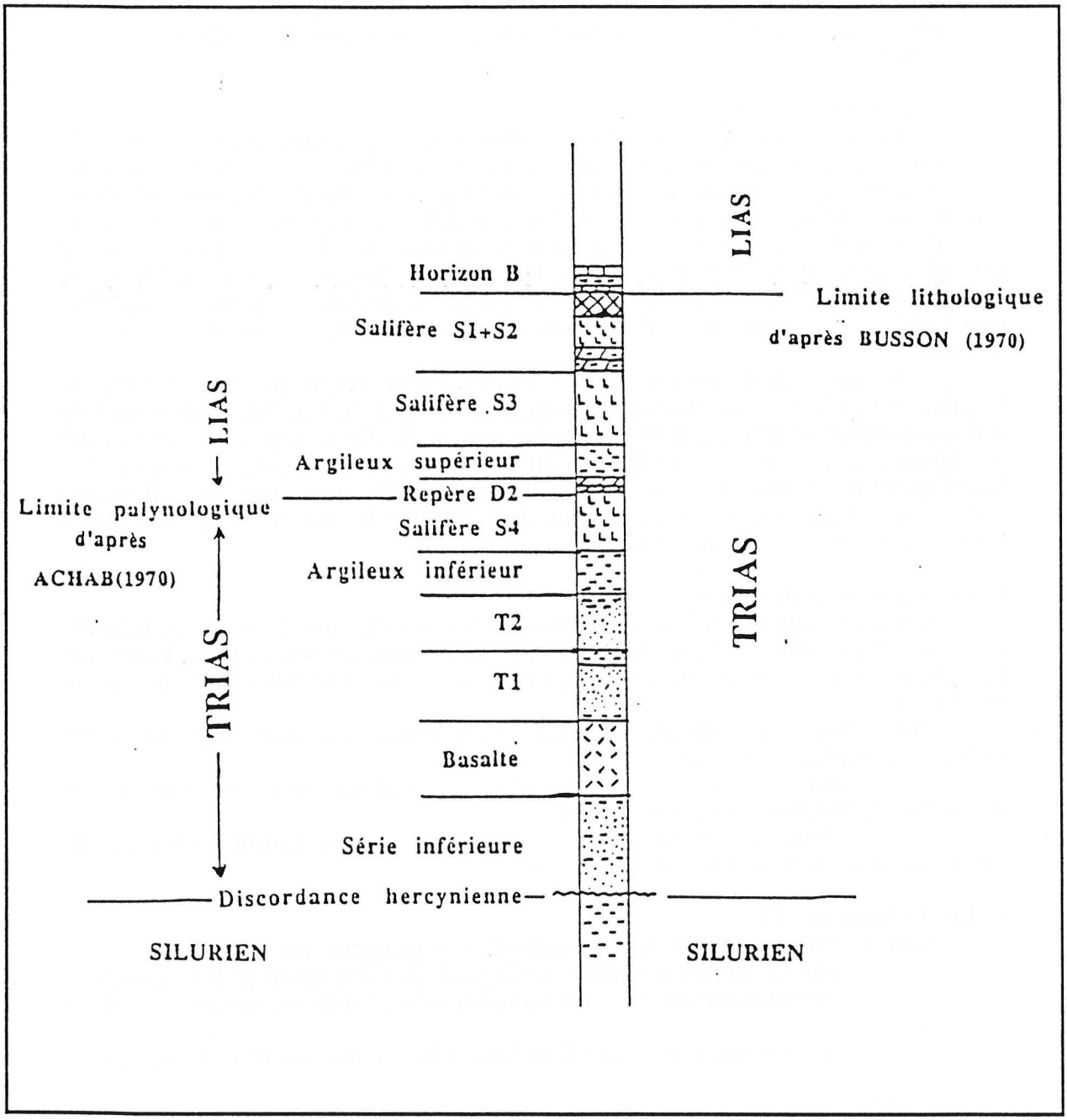


Fig. 3: Stratigraphie dans la région de Ouargla.

C.LE GRAND ERG ORIENTAL, LE SUD TUNISIEN ET LA REGION DE RHOURDE EL BAGUEL.

1.Le Grand Erg Oriental.

Cette province s'étend de la frontière tunisienne jusqu'au Gassi-Touil. Il existe là deux termes successifs très constants :

- l'argilo-gréseux inférieur à la base;
- l'argilo-carbonaté au-dessus.

L'argilo-gréseux inférieur est discordant sur le Paléozoïque. La limite inférieure n'est pas synchrone car le socle Paléozoïque n'a été que progressivement acquis au domaine de la sédimentation. Cette série serait datée du Trias moyen (peut-être supérieur; BUSSON, 1972). La limite supérieure se situe au passage aux formations argileuses sus-jacentes. Ce passage est probablement synchrone sur une grande partie de l'aire d'extension (BUSSON, 1972). Les épaisseurs les plus fortes se situent dans le Nord (sondage To.1). C'est la "zone subsidente Nord orientale (fosse de Touilaa-El-Guelta)".

L'argilo-carbonaté est caractérisé par une succession de couches régulières. Dans la première unité (argileuse et argilo-dolomitique), il existe un banc appelé "dolomie repère" qui a une grande extension, des confins tunisiens jusqu'au Gassi-Touil. La deuxième unité correspond à des grès.

2.Le Sud tunisien.

L'argilo-gréseux inférieur est plus épais qu'au Sahara algérien. Le Permien est relativement complet, ainsi que la série triasique qui tend à se compléter par sa base. Il y a donc possibilité d'un passage continu entre le Paléozoïque et le Trias. Cet argilo-gréseux inférieur se compose:

- d'une série grossière qui serait probablement d'âge Trias inférieur (BUSSON, 1972);
- d'une série fine supérieure attribuée au Trias moyen (BUSSON, 1972) et équivalente du Ras Hamia lybien.

Du point de vue des variations d'épaisseurs, il se différencie dans le Sud tunisien les domaines suivants:

- le Dahar et la Djeffara intérieure, où les amincissements sont lents et progressifs. Les caractères sont identiques à ceux de la plateforme saharienne.
- La Djeffara maritime : les épaissements y sont plus rapides, d'où le nom de fosse de Djeffara.
- Le môle de Tebaga, avec des amincissements stratigraphiques et rabotages relatifs aux érosions mésozoïques plus tardives.

L'argilo-carbonaté se situe en sondage entre les derniers bancs gréseux sous-jacents et les premiers bancs salifères sus-jacents. Les corrélations sont incertaines avec l'argilo-carbonaté du Sahara algérien. Une partie pourrait correspondre aux évaporites infra-d2 du Sahara algérien (BUSSON, 1972). De même les variations de faciès y sont aussi plus rapides, avec des faciès argileux, anhydritiques et carbonatés. L'anhydrite étant rare ou absente dans l'argilo-carbonaté du Sahara algérien. En direction de la Djeffara à partir du sondage Mr.1, les carbonates (dolomies et calcaires dolomitiques) s'épaississent très rapidement. L'anhydrite constitue une particularité de l'argilo-carbonaté du Sud tunisien. Elle atteint parfois jusqu'à 60m d'épaisseur à Kf.1. La fraction détritique est très peu importante. L'argilo-carbonaté a fourni des fossiles (Crustacés, Gastéropodes, Brachiopodes inarticulés, Foraminifères, débris d'échinodermes, etc...). Cette faune provient de l'extrême base de l'argilo-carbonaté. L'âge attribué est le Muschelkalk supérieur (Lettenkohle).

Conclusion.

L'argilo-carbonaté du Sud tunisien montre les caractères suivants:

- amincissements des épaisseurs,
- enrichissement en anhydrite et en dolomie au détriment de l'argile. En Tripolitaine, il y a enrichissement en calcaire au détriment de la dolomie.

- Apparition des faunes marines qui permettent d'attribuer un âge Muschelkalk supérieur.

3. La région de Rhourde-El-Baguel.

Le Trias gréseux montre une série caractérisée par :

- d'extrêmes amincissements et d'importantes lacunes;
- des passages de faciès;
- des coulées spilitiques;
- des récurrences détritiques au sein du Salifère.

Pour ces raisons, il est difficile de reconnaître dans certains forages l'argilo-gréseux inférieur et l'argilo-carbonaté. La dolomie repère permet par contre de se situer. Tous les caractères mentionnés ci-dessus sont probablement le résultat du jeu de mouvements tectoniques synsédimentaires. On distinguera donc une partie infra- et une autre supra-dolomie repère allant jusqu'au mur du Trias Salifère.

Conclusion.

Retenons les traits suivants:

- la présence de roches éruptives au début du Trias gréseux dont les épaisseurs sont faibles.
- Des coulées tardives qui retardent l'installation du régime salifère; parallèlement, des arrivées détritiques se poursuivent au sein du salifère.
- La région de Feidjet-el-Moulay montre un argilo-gréseux inférieur comparable à celui du Grand Erg Oriental ou du Gassi-Touil. A la partie supérieure, les andésites tardives évoquent la région de Rhourde El Baguel s.s.

D. LA PROVINCE DU GASSI-TOUIL.

"Je définis ici la province du Gassi-Touil comme étant celle où existe, au-dessus des ensembles habituels (argilo-gréseux inférieur et argilo-carbonaté) un ensemble gréseux supérieur, équivalent latéral des évaporites infra-d2" (BUSSON, 1970).

Le passage des évaporites infra-d2 à l'argilo-gréseux supérieur se fait brutalement. C'est ce qui permet de définir la province du Gassi-Touil d'une façon plus précise. Le forage d'Hassi de Larroque (La.1) représente la série type du Gassi-Touil.

- L'argilo-gréseux inférieur comporte en son sein un niveau où l'oxyde de fer "se concentre en des zones sphériques qu'il colore en rouge, lesquelles confèrent à ce grès leur aspect qualifié de léopardé" (BUSSON, 1970). Base datée du Trias moyen par la palynologie à Gassi-Touil (CLARET et TEMPERE, 1967).
- L'argilo-carbonaté contient la dolomie repère formée par une barre dolomitique à oolites et débris d'Ostracodes, des passées cristallines, des passées plus argileuses et quelquefois bréchoïdes. La deuxième barre dolomitique contient jusqu'à 40% de quartz détritique, ce qui annonce l'arrivée de l'argilo-gréseux sus-jacent. Elle contient du silex, et montre une texture noduleuse et bréchoïde comme la première barre.
- L'argilo-gréseux supérieur s'amincit en se dirigeant au Sud-Ouest de La.1. Le passage de faciès entre les évaporites infra-d2 et l'argilo-gréseux supérieur se fait brutalement entre les sondages FM.1 et NzN.1 distants d'environ 15 km. Le ciment anhydritique dans les grès indiquerait probablement que l'argilo-gréseux supérieur serait un équivalent latéral des évaporites infra -d2 (sondage Nz-1). Dans la région de Nezla, l'argilo-gréseux supérieur s'amincit de l'Ouest vers l'Est. Les travaux de palynoplanctologie de A. BIARD ont montré que les zones I et II sont d'âge Keuper et s'étendraient sur les deux tiers supérieurs de l'argilo-gréseux inférieur, sur l'argilo-carbonaté et sur la partie basale de l'argilo-gréseux supérieur. REYRE a découvert dans la carotte 12 du sondage GT.2, dans l'argilo-gréseux supérieur, une microflore riche attribuée au Trias supérieur. Les laboratoires de l'E.R.A.P. auraient mis en évidence dans les argiles du "Trias argileux", qui coiffe l'argilo-gréseux supérieur du Gassi-Touil, une microflore caractérisant des niveaux élevés du Keuper.

Conclusion.

L'argilo-gréseux inférieur présente une limite inférieure assez précise; la limite supérieure est difficile à fixer au Sud (Rhourde-Nouss). Les augmentations d'épaisseurs sont dues à la subsidence,
mais aussi à un passage de faciès, car l'argilo-gréseux inférieur se poursuit plus tard au dépend de l'argilo-carbonaté.

L'argilo-carbonaté montre des variations lentes et régulières à l'inverse de l'argilo-gréseux inférieur. Il s'individualise une fosse appelée fosse du Gassi-Touil s.l . (BUSSON, 1970).

L'argilo-gréseux supérieur est encore appelé formation du Gassi-Touil. Les variations d'épaisseurs sont importantes (amincissements rapides vers le môle d'El-Agreb-El-Gassi). Concernant le milieu de dépôt , BUSSON parle de " dépôts deltaïques faute de mieux".

E. LA HAMADA DE TINRHERT.

Les grès sont peu ou mal représentés sous la Hamada. Par contre, ils affleurent au Sud-Est dans la région de Zarzaïtine. Les caractères principaux de cette région sont les suivants:

- la fosse de Tiderer est subsidente;
- épaississement vers le Sud des séries;
- horst de Zarzaïtine jouxtant la fosse d'Alrar;
- terrasse d'Ohanet où les épaisseurs diminuent (vers le Nord-Ouest de la région considérée).

La série de Zarzaïtine se présente comme suit, de la base au sommet :

- grès inférieurs ou grès à Stégocéphales;
- argiles inférieures ou argiles du Ta.2;
- grès moyens;
- grès supérieurs.

A l'affleurement les grès de Zarzaïtine peuvent être suivis le long d'une falaise, orientée d'Ouest en Est, sur plus de 150 km. C'est la seule région où affleurent les sédiments détritiques du Trias. BUSSON (1972) y distingue:

- la formation inférieure (grès inférieurs), qui équivaut aux grès inférieurs à Stégocéphales de la série des sondages;
- la masse argileuse qui correspond aux argiles du Ta.2;
- la formation supérieure (grès supérieurs en sondages).

Cette série de Zarzaïtine serait, selon BUSSON, non seulement un équivalent latéral de l'ensemble du Trias gréseux du Gassi-Touil; mais aussi un équivalent au maximum de sa partie supérieure (argilo-gréseux supérieur) et probablement d'une autre partie du salifère. Il l'attribue p.p.max. au Trias supérieur.

F. LA PROVINCE SEPTENTRIONALE.

Elle s'étend du Mzab à la région de Zemlet-Bazima (confins tunisiens).

- La série inférieure est comprise entre le toit du Paléozoïque et les couches plus gréseuses sus-jacentes, dont le toit est placé conventionnellement à la base d'un niveau gréseux à granulométrie grossière, et que l'on suit d'un forage à un autre. Les traits majeurs sont les suivants :

- la zone subsidente préatlasique (au Nord-Ouest d'Hassi-R'Mel) ;
- le seuil Nord saharien (môle d'Hassi-R'Mel et Haut de Djemaa-Touggourt) ;
- le golfe d'Oulougga-Touila ;
- les môles d'Haoud-Berkaoui et Hassi-Messaoud ;
- vers l'est et le Sud-Ouest la série inférieure disparaît sur le glacis bordier d'Oum-el-Hacian.

Si l'incertitude est faible concernant la limite inférieure, elle devient beaucoup plus grande pour la limite supérieure.

- La série supérieure correspond au "Trias gréseux" et au "Trias argileux" auctorum (BUSSON, 1970). Elle est comprise entre la série inférieure et les premiers bancs évaporitiques ou dolomitiques sus-jacents. La zone orientale montre :

- de fortes épaisseurs qui croissent rapidement ;
- une abondance de carbonates (correspondant à l'argilo-carbonaté dans le Grand Erg Oriental) ;
- une prédominance des argiles;
- une subsidence importante;

Le centre de cette province est caractérisé par d'importantes épaisseurs, un ensemble inférieur gréseux, un ensemble moyen avec présence de carbonates (ces deux ensembles ont été appelés T1 par G. DEMAISON, 1965), un ensemble supérieur de grès fins ou unité T2 prolongeant vraisemblablement les grès du niveau A de la partie occidentale.

La partie occidentale (Hassi-R'Mel, Talemzane, Bordj-Nili) est la moins épaisse. Les épaisseurs croissent régulièrement du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Trois unités gréseuses peuvent y être distinguées:

- les grès inférieurs (niveau C) ;
- les grès moyens (niveau B) ;
- le niveau A, caractérisé par une granulométrie fine;
- le Trias argileux au sommet.

Les irrégularités et les variations de faciès sont plus marquées dans le niveau B que dans les niveaux A et C. Ce qui reste paradoxal, c'est la finesse du sédiment à proximité du paléo-relief, alors qu'à une certaine distance les grès sont mieux représentés. Pour le niveau C, la taille des grains décroît du Sud-Ouest vers le Nord-Est, elle est cependant loin d'être régulière.

L'évolution granulométrique, du Nord au Sud, ne paraît pas régulière à cause des divagations des cours d'eau (système fluviatile) qui ne permettent pas de suivre une évolution générale de la granulométrie à travers plusieurs sondages.

Concernant le Trias argileux, remarquons que du côté oriental il est surmonté par les évaporites infra-D2; par contre, du côté occidental les évaporites infra-D2 passent latéralement à des argiles. Le Trias argileux se poursuit jusqu'à la base des dolomies de d2 (BUSSON, 1970).

Conclusion.

La partie orientale est caractérisée par de fortes épaisseurs, des carbonates abondants, une présence modeste de grès fins, des argiles et une subsidence importantes.

La partie occidentale a des caractères homogènes : de l'anhydrite en proportion importante dans le ciment des grès, une richesse en feldspaths et en apatite, des brèches intraformationnelles à la place des conglomérats, et une augmentation des épaisseurs du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

G. LES DONNEES DE LA PALYNOLOGIE..

1. Les premiers travaux.

A.H. BIARD (1965) a distingué dans le Trias tunisien quatre "séquences palynologiques" qui sont des subdivisions chronologiques définies d'après les pollens:

- séquence α d'âge jurassique ;
- séquence β d'âge Trias supérieur ;
- séquence γ d'âge Trias moyen ;
- séquence δ d'âge Trias inférieur ;

A. ACHAB (1970) a défini quatre zones palynologiques dans le Trias saharien :

- zone palynologique Q qui semble correspondre à la zone α du Jurassique inférieur de Tunisie;

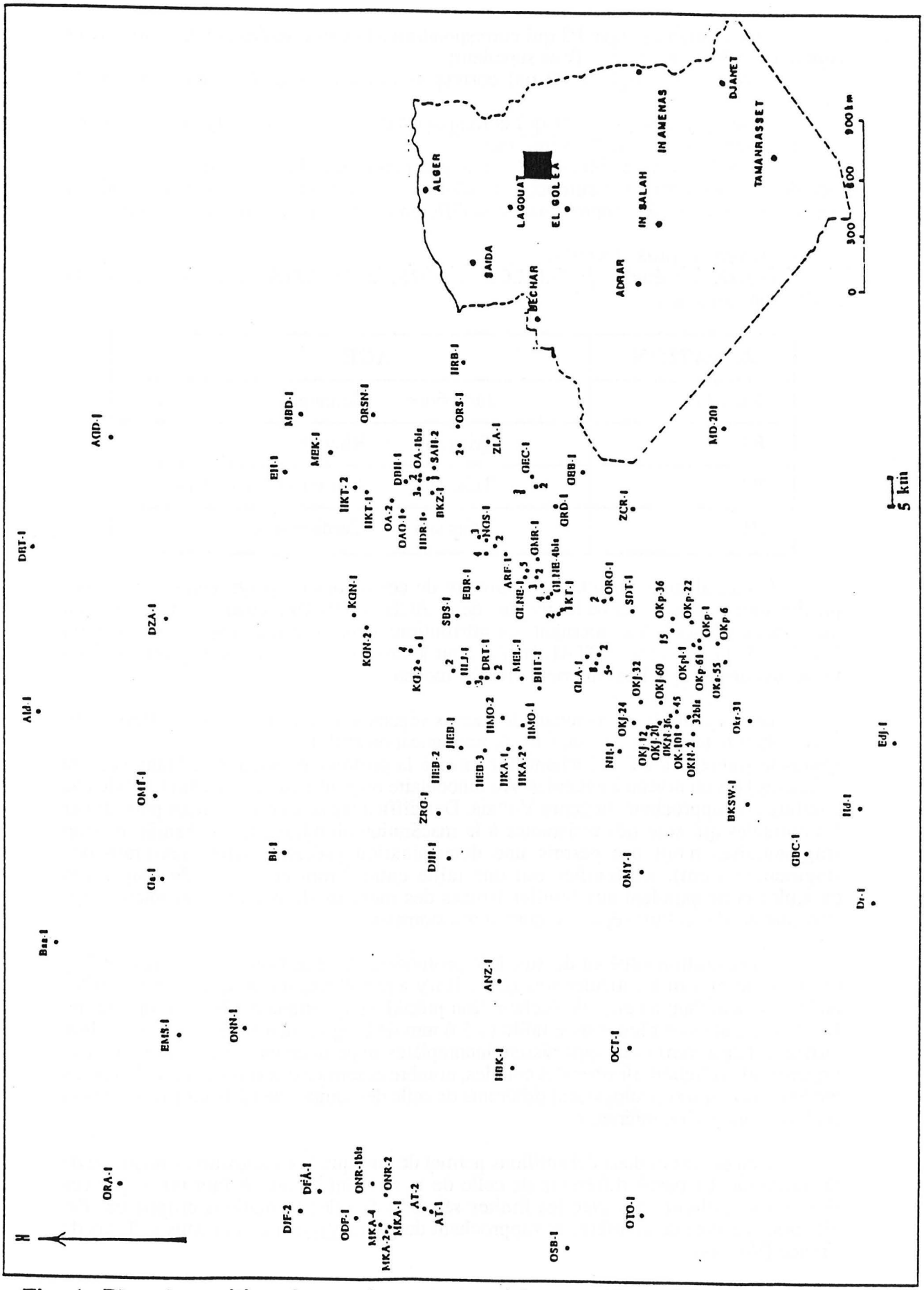


Fig. 4: Plan de position des sondages de la région de l'Oued Mya.

- zone palynologique P3 qui correspondrait à la partie inférieure de la zone α et supérieur de la zone β ; âge : Trias supérieur;
- zone palynologique P2 qui correspondrait à la zone γ , (Trias moyen de Tunisie);
- zone palynologique P1 qui correspondrait à la séquence palynologique δ de Tunisie et caractériserait le Trias inférieur.

Par ailleurs en établissant des comparaisons entre les associations triasiques sahariennes et microflores européennes, elle remarqua de grandes affinités qui lui ont permis de donner un âge approximatif aux différentes zones palynologiques définies.

2. Les travaux plus récents.

D'après les études du B.E.I.C.I.P. (1978) et de TOTAL (1979) on aurait la répartition suivante :

ZONATION	AGE
Zone Q	Jurassique Hettangien
P3	Trias sup. Rhétien
P2	Trias.sup Norien - Carnien sup.
P1	Trias sup Carnien sup.

On aurait pu s'attendre à la lumière de ces études de palynologie à certaines précisions qui auraient affiné les travaux de A. ACHAB (1970) ; remarquons au contraire un sérieux désaccord concernant les attributions d'âge fournies par les équipes du B.E.I.C.I.P. (1978) et de TOTAL (1979) pour les zones P1 et P2.qui sont pour ACHAB respectivement d'âge Trias inférieur et Trias moyen.

Deux échantillons contenant des débris végétaux ont été étudiés par G. BARALE, les résultats obtenus sont les suivants (communication orale) :
- dans le sondage DET-1, l'échantillon situé à la profondeur 3678,30m (dans la série inférieure) est un niveau à cuticules. Au binoculaire on peut observer des axes feuillés de conifères se rapprochant du genre Voltzia. Des difficultés se sont présentées pour traiter les cuticules qui sont très résistantes à la macération chimique. Les échantillons trop fragmentaires n'ont pas permis une détermination précise (taille maximum des fragments : 1 cm), les feuilles ont une taille entre 2 mm et 2,5 cm de long). Les cuticules correspondent aux feuilles isolées des rameaux de conifère; au microscope apparaissent des cellules épidermiques et des stomates.

L'échantillon situé au-dessus, à la profondeur 3581 m (toit de la formation T1) est aussi un niveau à cuticules très riche. Il n'y a pas d'axes feuillés, mais des feuilles isolées ressemblant à celles de l'échantillon précédent appartenant à la série inférieure. Les feuilles sont de plus grande taille (5 à 6 mm de long et même jusqu'à 12 mm; leur largeur est de 2 mm) Elles apparaissent incomplètes au point de vue taille et elles ont une organisation cellulaire (formes des cellules, nombre et formes des stomates et différences anatomiques ou morphologiques) différente de celle des feuilles de l'échantillon précédent prélevé dans la série inférieure.

L'étude de ces deux échantillons permet de voir que la composition floristique de la formation T1 paraît différente de celle de la série inférieure. Il faut noter que ces differences cadrent bien avec les limites séquentielles des formations proposées. Par ailleurs, ces axes de conifères se rapprochent du genre Voltzia connu dans le Trias de France (Vosges).

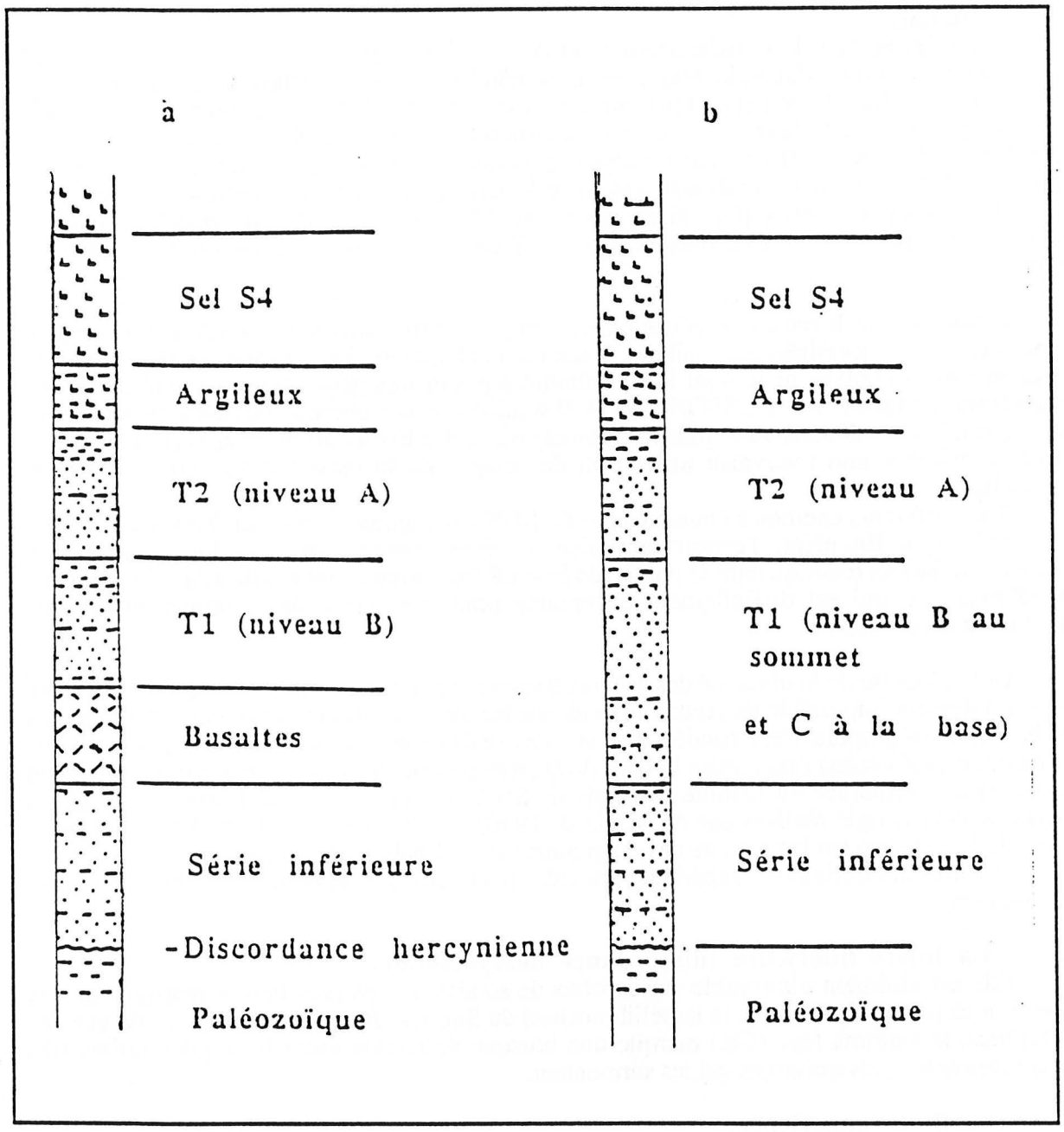


Fig. 5: (a): Lithologie dans l'aire d'épanchement des basaltes;
(b): lithologie en dehors de l'aire d'épanchement des basaltes.

3. Conclusion.

Du point de vue de la méthodologie et des problèmes posés par les corrélations et les passages de faciès en sondages, la démarche suivie tiendra compte du facteur temps car "même en l'absence de fossiles, les contacts lithologiques et les rapports de faciès peuvent être examinés dans une optique essentiellement et résolument temporelle" (G. BUSSON, 1972). Partant de cet ordre d'idées, le relais sera pris par l'analyse séquentielle qui nous permettra et nous aidera à paralléliser les événements sédimentaires avec le temps. Les dépôts chimiques tels que sel, anhydrite, carbonates, sont plus aisément corrélables (à cause de leur grande extension géographique) que les dépôts détritiques à cachet fluviatile de forme lenticulaire et à extension limitée.

Dans le cas de la recherche pétrolière dans la plate-forme saharienne, les géologues se sont trouvés face à des nécessités de travail qui "...ont rendu obligatoire l'usage de noms de formations très diversement choisis, mais dont l'individualité reposait très généralement sur une certaine homogénéité de faciès" (G. BUSSON, 1972). Il semble que la recherche fiévreuse de structures hautes (anticlinaux, dômes) susceptibles d'emmagasiner des hydrocarbures est l'une des raisons qui ont conduit à une mauvaise utilisation des étages de la classification stratigraphique universelle.

Aux différents exemples énumérés par G. BUSSON, ajoutons celui du Trias de la région de l'Oued Mya. En effet, l'erreur commise a été de vouloir intégrer les subdivisions lithostratigraphiques (établies dans le champ de Hassi R'Mel) avec celles établies dans la région de l'Oued Mya. Ce qui est difficilement acceptable pour des sédiments azoïques et de plus notoirement continentaux.

Donc, à cause de la diversité des critères de subdivision lithostratigraphique dans ces deux régions, il devient impossible de mettre en évidence les mêmes ensembles naturels, d'autant plus que la lithostratigraphie n'est fondée que sur des définitions locales (G. BUSSON, 1972). "L'évolution paléontologique ...reste la base de la stratigraphie des terrains non azoïques", selon les termes des principes du Comité Français de Stratigraphie (1962). Je m'appuierai sur les travaux de palynologie réalisés par A. ACHAB (1970), A. BIARD (1963), Y. REYRE (1966, 1970, 1972) ainsi que sur les apports des diagraphies et de l'analyse séquentielle.

Les limites inférieure et supérieure adoptées pour l'étude de la région de l'Oued Mya sont les suivantes :

- La limite inférieure (discordance hercynienne) :

Elle est aisément observable sur carottes de sondages. Les grès beiges reposent sur les argiles noires parfois fossilifères (à lamellibranches) du Silurien. Par ailleurs, du point de vue des diagraphies, le Gamma Ray (GR) marque une brusque déflection entre les argiles noires très radioactives et les grès triasiques qui les surmontent.

- La limite supérieure:

Sera adoptée la limite définie par A. ACHAB (1970) dans son étude palynologique du Trias, à savoir le **toit du sel S4.**

Le problème le plus délicat qui se pose à présent est celui des limites à établir entre les différentes formations détritiques définies par les auteurs, à savoir la série inférieure, le T1 et le T2; de plus l'interstratification d'une épaisse couche basaltique au sein de ces séries sédimentaires vient encore compliquer la question. Cependant l'étude de ces basaltes nous apportera certains éclaircissements quant aux corrélations, comme on le verra par la suite. Nous nous trouvons donc en face d'un problème de corrélations entre les différentes formations citées ci-dessus qui paraît capital dans cette étude du Trias. En effet, la signification des environnements et sous-environnements sédimentaires, les paléogéographies successives et la répartition des hydrocarbures ne pourront se comprendre qu'après avoir pu corréler le mieux possible ces differentes séries.

Pour cela j'utiliserai l'analyse séquentielle qui semble être ici le moyen le plus approprié. Cette analyse sera affinée grâce aux données des divers diagraphies.

Province septentrionale	Grand Erg oriental	Sud tunisien	région de Rhourde El Baguel	Gassi-Touil	Tinrhert	Province centrale
Série supérieure	Argilo-carbonaté	Argilo-carbonaté (Muschelkalk) (Lettenkohle)	Argilo-carbonaté	Argilo-gréseux supérieur Argilo-carbonaté	Grès supérieurs Grès moyens Argiles du Ta-2	Grès supérieurs Argiles ou argilo-carbonaté Grès inférieurs
Série inférieure	Argilo-gréseux inf. (Trias moyen à Trias sup. au sommet)	Argilo-gréseux inf. (Trias inférieur à Trias moyen)	Argilo-gréseux inf.	Argilo-gréseux inf. (base: Trias moyen, par Claret et Tempere, 1967)	Argilo-gréseux inf. ou Grès à Stégocéphale	Basaltes Série inférieure

Tableau 2: Tableau récapitulant les différentes formations définies dans le Trias détritique saharien par BUSSON (1970, 1972).

IV. SEQUENCES ET ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES.

A. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DES SONDAGES TYPES.

Certains sondages ont été choisis pour une description détaillée pour les raisons suivantes:

- ils peuvent donner une idée d'ensemble des différents faciès;
- nous pouvons disposer du carottage presque complet effectué sur les formations détritiques définies précédemment.

1. Sondage ORA-1 (ORBATA). (Log. p. 157).

Ce sondage se situe au Nord-Ouest du secteur. Si on observe les diagraphies (gamma-ray) on remarque tout de suite que le faciès gréseux est dominant pour les diverses formations considérées.

- La série inférieure: elle est caractérisée par des grès moyens à fins, bien classés, beiges à roses, avec à leur base des niveaux dolomitiques qui présentent des nodules ou des structures en grilles. Les litages sont horizontaux dans l'ensemble, mais au sommet on peut observer sur un mètre environ des litages inclinées au pendage d'environ 25°. Au sommet de ces grès il se développe un niveau argileux rouge à intercallations gréseuses fines, à taches vertes et à traces de racines et radicelles. En lames minces apparaît une texture **jointive** qui résulte des contacts droits ou concavo-convexes entre les grains détritiques. Parfois elle devient **flottante :** les grains sont disjoints ou se touchent ponctuellement. Il faut noter l'absence presque totale de grains de feldspaths (seulement parfois un ou deux grains dans une lame mince). Séquentiellement, la série est une mésoséquence strato- et granodécroissante.

- La série intermédiaire: c'est une série nouvellement définie dans le cadre de cette étude (p. 58). Le faciès gréseux est bien développé sur toute son épaisseur. On rencontre des grès fins, beiges, bien classés, à taches blanches (0.5 à 1 cm de diamètre) et parfois des niveaux à mouchetures rouges; il y a une croissance progressive de la taille des grains vers le haut. Cette série est caractérisée par deux ensembles gréseux qui sont chacun limités à leur base et à leur sommet par une cicatrice d'érosion surmontée ou non par des galets d'argile rouge. Dans l'ensemble les stratifications sont horizontales et elles sont soulignées par de l'argile verte au sein des plans de stratifications. Séquentiellement la série intermédiaire est constituée par deux mésoséquences dont la deuxième, plus développée, montre une strato- et granocroissance progressive.

- La Formation T1 est aussi un ensemble gréseux en très grande partie. Sa base est soulignée par une surface d'érosion sur laquelle repose un conglomérat à galets d'argile rouge, de silt et de micrite. C'est un grès fin, bien classé, de couleur rose à beige dont le sommet est grisâtre avec de fines intercalations d'argile verte et des taches blanchâtres sur toute son épaisseur. Le sommet est couronné par 5 m d'argile rouge avec quelques traces de racines au toit. Les litages horizontaux sont soulignés par des argiles vertes au sein des plans de stratification. Séquentiellement on peut considérer que le T1 est représenté par une mésoséquence strato- et granodécroissante.

- **La Formation T2.** Son épaisseur est moins importante (environ 25 m) que celle du T1 et de la série intermédiaire; néanmoins il est lui aussi en grande partie gréseux. C'est un grès fin, bien classé, surtout grisâtre, parfois beige, à taches blanches sur toute son épaisseur. Sa base est soulignée par un conglomérat à galets d'argile verte; son sommet est marqué par un brusque ressaut de la courbe du gamma ray qui traduit un passage brutal des grès aux argiles rouges sus-jacentes. Séquentiellement le T2 montre une mésoséquence strato- et granocroissante. Les litages sont horizontaux. Au sommet de cette formation notons la présence d'anneaux de LIESEGANG, figures d'altération en auréoles de diffusion ionique soulignées par des oxydes de fer.

- **L'argileux.** Cet ensemble est appelé argileux si l'on considère que la limite supérieure du Trias est celle qui est fixée au toit du sel S4 (limite palynologique établie par A. ACHAB, 1970). Par contre, si l'on déplace cette limite plus haut, jusqu'au mur de l'horizon B, on devrait parler à ce moment là d'argileux inférieur. Ici, la limite adoptée est celle établie par A. ACHAB. Je parlerai donc d'argileux. Cet ensemble est matérialisé par des silts et des argiles rouges, avec quelques intercallations de silts verts. Les niveaux silteux présentent quelques figures sédimentaires (slumpings et flaser bedding).

2. Sondage DET-1. (Log. p.158).

Ce sondage se situe au Nord-Est de la région étudiée et plus précisément à 132.5 kms à l'Est du sondage ORA-1.

- **La série inférieure :** elle est principalement représentée par une mésoséquence strato- et granocroissante contrairement à ce qu'indique le gamma ray (car vers le sommet il y a de nombreux conglomérats à galets d'argile qui faussent l'interprétation du gamma ray). La base montre un conglomérat à petits galets d'argile rouge disposés le long des litages inclinés. Elle repose sur environ 7 m de roche éruptive qui appartiendrait au Paléozoïque. Cette série est finement gréseuse, rouge, passablement classée à sa base et bien classée sur les trois quarts de son épaisseur; elle contient des niveaux dolomitiques en nodules au sommet des séquences élémentaires. Les bases de ces séquences montrent surtout de minces niveaux conglomératiques à galets d'argile rouge alignés le long des litages obliques. Il y a prédominance de litages entrecroisés. Au sommet et au-dessus d'une zone à nombreux niveaux conglomératiques existent des grès très fins à rides. Les taches blanchâtres persistent sur toute l'épaisseur de cette formation. Séquentiellement, la série inférieure de ce sondage montre une évolution strato- et granocroissante, avec une amorçe de dérive positive au sommet.

- **La série intermédiaire** : c'est un grès très fin à la base devenant fin au sommet. Elle est constituée par trois ensembles gréseux qui sont les suivants:

- le premier est un sédiment très fin assez bien classé, avec des niveaux rouges et verts; **il y a absence de taches blanches,** les rides sont dominantes par rapport aux litages entrecroisés.

- le deuxième est un grès fin, beige, verdâtre au sommet, assez bien classé, **avec présence de taches blanches,** à litages entrecroisés, lamines horizontales dominantes par rapport aux rides et à niveaux dolomitiques en nodules aux sommets de quelques séquences élémentaires.

- le troisième est un grès fin, beige, bien classé, **avec présence de taches blanches,** à stratifications planes et horizontales sur la première moitié de cet ensemble. Dans la moitié supérieure existent des litages entrecroisés et à la base des séquences élémentaires se trouvent des petits niveaux conglomératiques à galets d'argile verte, leur sommet est parfois couronné par des nodules.dolomitiques.

Ces trois ensembles constituent une mésoséquence strato- et granocroissante. La granocroissance est lente et progressive.

- **La Formation T1** est un grès fin, rouge, micacé, bien classé; les niveaux dolomitiques en grilles et surtout en nodules sont localisés au sein des argiles situées sous les grès. La plupart des litages sont plans et horizontaux, vers le sommet se localisent quelques ripples et litages entrecroisées; le tout est couronné par 0,5m d'argiles rouges et vertes au-dessus desquelles s'est développé un niveau dolomitique en nodules; un autre épisode sédimentaire débute par une cicatrice d'érosion sur laquelle repose un conglomérat à galets d'argile rouge et verte et de micrite; L'ensemble du T1 est une mésoséquence strato et granocroissante.

- **La Formation T2.** C'est un grès très fin à fin, rouge, micacé, à niveaux dolomitiques en grilles et en nodules aux sommets des séquences élémentaires. La base de ces séquences est soulignée le plus souvent par une surface d'érosion, laquelle est surmontée par un petit niveau conglomératique. La première moitié de cette formation a des litages entrecroisées et des rides; dans la moitié supérieure les laminations planes et horizontales prédominent. Séquentiellement le T2 est une mésoséquence strato- et granocroissante avec une dérive positive au sommet.

- **L'argileux.**

Il est presque deux fois moins épais (30 m) qu'à ORA-1. Le carottage n'a pas été effectué sur ce niveau; néanmoins les diagraphies (gamma ray et sonic) permettent de l'identifier correctement.

3. Sondage D J H-1 (DJERRAH). (Log. 159).

Ce sondage se situe au centre Ouest .

- **La série inférieure**, à l'inverse des deux sondages précédents (O.R.A-1 et D.E.T-1.), comporte beaucoup de niveaux argileux et silteux; les banc franchement gréseux sont peu épais. A part quelques fins niveaux argileux rouges, elle est dans sa majeure partie de couleur verte; de plus elle comporte de nombreux niveaux dolomitiques en grilles et surtout en nodules. Les bancs gréseux sont à granulométrie fine, bien classés, à litages plans et horizontaux devenant inclinés au sommet. Dans l'ensemble les séquences élémentaires sont granodécroissantes.

- **La série intermédiaire** est ici représentée dans sa totalité par la roche éruptive basaltique. Les basaltes sont considérés, dans le cadre de cette étude, comme étant les équivalents latéraux des grès situés dans la partie Ouest et Nord de cette région. Parmi ces basaltes, G. Bossière (1971) en distingue deux types dans le champ d'Haoud Berkaoui :
- les basaltes spilitiques colorés en rouge par des oxydes de fer abondants;
- des passées doléritiques dans la masse des basaltes spilitiques qui représentent le coeur des coulées où le refroidissement était lent.

- **La Formation T1.** C'est une série qui se situe au-dessus de la roche éruptive. Sa base est un conglomérat de 5 m d'épaisseur, à galets d'argile rouge, galets de carbonates à fentes planaires et galets de roche éruptive. Ce conglomérat s'étend d'Ouest en Est du sondage DJH-1 jusqu'à HEB-1. Au-dessus se trouvent 5 m d'argiles silteuses rouges à taches vertes. Ensuite se développent des grès fins, rouges, bien classés, d'une puissance d'environ 25 m, à base conglomératique comportant des galets d'argile rouges; les litages entrecroisés y prédominent. Le sommet des séquences élémentaires se termine parfois par des rides L'ensemble du T1 matérialise une mésoséquence strato- et granocroissante.

- **La Formation T2.** Cette série de couleur rouge est représentée par des grès fins, bien à assez bien classés, à liant argileux, et à litages plans et horizontaux dominants; le sommet est représenté par des silts micacés. Quelques fins niveaux conglomératiques soulignent des bases de séquences élémentaires. Ils sont constitués de galets d'argile rouge ou verte. Il faut aussi noter la présence de petits niveaux à huile

(bitume probablement) qui s'insinuent dans le sédiment gréseux. De même, du sel est présent sur toute l'épaisseur du T2, ce qui permet de placer une limite grossière entre le T1 et le T2. Séquentiellement le T2 est représenté par une mésoséquence strato- et granodécroissante.

- L'argileux.

D'une puissance d'environ 40 m, il montre un enrichissement notable en sel vers le sommet; la limite avec le S4 est nettement marquée par le gamma ray (15 API).

4. Sondage Bi-1 (BOU MAHNI). (Log p.160).

Il se situe au Nord de DJH-1; c'est un sondage important du fait de sa position géographique car il se situe à la limite de la zone d'épanchement des basaltes.

- La série inférieure.

Elle est surtout à dominante argileuse et comporte quelques passées de 2 à 3 m de grès très fins à litage entrecroisé plan (planar cross-bedding); les argiles sont rouges à taches vertes avec quelques traces de racines. Le sommet de cette série est couronné par un banc gréseux non carotté d'environ 6 m d'épaisseur et bien visible sur le gamma ray. L'ensemble constitue une mésoséquence, d'une cinquantaine de mètres, strato- et granocroissante surtout au sommet.

- La série intermédiaire.

Elle constitue dans sa totalité par une mésoséquence strato et granodécroissante. Sa base est bien individualisée par le gamma ray, mais elle n'a pas été carottée. Sur environ 15 m abondent les discontinuités érosives surmontées par des niveaux conglomératiques à galets d'argile rouge et de carbonates. Aux environs de la profondeur 3619 m existe une figure d'écroulement de berge assez exceptionnelle en sondage. Les structures sédimentaires sont représentées en majeure partie par des litages entrecroisés plans, puis en moindre importance des litages entrecroisés à faible angle (low angle cross-beds; <10°), puis de nouveau des litages entrecroisés plans (planar cross-beds). On rencontre aussi quelques taches vertes et blanches très dispersées selon la verticale. Le sommet de cette formation est marqué par un niveau à nodules carbonatés surmonté par une cicatrice d'érosion.

- La formation T1.

Elle a une épaisseur d'environ 40 m et forme une mésoséquence strato- et granodécroissante; sa base est une surface d'érosion surmontée par un conglomérat à galets d'argile rouge et de carbonate. Lithologiquement la roche est constituée d'un grès moyen à la base, s'affinant au sommet, de couleur rouge à beige et à taches blanches; les structures sédimentaires sont représentées par des laminations horizontales; les plans séparant les lamines sont soulignés par des films argileux verdâtres tout comme pour le sondage ORA-1. Vers le sommet de la mésoséquence, les structures sédimentaires dominantes sont les litages entrecroisés plans (planar cross-bedding). Les niveaux argileux qui s'intercalent entre les niveaux gréseux sont rouges à taches vertes et présentent parfois quelques lamines horizontales.

- La formation T2.

Elle est constituée par deux mésoséquences bien nettes, épaisses d'environ 78 m au total. Elles sont toutes les deux strato- et grandécroissantes.

La première, épaisse d'environ 33 m, débute par un conglomérat à petits galets d'argile rouge disposés selon le litage incliné; au-dessus vient un grès rose, grossier à moyen à litages plans et horizontaux, puis des grès fins de couleur rose foncée à laminations inclinées d'environ 10° et à passées verdâtres; au sommet se développent des litages entrecroisés plans; existent aussi quelques taches blanches à la base de cette mésoséquence.

La deuxième débute par un contact brutal entre grès et argile; les structures sédimentaires sont représentées par des laminations horizontales développées dans un grès fin rouge; il existe quelques niveaux à minéraux lourds (zircons et/ou tourmalines) alignés le long des plans séparant les lamines. Vers le sommet, le dernier niveau gréseux débute par une surface d'érosion surmontée par un conglomérat à galets d'argile rouge et verte et de carbonates. Au-dessus viennent des grès fins rouges, bien classés, à laminations peu apparentes; des silts rouges à très fines lamines terminent cette deuxième mésoséquence.

- L'argileux.

Je me limiterai aux données des diagraphies (gamma ray) car l'argileux n'a pas été carotté.

5. Sondage AGD-1 (ARGOUB DINAR). (Log p.161).

C'est un sondage situé au Nord-Est; il est peu carotté mais il présente un intérêt certain de part sa position intermédiaire par rapport aux sondages DET-1 et MEK-1.

- La série inférieure.

Elle est surtout représentée par deux niveaux gréseux séparés par des argiles et silts.

Le premier niveau débute par un grès fin, rouge, micacé, à taches vertes et à laminations horizontales. Vers le sommet, la granulométrie diminue pour donner un silt de couleur grise devenant rouge au sommet, avec des alternances de fins niveaux (30 cm) à litages entrecroisés plans ou à concavité vers le haut. Les niveaux plus argileux sont rouges à taches vertes, traces de racines et quelques nodules carbonatés.

Le deuxième niveau gréseux est composé à la base par un mètre de grès grossier rouge à litage entrecroisé et surmonté par 3 m d'argile rouge. Au-dessus se développent un mètre de grès rouge sans structures, puis des silts et des grès fins beige claire à litages entrecroisés incurvés vers le haut (trough cross-bedding) et à nodules carbonatés au sommet.

- La série intermédiaire.

Elle n'a pas été carottée. Le gamma ray montre une dominante argileuse dans la lithologie.

- La formation T1.

Elle n'a été carottée que sur les 15 derniers mètres du sommet. Les grès sont fins, rouges, micacés, parfois à taches vertes, à litages horizontaux et à nodules carbonatés au sommet.

- La formation T2.

Elle n'a été carottée que dans sa partie supérieure qui est argileuse et rouge; son sommet est souligné par une surface d'érosion nette.

- L'argileux.

Sa base est marquée par une cicatrice d'érosion surmontée par un conglomérat à galets d'argile rouge, verte et des galets carbonatés micritiques. Au-dessus se développent 5 m de grès fins, rouges, à laminations horizontales. Le reste est constitué par 40 m d'argile jusqu'au sommet.

6. Sondage ZCR-1.(Zaccar). (Log p. 162).

Il se situe sur le flanc Nord-Ouest du môle de Hassi-Messaoud.

- La série inférieure ne s'est pas déposée à cet endroit.

- La série intermédiaire.

J'ai choisi ce sondage car il matérialise bien la sédimentation sur le flanc Nord-Ouest du môle de Hassi-Messaoud; en effet, il n'existe pas, sur ce flanc, de série

inférieure; par contre, la roche éruptive repose directement sur les argiles gris sombre, parfois silteuses du Silurien. Ce contraste lithologique est aussi nettement marqué par le gamma ray, ce qui permet de situer assez précisément la discordance hercynienne. Au-dessus de celle-ci vient un petit niveau (1m) à nodules carbonatés sur lequel reposent des cendres volcaniques à fissures subhorizontales chloriteuses et parfois carbonatées. Puis vient la roche éruptive proprement dite (basaltique), très chloriteuse et à fissures subhorizontales carbonatées. Au sein de ces basaltes s'intercalent deux niveaux détritiques gréseux rouges dont les bases et les sommets sont soulignés par des niveaux carbonatés en nodules et en grilles. Les structures sédimentaires sont des laminations horizontales et des litages entrecroisés. L'amplitude des séquences varie de 1 à 6 m.

- **La formation T1** ne s'est pas déposée sur ce flanc.

- **La formation T2.**

C'est surtout la présence d'un ciment salifère qui permet de l'individualiser, ainsi que la nature fine à silteuse de sa granulométrie; cette formation a été carottée dans sa partie inférieure. Sa base est soulignée par un mètre de silt rouge foncé à laminations entrecroisées planes (planar cross laminations) et des carbonates le long des plans séparant ces lamines. Au-dessus se trouve une surface d'érosion légèrement inclinée et surmontée par 50 cm d'un conglomérat à galets d'argile rouge et de carbonate micritique. Puis on passe à un niveau gréseux fin se terminant par des silts; les argiles rouges sus-jacentes renferment des niveaux carbonatés : c'est la première séquence sédimentaire (8 m) après l'épisode volcanique. La deuxième est plus courte (4 m), et est entièrement gréseuse; sa base montre une surface d'érosion au-dessus de laquelle s'est développé un conglomérat à galets d'argile rouge. Les structures sédimentaires sont représentées par des litages entrecroisés et des laminations horizontales au-dessus. Viennent ensuite quatre séquences de faible amplitude (1 à 2 m) granodécroissantes et à base conglomératique (galets d'argile rouge). Les structures sédimentaires sont surtout des laminations horizontales. Il faut , de plus, noter l'absence de niveaux carbonatés dans toute la moitié supérieure de la formation T2.

- **L'argileux.**

Il est d'une épaisseur faible (environ 10 m). Le sommet est marqué par un brusque ressaut du gamma ray vers la gauche, caractérisant la présence d'une formation salifère au-dessus.

7. Classification des grès (fig. 6).

Il s'est avéré nécessaire de replacer dans une nomenclature classique les grès de cette région. Pour cela la classification minéralogique de Folk (1968, 1974) a été utilisée. Son choix réside dans le fait que depuis 20 ans elle n'a pas variée et que beaucoup d'auteurs continuent à l'utiliser (comme Mac Kenzie et al., 1984). Par ailleurs celle établie par Pettijohn et al. (1987), également en faveur, en est très proche.

On note ainsi que les grès, dans l'ensemble de la région étudiée et pour toutes les formations définies ici, se classent dans le domaine des **sublitharénites.**

Au cas où la roche est une sublitharénite, une litharénite ou une feldspathique litharénite, Folk recommande d'utiliser le triangle relatif aux fragments de roche (pour mieux préciser le nom de la roche) dont les trois pôles sont représentés par :

- SRF : Fragments de roche sédimentaire (Sedimentary Rock Fragments).
- VRF : Fragments de roche volcanique (Volcanic Rock Fragments).
- MRF : Fragments de roche métamorphique (Metamorphic Rock Fragments).

Pour la région Nord-Ouest et Nord (ORA-1 à DET-1) et celle située au Sud-Est (ZCR-1) ou flanc Nord-Ouest du môle de Hassi-Messaoud, la roche déposée est une **sédarénite.**

Au centre de cette région (du Sud-Ouest vers le Nord-Est; par exemple le sondages KG-4), la roche est une **phyllarénite.**

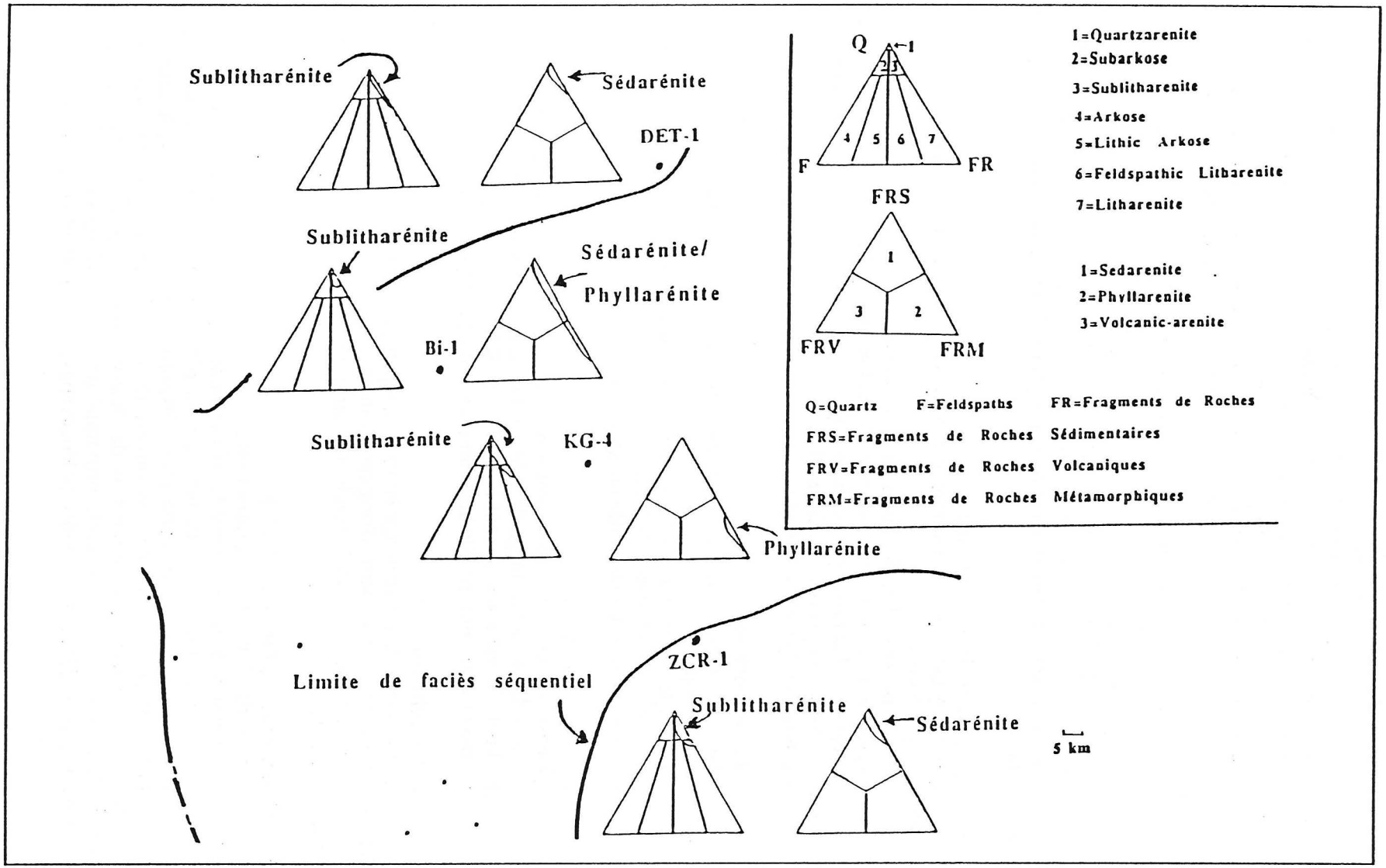


Fig. 6: Classification triangulaire de Folk (1968, 1974) et relations entre classification des roches et les environnements sédimentaires.

8. Résultats des analyses de diffractométrie aux rayons X.

- La série inférieure.

Sur l'ensemble du secteur, l'étude des argiles par diffractométrie a révélé une prédominance de l'illite au sein de la série inférieure, avec des pourcentages allant de 66% jusqu'à presque 100%. Les valeurs moyennes ont été calculées pour chaque formation et pour tous les types d'argiles rencontrés.

La chlorite montre des valeurs situées environ entre 0,15 % et 45 % selon un axe orienté Sud-Ouest - Nord-Est. Sur les flancs Sud-Est et Sud des paléoreliefs situés au Nord, elle est absente.

La kaolinite ne montre pas une répartition latérale nette; il existe par contre des anomalies de pourcentages entre deux sondages assez rapprochés l'un de l'autre, à savoir, HLJ-1 (0 %) et KG-2 (28 %). Dans la moitié Sud de la région étudiée la kaolinite est absente. Dans la moitié Nord, elle est présente, mais en très faible quantité, ou parfois même absente. Les interstratifiés illite-montmorillonite sont uniformément répartis avec une moyenne de 6 % environ; par contre, la montmorillonite et l'attapulgite sont absentes.

- La série intermédiaire.

L'illite est largement prédominante; la chlorite est présente en pourcentages assez élevés (55 % à KG-2).

La kaolinite est absente; l'interstratifié illite-montmorillonite montre de faibles pourcentages dans la zone centrale (orientée selon un axe Sud-Ouest - Nord-Est) qui augmentent sur les flancs des paléoreliefs (flanc Nord-Ouest de Hassi-Messaoud et flanc Sud-Est de Talemzane; vers le sondage ORA-1).

La montmorillonite est absente.

- La formation T1.

L'illite est comme toujours présente en forts pourcentages et uniformément répartie dans la région.

La chlorite et l'interstratifié illite-montmorillonite montrent des pourcentages qui augmentent vers le Sud-Ouest et le Sud.

La kaolinite et la montmorillonite sont absentes.

- La formation T2.

L'illite est, comme toujours, uniformément répartie en forts poucentages.

Il y a un faible pourcentage de chlorite et d'illite-montmorillonite.

La kaolinite est absente, sauf à GLNE-1 (5 %).

La montmorillonite est elle aussi absente sauf à GLNE-1.

- Conclusion.

Il faut retenir le pourcentage élevé et la répartition uniforme de l'illite sur toute la région; elle est en majeure partie d'origine détritique.

Il y a absence presque totale de kaolinite, de montmorillonite et d'illite-montmorillonite.

B. ANALYSE SEQUENTIELLE.

1. Objectifs de l'analyse séquentielle.

"L'analyse séquentielle d'une formation permet de mieux caractériser le bassin de sédimentation, d'en préciser la nature : glacis, playa, bassin deltaïque, paralique ou profond; elle permet aussi de reconstituer l'évolution de ce bassin dans le temps, de suivre pas à pas les phases de son ouverture, de son épanouissement puis de sa fermeture; de préciser aussi la position de chaque point du bassin, en bordure ou au centre, et sa plus ou moins grande proximité de la zone d'apport; de déterminer la position des paléoreliefs (paléoseuils, paléocuvettes)" (J. PERRIAUX, 1974).

2. Définition de la séquence sédimentaire.

De nombreux auteurs ont consacré des articles relatifs à l'analyse séquentielle et à la signification de la séquence. Parmi eux citons ceux de LOMBARD (1956, 1972) qui a mis en évidence le caractère évolutif de la séquence. Par la suite d'autres auteurs ont pu développer leurs réflexions sur ce sujet. A. BERSIER (1958) s'est intéressé aux dépôts fluviatiles et a associé les séquences détritiques aux divagations fluviales. J.P. MANGIN (1964) définit "la séquence unité comme la plus petite séquence déposée par un épisode isolé dans le temps". B. HAGUENAUER (1973, 1974) et J. DELFAUD (1974) ont proposé des interprètations paléogéographiques des séquences sédimentaires. KAZI-TANI (1986) exclut tout présupposé génétique de l'analyse séquentielle.

A la suite de l'école de NANCY on considèrera que " la séquence correspond à l'enregistrement (plus ou moins complet) d'un épisode sédimentaire continu, unitaire" (HILLY, 1974, observations et réponses, in : HAGUENAUER, 1974; HAGUENAUER et HILLY, 1975).

Du point de vue de l'échelle des séquences on considèrera:

- les séquences élémentaires qui se définissent à l'échelle du banc unitaire.
- Les mésoséquences qui matérialisent la progradation des nappes (ou corps) sédimentaires.
- Les mégaséquences qui reflètent les évolutions à l'échelle du bassin (influences tectoniques et climatiques).

Ici, j'utiliserai surtout les mésoséquences pour pouvoir mettre en évidence la dynamique et les événements sédimentaires.

3. Les discontinuités (fig.7).

Ce sont des ruptures importantes qui permettent de délimiter les séquences. Les mêmes termes sont utilisés aussi bien dans le domaine marin que dans le domaine continental.

Dans le Crétacé inférieur de Castellane (France du Sud-Est), COTILLON (1975) distingue trois discontinuités majeures affectant les séries néritiques. Elles correspondent à des lacunes par omission. Elles sont de plus diachrones ou hétérochrones. Surtout, leur évolution spatio-temporelle met à jour les effets de la tectonique synsédimentaire du bassin. Il faut pour cela que les discontinuités dépassent le cadre régional.

MIALL (1985) distingue quatre ordres de contacts de base de chenal.

Dans les dépôts continentaux, les discontinuités ont une répartition spatiale moindre; ce qui ne diminue en rien leur valeur temporelle.

DELFAUD (1974) et KAZI-TANI (1986) parallélisent les ordres séquentiels avec les types de discontinuités. DELFAUD précise bien que cette typologie des discontinuités n'est pas proportionnelle au temps.

Dans les dépôts triasiques des Vosges gréseuses J. PERRIAUX (1961) a bien précisé l'absence de limite nette entre Grès d'Annweiler et conglomérat inférieur (qui est un dépôt fluviatile); par ailleurs il note aussi l'impossibilité de tracer une limite nette entre Grès vosgiens inférieurs et Grès vosgiens supérieurs : multiplicité de bancs conglomératiques à galets.

Dans le Permo-Trias du Haut-Atlas Central du Maroc, M. ELYOUSSI(1986) distingue plusieurs types de discontinuités :

- diastèmes très érosifs ou faiblement érosifs;
- diastèmes plans ou ondulés;
- diastèmes ondulés;
- diastèmes ondulés à figures de charges;
- diastèmes ravinants.

M. OUJIDI (1988) distingue quatre types de diastèmes:

- diastèmes en surface plane, soulignés par une difference de granulométrie;
- diastèmes soulignés par un paléosol;

- diastème souligné par une surface irrégulière;
- diastème souligné par une surface d'érosion.

A. HAMEL (1988) décrit dans les grès triasiques de la région de HASSI-R'MEL du Sahara algérien quatre types de discontinuités:
- passages progressifs d'un faciès à un autre;
- diastèmes;
- joints argileux;
- surfaces de ravinement.

Dans les grès triasiques de la région étudiée (Oued Mya), je distinguerai sept types de discontinuités sédimentaires (fig.7) :
- diastèmes marquant de nombreux passages brutaux des grès aux conglomérats à galets sans aucune cicatrice;
- diastèmes soulignés par des encroûtements pédogénétiques en sommet de séquence;
- diastèmes érosifs surmontés par des conglomérats à galets d'argile;
- diastèmes non érosifs nets et rectilignes au sein des grès;
- discontinuités successives séparant des écroulements de berges (chenaux actifs);
- diastèmes érosifs surmontés par un conglomérat à éléments d'argile et de croûtes pédogénétiques;
- diastèmes érosifs sans conglomérats.

De telles coupures matérialiseraient des périodes plus ou moins longues de non sédimentation. Cette multiplicité de types de discontinuités serait le reflet des multiples sous-environnements rencontrés.

4. Les structures sédimentaires.

Les structures sédimentaires peuvent être primaires (formées au moment du dépôt) ou diagénétiques (formées après le dépôt) purement mécaniques ou biogéniques (formées pendant le dépôt par les organismes). Les structures sédimentaires primaires aident à reconstituer les environnements sédimentaires (tableau 3). Il existe deux principaux types de structures internes aux strates: entrecroisées et granoclassées. Elles sont plus fréquentes dans les grès.

Là, les "cross-beddings" ou "cross-laminations" sont très utiles dans l'analyse des paléocourants; ils sont aussi appelés "cross-laminations","current-bedding", "diagonal bedding", "false bedding". C'est une structure difficile à définir (PETTIJOHN, 1975); on en distingue deux principaux types : litage entrecroisé plan tabulaire (planar tabular cross-bedding) et litage entrecroisé en auge (trough ou festoon cross-bedding).

Dans le Trias de l'Oued Mya on rencontre :
- les "trough cross-bedding"(pl. 2, fig.3).
- Les "planar tabular cross-bedding" (sondage KGN-1 de 3665m. à 3680m et de 3660m à 3664m, leur inclinaison est faible (5° à 10°); sondage GLNE-3 dans la série inférieure), (pl.2, fig.6).
- Les "alpha cross-stratification" d'ALLEN (1963) peuvent s'observer dans les sondages DET-1 et ORA-1
- Les laminations planes horizontales ou faiblement inclinées, discontinues sont surtout visibles dans les niveaux fins à très fins, (pl. 2, fig.5).
- Les litages plans sont plus fréquents dans les sondages ORA-1 et DET-1.
- Les rides sont la plupart du temps observables aux sommets des séquences, surtout dans la formation T2.

5. Les séquences sédimentaires et les environnements de dépôt correspondants.

Dans la région de l'Oued Mya, les séquences sont délimitées à leurs bases et à leurs sommets par les diverses discontinuités énumérées ci-dessus. La séquence naturelle se présente sous différentes successions selon les endroits et selon les formations considérées.

Au sein de chacune des différentes formations définies on peut distinguer trois types de séquences naturelles.

- Séquences de rivières en tresses.

Ce sont des séquences de 2 à 5 m d'épaisseur, granocroissantes et rarement granodécroissantes (sondage ORA-1) dans la série intermédiaire et les formations T1 et T2. Elles sont faiblement argileuses, très gréseuses, à nombreux diastèmes, à laminations subhorizontales prédominantes surmontées parfois par des litages entrecroisées. Le Gamma Ray montre une courbe d'allure cylindrique en général.

- Séquences de barres de méandres.

Elles ont une amplitude parfois plus grande que les précédentes, en moyenne 20 à 25 m. d'épaisseur, parfois identiques (2 à 5 m). Elles sont granodécroissantes avec quelquefois une légère tendance granocroissante de la base vers le milieu de la barre gréseuse, ce qui est un témoignage d'une probable progradation latérale de la barre. Ces séquences se terminent au sommet par des silts et des argiles en proportions presque égales avec la barre gréseuse sous-jacente; des carbonates en nodules ou en grille coiffent le tout. Les structures sédimentaires sont représentées par des litages et des laminations subhorizontales, parfois de rares "cross-bedding" et des ripples au sommet. Le gamma ray montre une courbe en forme de cloche en général. Ces séquences peuvent s'observer dans les formations T1 et T2 du sondage KG-2, dans la série intermédiaire, au sein des formations T1 et T2 des sondages Bi-1 et EH-1 entre autres.

- Séquences "estuariennes".

Elles sont interprètées ainsi parce qu'au sein de certaines séquences fluviatiles il y a des niveaux à influences littorales matérialisées par des grès propres sans liant argileux, avec des grains bien classés, des structures sédimentaires de plage (micro-delta que l'on rencontre dans la baïne; (pl.2, fig. 4), des concentrations de minéraux lourds (tourmaline, zircon; pl.5, fig.6) ou de grains d'oxydes de fer roulés soulignant les litages et/ou les laminations entrecroisées qui matérialiseraient des dépôts de plage. Par ailleurs les courbes de VISHER (1969) (fig.17, 18, 19, 20) et les diagrammes de FRIEDMAN (1967) (figs. 27 à 35) situent tous ces niveaux dans le domaine "plage". Ces séquences sont limitées aux sommet par des niveaux dolomitiques en nodules et/ou en grille (fig. 8); par exemple, dans la moitié supérieure du sondage KG-2 (fig. 8), on peut remarquer qu'il y a alternance de niveaux de "plage", fluviatiles et de niveaux dolomitiques montrant un aspect en nodules et/ou en grille, (fig. 17 à 20, 27 à 35).

6. Application au Trias de la région étudiée.

Si dans cette région le mur et le toit du Trias sont bien individualisés par les diagraphies, les corrélations entre les formations détritiques définies à travers chaque sondage étudié demeurent assez délicates à réaliser. C'est un des problèmes majeurs qui se posent dans cette région car en plus de l'azoïcité qui affecte ces sédiments détritiques, il n'y a pas non plus de Zones Limites Violettes (Z L V) comme celles qui ont été décrites et définies dans les Vosges gréseuses par J. PERRIAUX (1961); on doit donc faire appel à l'outil diagraphique et surtout à l'outil séquentiel pour être en mesure d'établir des correlatons acceptables mais qui n'ont, par contre, aucune crédibilité chronostratigraphique.

Plusieurs tentatives de corrélations lithostratigraphiques ont été réalisées par les géologues pétroliers dans cette région, mais sans succès apparents en raison des rapides variations latérales de faciès causées par des corps gréseux discontinus. Celles établies d'après les diagraphies ont permis d'arriver à de meilleurs résultats, sans pour cela tenir compte des variations latérales de la lithologie et de la présence de niveaux dolomitiques

en sommets de séquences. En effet, on peut passer brusquement entre deux sondages très rapprochés l'un de l'autre, des grès d'un chenal aux argiles de la plaine inondable. De plus, le couple séquence diagraphique / séquence sédimentaire n'a pas été utilisé de façon à considérer simultanément les gradients texturaux (granulométrie) et structuraux (stratimétrie).

AIT-HAMOUDA (1979) a établi des corrélations séquentielles fondées sur la comparaison des similitudes de formes entre le Gamma Ray d'un sondage de référence avec ceux des autres sondages de la région étudiée. L'inconvénient de ce procédé réside dans le fait que dans un environnement fluviatile les formes du Gamma Ray ne permettent pas d'établir des correlations au-delà de quelques kilomètres; de plus à l'échelle des séquences, telles qu'elles ont été utilisées par celui-ci (d'ordre 1 ou 2), les corrélations sont difficiles, et la matérialisation des phénomènes de progradation des corps sédimentaires devient impossible. Cependant, l'idée de corrélations séquentielles était née.

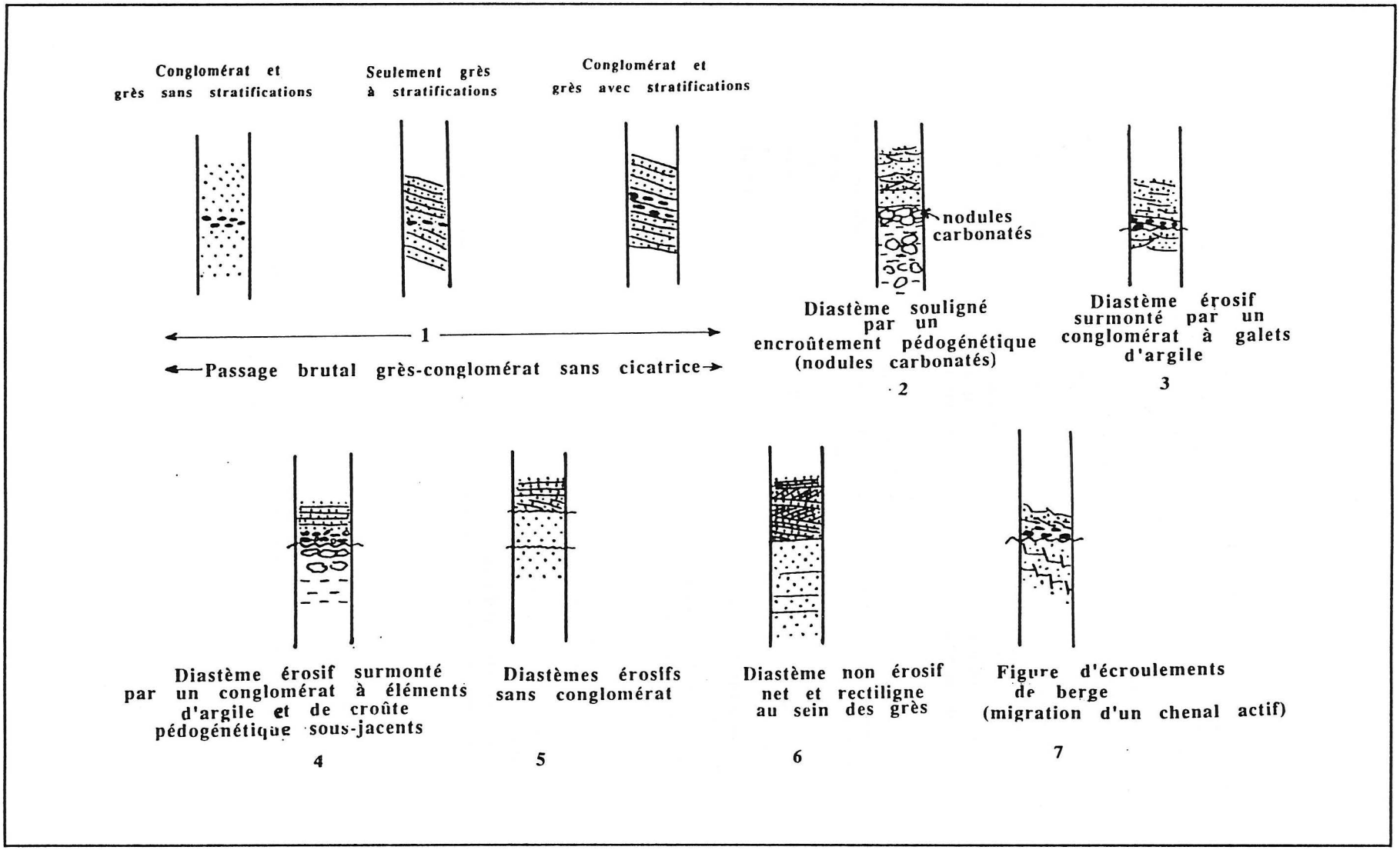


Fig. 7: Différents types de discontinuités observables dans le Trias détritique de la région de l'Oued Mya

Inorganic structures		
Mechanical ("primary")	Chemical ("secondary")	Organic Structures
A. Bedding: geometry 1. Laminations 2. Wavy bedding	A. Solution structures 1. Stylolites 2. Corrosion zones 3. Vugs, oolicasts, and so on	A. Petrifactions
B. Bedding internal structures 1. Cross-bedding 2. Ripple-bedding 3. Graded bedding 4. Growth bedding	B. Accretionary structures 1. Nodules 2. Concretions 3. Crystal aggregates (spherulites and rosettes) 4. Veinlets 5. Color banding	B. Bedding (*weedia* and other stromatolites)
C. Bedding-plane markings (on sole) 1. Scour or current marks (flutes) 2. Tool marks (grooves, and so on)	C. Composite structures 1. Geodes 2. Septaria 3. Cone-in-cone	C. Miscellaneous 1. Borings 2. Tracks and trails 3. Casts and molds 4. Fecal pellets and coprolites
D. Bedding-plane markings (on surface) 1. Wave and swash marks 2. Pits and prints (rain, and so on) 3. Parting lineation		
E. Deformed bedding 1. Load and founder structures 2. Synsedimentary folds and breccias 3. Sandstone dikes and sills		

Tableau 3: Classification des structures sédimentaires (PETTIJOHN,1975).

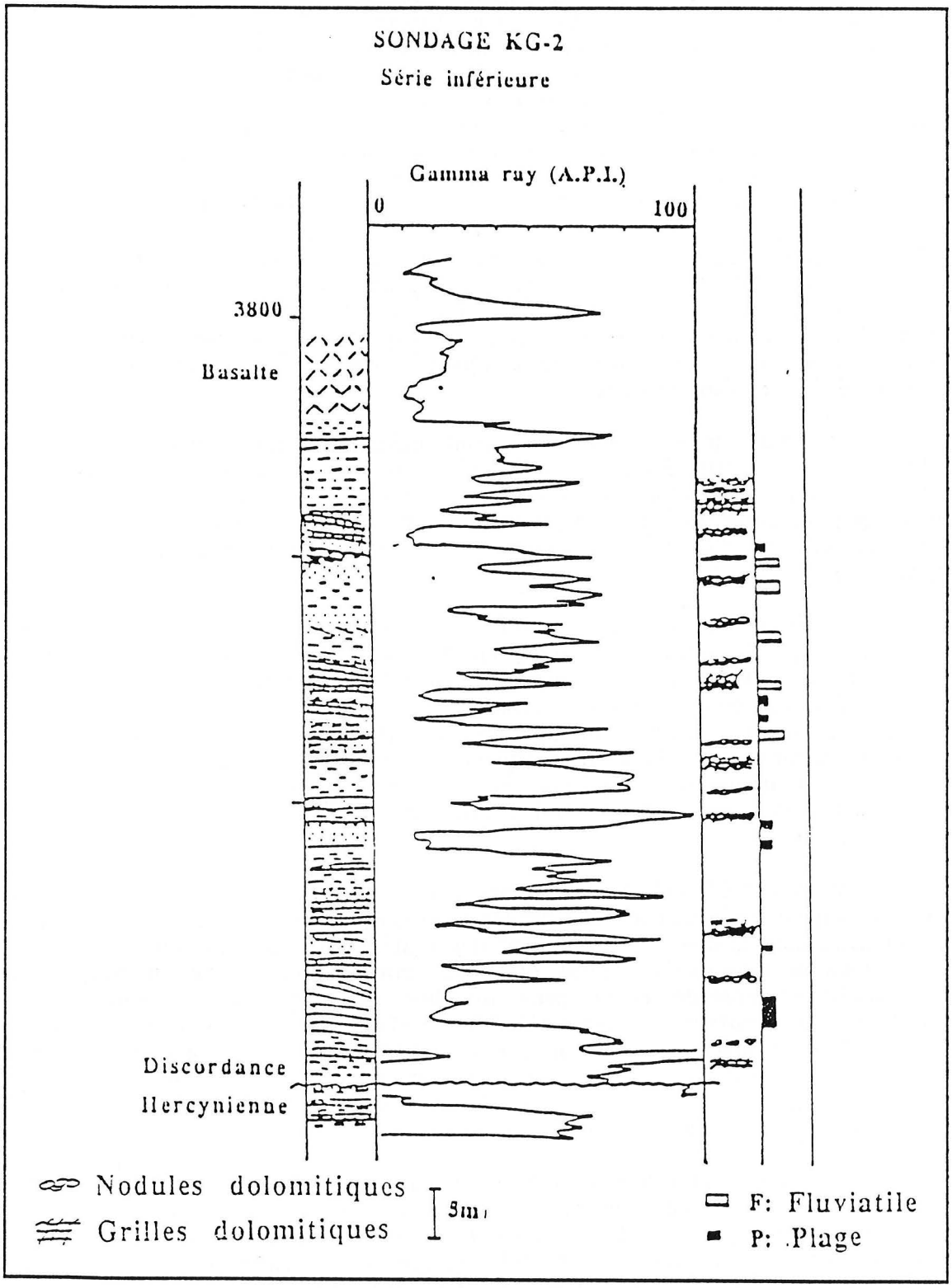


Fig. 8: Alternances de niveaux dolomitiques à aspects en grille et en nodule, avec d'autres à influences de plage et fluviatile.

BENAMRANE (1987) a établi des corrélations lithostratigraphiques qui s'appuient sur les différentes diagraphies disponibles (GR, FDC, CNL, SONIC, résistivité, etc..) ainsi que sur des marqueurs temps qui pourraient représenter un ensemble de strates formées pendant le même cycle de sédimentation. Cependant, la nature même de ces marqueurs temps n'est pas encore bien définie et **ils apparaissent plutôt discontinus.** Il faut aussi préciser que ces marqueurs temps, de même que les corrélations lithostratigraphiques, ne peuvent pas avoir de valeur chronostratigraphique car "les unités chronostratigraphiques consistent en un ensemble de strates déposées durant un intervalle de temps géologique" (BUSSON, 1972). De plus, il est visible à travers les corrélations séquentielles établies dans cette étude (fig.15) que des chenaux fluviatiles recoupent et creusent des sédiments déjà déposés. On peut donc trouver entre deux sondages très rapprochés l'un de l'autre **deux corps sableux juxtaposés qui paraissent lithologiquement identiques, dont les sommets seraient couronnés par un marqueur temps, mais qui ne se seraient pas déposés pendant le même intervalle de temps géologique, ou encore pendant le même épisode sédimentaire.**

Beaucoup de séquences sont couronnées au sommet par des niveaux dolomitiques en grilles et/ou en nodules qui marquent des arrêts plus ou moins longs dans la sédimentation, alors que dans d'autres endroits celle-ci continuait à se dérouler. On voit donc apparaître, à ce stade, les réelles difficultés qui existent lorsque l'on essaie de corréler entre elles ces séries continentales dont l'azoïcité vient compliquer le problème.

Le raisonnement séquentiel apporte une certaine souplesse car il permet de mettre en évidence, **à l'échelle de la mésoséquence, une dynamique sédimentaire et situe, relativement dans le temps, un épisode sédimentaire par rapport à un autre**; il tient compte aussi des variations latérales de lithologies et de milieux; en outre les gradients structuraux (stratimétrie) et texturaux (granulométrie) sont considérés simultanément au sein d'une mésoséquence. Le gradient structural n'apparait qu'à l'échelle de la mésoséquence qui matérialise la progradation des corps sédimentaires. Lorsque l'on utilise ces séquences, celles-ci peuvent tronquer des limites de lithologies et de faciès.

Selon CANT (1984) les "marker beds" ne sont utiles que dans les environnements de basse énergie (lacustres ou marins), ce qui n'est pas le cas içi, et des séquences bien choisies matérialisent des unités sédimentaires naturelles. **Les corrélations séquentielles sont donc des corrélations d'événements, elles apparaissent comme étant plus proches des lignes-temps que celles définies par d'autres méthodes (CANT, 1984).** Il faut cependant être prudent lorsque l'on se trouve en présence de dépôts non marins; dans ce cas on doit considérer en plus le gradient d'épaisseur qui est un facteur très important en domaine saharien, par exemple, à cause de sa planéité. On distinguera donc des mésoséquences strato- et granocroissantes et d'autres strato- et granodécroissantes.

Ce qui est caractéristique c'est la lente évolution granulométrique dans le temps au sein de ces mésoséquences. Cette variation est légèrement perceptible dans les sondages ORA-1 et DET-1, par exemple; par contre les évolutions stratimétriques sont nettes et facilement décelables. L'évolution granulométrique faible et lente dans le temps est un indice probable du contrôle de la granulométrie par la source qui génère les sédiments. La stratocroissance s'observe en particulier sur les flancs des paléoreliefs tels que HASSI-MESSAOUD, HASSI-R'MEL-TALEMZANE, TOUGGOURT), ce qui est un indice de progradation des nappes détritiques sur un glacis.

7. Réponses diagraphiques du faciès (fig.9 et 10).

Cette étude étant entièrement réalisée sur des données de sondages, j'utiliserai donc les données des différentes diagraphies réalisées sur les forages, ainsi que celles fournies par les descriptions des carottes recueillies. Parmi les diagraphies on utilisera surtout le gamma ray. Pour plus de détails il est utile de se référer aux travaux de BENAMRANE (1987) traitant de l'étude des diagraphies dans cette région. Les raisons de l'utilisation du gamma ray ont été évoquées dans le chapitre II (Méthodologie).

- **le Gamma Ray :** les unités sont en A.P.I.(Americain Petroleum Institut). C'est le log le plus utile, il mesure les **émissions naturelles gamma** de la roche. Sur le log, la radioactivité augmente vers la droite. Si une roche est riche en potassium, thorium et uranium, le rayonnement gamma est important. Le potassium est un élément important présent au sein des sédiments argileux. Le log gamma ray obtenu représentera alors donc le plus souvent l'argilosité.

- **le log "Sonic":** les unités sont en microsecondes / m.; le "sonic" mesure le temps de parcours du son à travers une formation. Sur le log le temps de parcours augmente vers la gauche. La vitesse du son dépend de la lithologie, de l'interconnection des espaces poreux et de la nature du fluide au sein du sédiment. Il permet de repérer les niveaux à charbon ou très poreux (vitesse faible) et aussi ceux qui sont très cimentés (carbonates ou grès).

a.- A l'échelle du faciès (fig.9).

En diagraphies chaque faciès est matérialisé par un "ensemble de réponses diagraphiques qui caractérise un banc et permet de le différencier de ceux qui l'entourent" (Serra, 1979, 1985).

b.- A l'échelle de la séquence (fig.10).

En diagraphies chaque séquence est mise en évidence par des évolutions que l'on peut observer à l'aide des differentes courbes de résistivité, potentiel spontané, gamma ray, par exemple.

c.- Différents types de faciès et séquences diagraphiques observés dans la région de l'Oued Mya

- Dans la série inférieure.

Au sein de cette formation, les quatre types de formes classiques des courbes du gamma-ray ont pu être observés :

- Courbes en formes de "cloche" (fig.11) : exemples : sondages BHT-1, KG-2, MEK-1, SAH-1.

Ce sont des courbes typiques des dépôts fluviatiles à méandres; de plus elles peuvent être séparées par d'autres types d'électroséquences (en "oeuf" par exemple), ce qui témoignerait des variations rapides des sous-environnements sédimentaires. Le sondage KG-2 nous montre, par exemple, une électroséquence en "oeuf" comprise entre deux électroséquences en "cloche" situées à la base et au sommet.

- Courbes en"entonnoir" (fig.11) : exemples: sondages NGS-1, KGN-2, AGD-1, HKT-2, GLNE-5, BKSW-1.

Ces courbes peuvent s'observer habituellement dans les barres d'embouchures ou les dépôts de débordement (crevasse-splay), elles peuvent indiquer aussi la progradation d'un corps sédimentaire sur une pente de glacis. Comme pour les courbes en "cloche", elles peuvent être associées à d'autres types de courbes.

- Courbes cylindriques (fig.11) : exemples: sondages GLNE-5, GEC-2, ORA-1, DRT-1, DET-1, HBK-1, Baa-1, BKZ-3, NH-1, SBS-1.

Elles sont toutes dentelées; celles des sondages NH-1 et HBK-1 montrent une dérive positive au sommet. Par rapport aux autres types de courbes ci-dessus citées elles présentent la particularité de ne pas être souvent associées à elles.

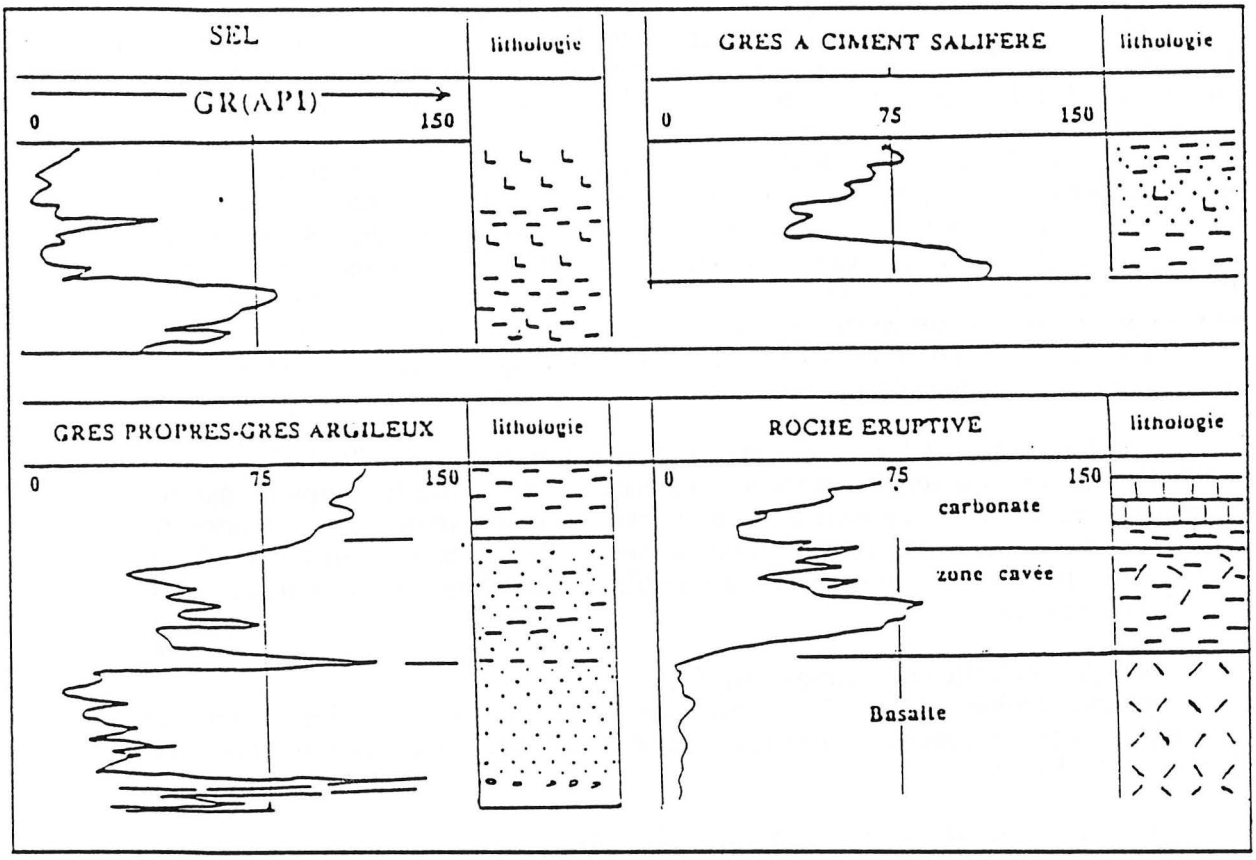


Fig. 9: Réponses typiques du gamma ray avec la lithologie (d'après BENAMRANE, 1987, simplifié).

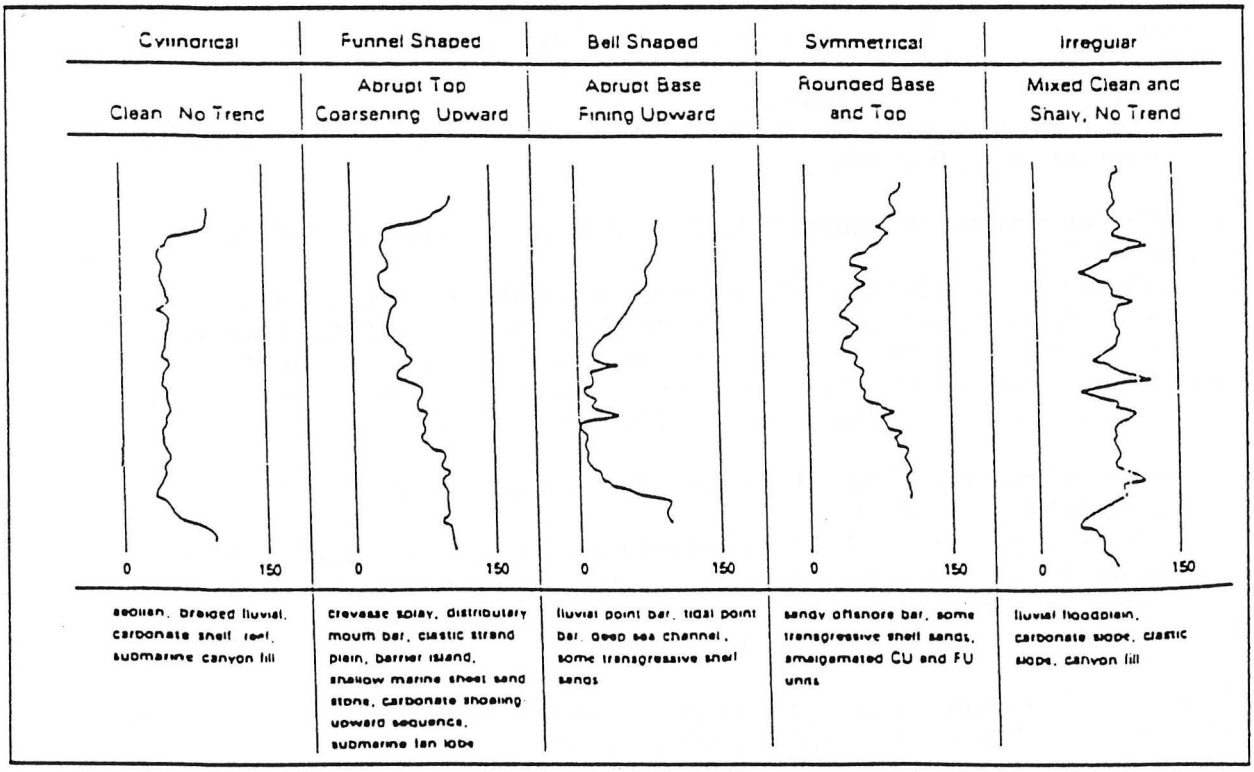


Fig. 10: Différents types de formes de courbes du gamma ray et leur interprétation environnementale (CANT, 1984).

- **Courbes en "oeuf" (fig.11) :** exemples: sondages HEB-1, ORS-1, HEB-2, HMO-1, KG-4, ORSN-1.
Ces électroséquences matérialisent une influence littorale; elles peuvent aussi être associées à d'autres types d'électroséquences.

Conclusion.

Il apparaît que la présence d'électroséquences en " entonnoir" et en "oeuf" mettent en évidence une certaine influence du domaine littoral; ce qui confirme bien les résultats de l'analyse séquentielle, des structures sédimentaires, de la granulométrie et des pendagemétries. Tout converge pour indiquer que l'on est très probablement en présence d'un environnement estuarien.

- **Dans la série intermédiaire (fig.12) :** exemples : sondages ORA-1 et DZA-1.

Ce sont surtout les sondages situés au Nord, Nord-Ouest et Ouest qui sont pris comme exemples, parce que vers l'Est c'est la roche éruptive qui s'est épanchée; la plupart des sondages montrent des électroséquences "cylindriques". Le sondage DET-1 montre quant à lui des électroséquences en"cloche" surmontées par une électroséquence en"oeuf" qui rappelle l'influence d'un littoral proche.

- **Dans la formation T1 (fig.13):**

Les électroséquences en "cloche" peuvent s'observer dans les sondages SDT-1, NGS-1, DZA-1.

Les électroséquences en "entonnoir" : exemple : KGN-1.

Les électroséquences en "oeuf" : exemple : BKZ-3.

Les électroséquences cylindriques : exemples : ORA-1, DET-1.

- **Dans la formation T2 (fig.14) :**

Les électroséquences en"cloche" : OMY-1, DET-1, GLNE-5.

Les électroséquences en "oeuf" : DJH-1, HEB-1.

Les électroséquences en "entonnoir" : OMY-1, EMS-1, Bi-1.

Les electroséquences "cylindriques" : GEC-2.

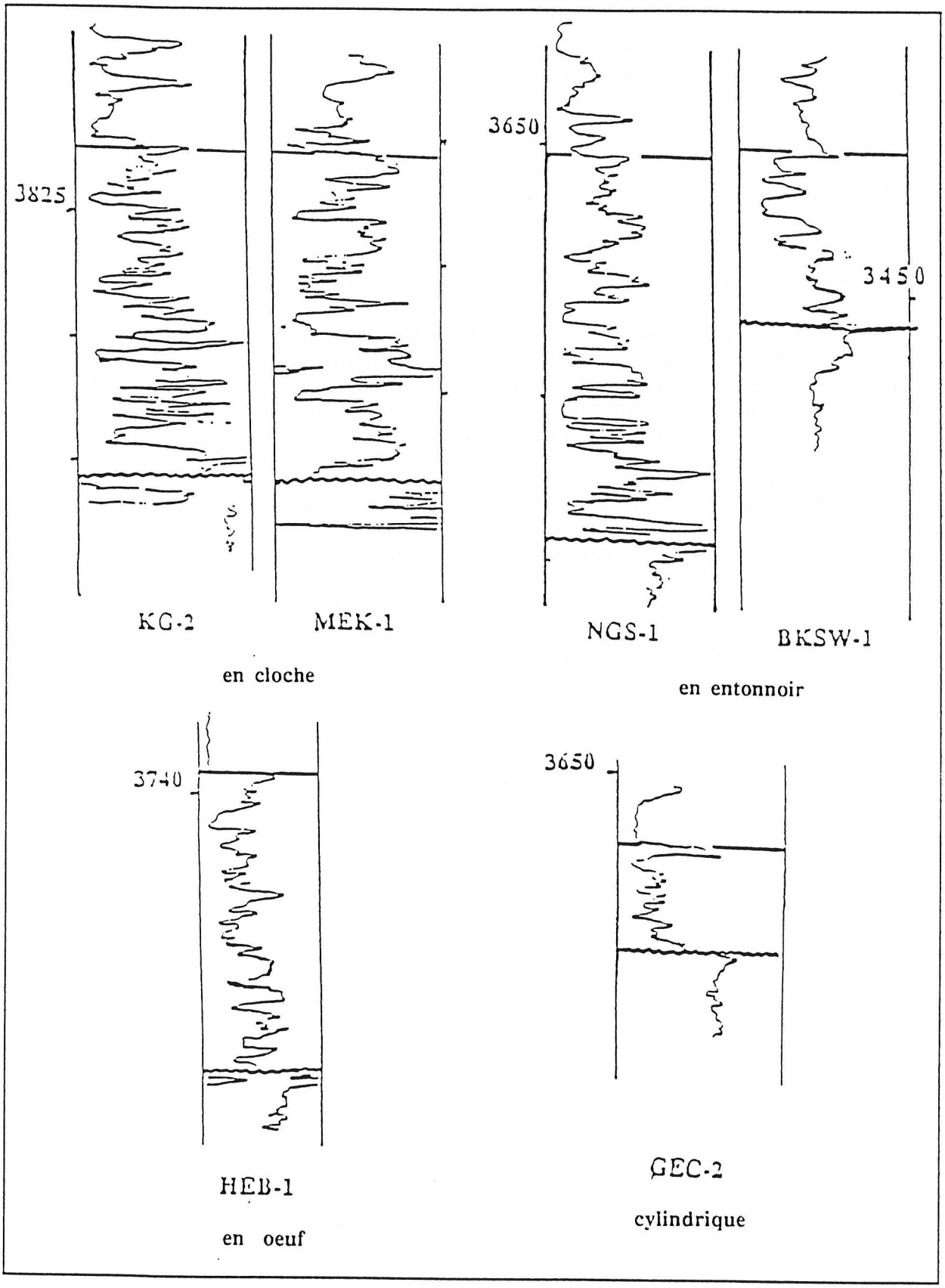


Fig. 11: Divers types de courbes du gamma ray rencontrées au sein de la série inférieure.

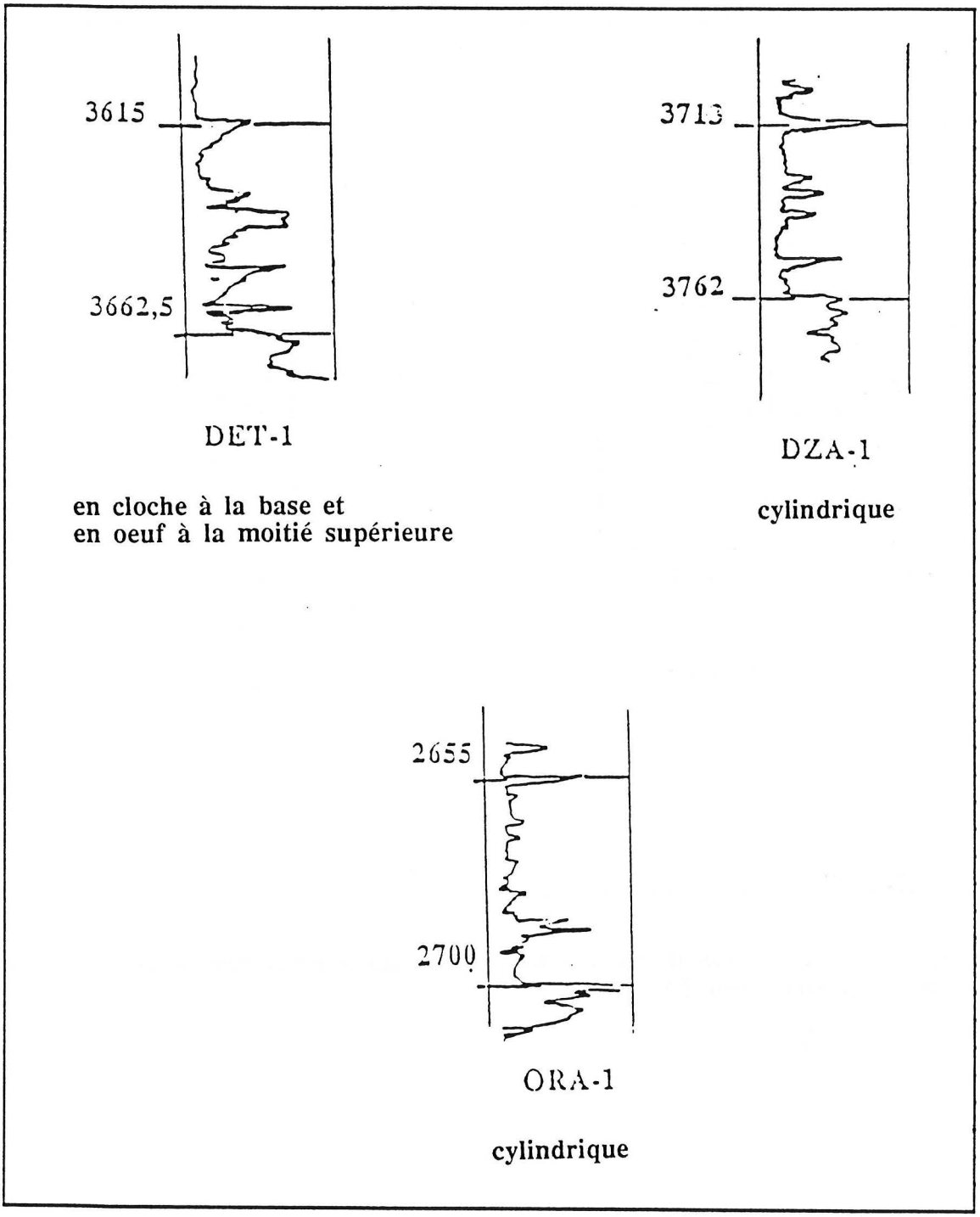


Fig. 12: Divers types de courbes du gamma ray rencontrées au sein de la série intermédiaire.

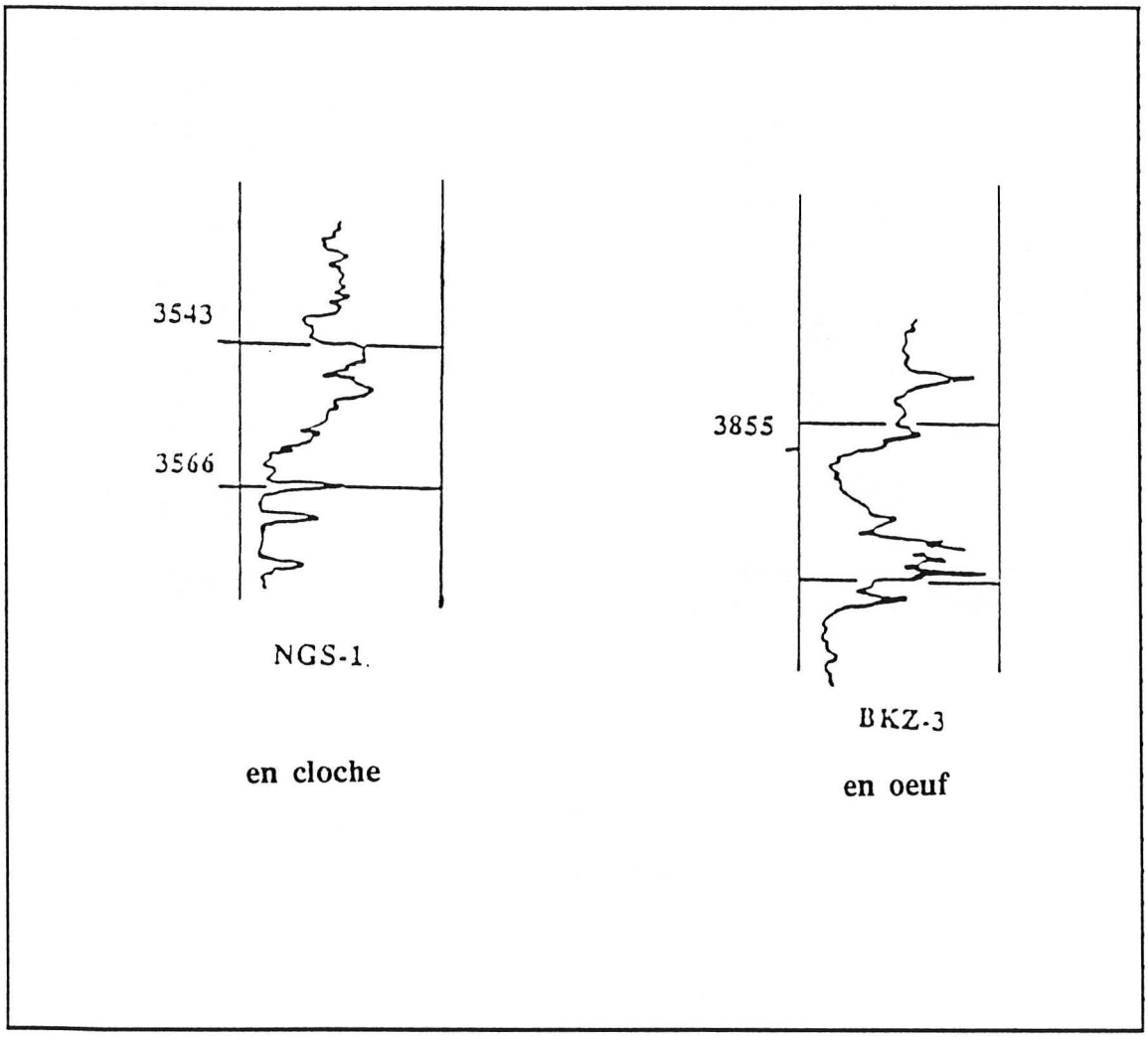


Fig. 13: Divers types de formes de courbes du gamma ray rencontrées au sein de la formation T1.

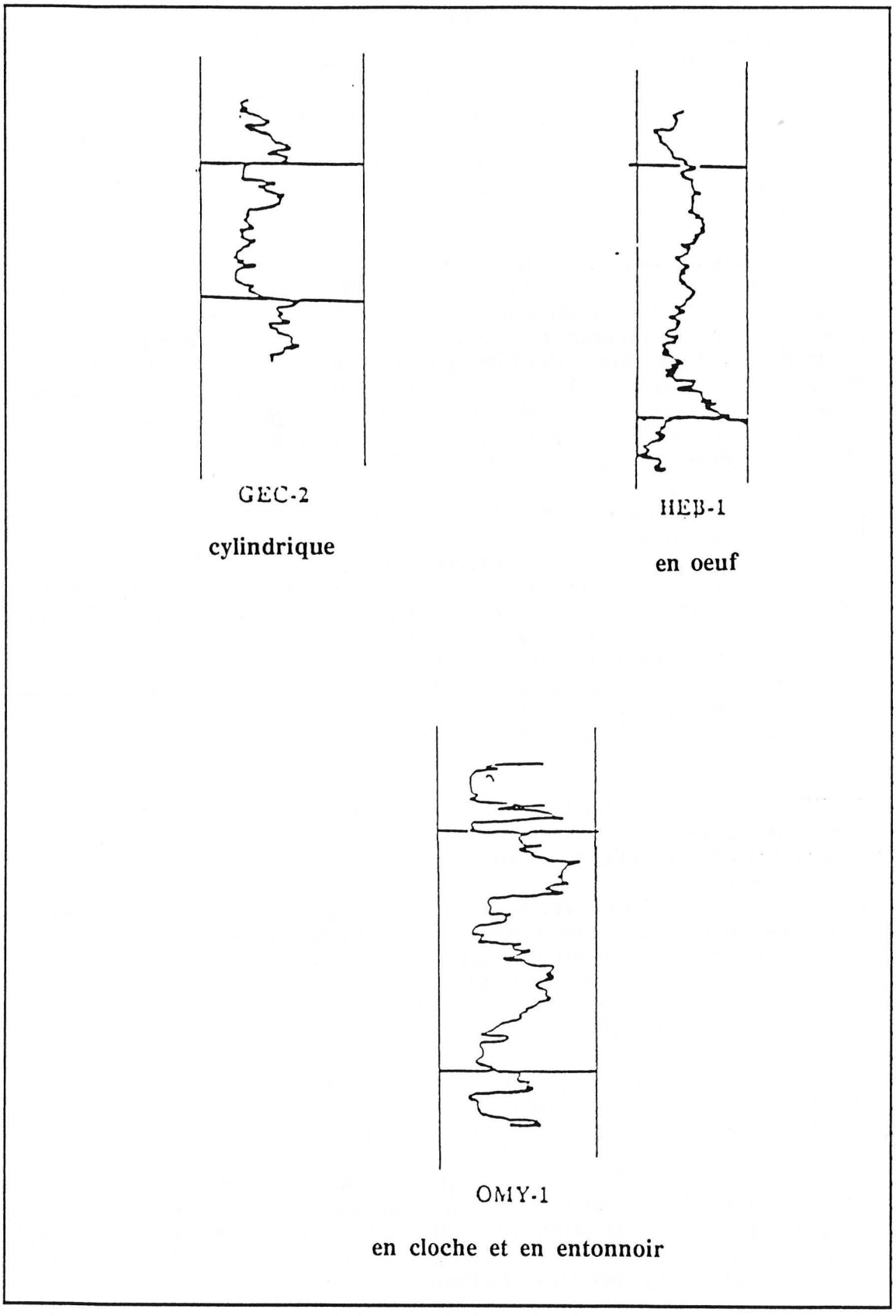


Fig. 14: Divers types de formes de courbes du gamma ray rencontrées au sein de la formation T2.

8. Parallélisme entre séquences sédimentaires et séquences diagraphiques.

Lorsque l'on adopte le raisonnement séquentiel à l'échelle de la mésoséquence, il faut considérer ensemble les gradients structuraux, texturaux ainsi que les types de discontinuités sédimentaires qui séparent ces mésoséquences et les niveaux dolomitiques en nodule et/ou en grille situés en leur sommet. C'est aussi dans cet ordre d'idée qu'il faut raisonner pour utiliser les séquences diagraphiques. Dans le cas contraire, on risque de tracer des limites peu nettes entre les séquences diagraphiques si l'on ne tient pas compte de l'importance des discontinuités sédimentaires par exemple. Il faut donc toujours avoir à l'esprit ces critères pour ne pas rester enfermé dans la rigidité imposée par le style des courbes du gamma ray ou du potentiel spontané.

Le raisonnement à l'échelle de la mésoséquence sédimentaire apporte la souplesse qui manque au raisonnement séquentiel diagraphique. Lorsque l'on établit des corrélations séquentielles, on corrèle des évènements sédimentaires et les mésoséquences considérées peuvent se retrouver sur de grandes superficies; **elles peuvent recouper des limites lithologiques définies par l'étude des diagraphies (CANT, 1985).** C'est pour cela qu'il convient de combiner, paralléliser, les séquences sédimentaires et les séquences diagraphiques afin de mettre en évidence les coupures ou discontinuités les plus importantes et éliminer celles qui ne sont pas liées à des événements sédimentaires propres à la région étudiée.

9. Apports de l'analyse séquentielle à une nouvelle délimitation des différentes formations.

a - La mésoséquence, outil de corrélations.

Nous avons vu précédemment que la mésoséquence permettait de mettre en évidence une dynamique ainsi qu'une succession d'épisodes sédimentaires bien distincts.

Notre but est de faire des analyses de faciès régionales, des cartes paléogéographiques à divers époques, ainsi que des coupes.

Pour cela, il faut établir les corrélations les plus fines possibles entre les différents sondages, à l'aide des logs préétablis.

Différentes méthodes permettent d'établir des corrélations en subsurface à travers plusieurs sondages.

- **Les "marker beds"** qui sont beaucoup plus utiles pour les sédiments déposés dans des environnements relativement de basse énergie (lacustres ou marins) que pour des sédiments fluviatiles ou littoraux.

- **Les "slice techniques" (techniques de coupures) :** elles consistent à subdiviser un intervalle par des coupures arbitraires en considérant soit des épaisseurs constantes soit des épaisseurs proportionnelles à l'épaisseur de tout l'intervalle. Dans ce type de technique seule l'épaisseur est considérée. Il faut donc être prudent car on risque de diviser des unités naturelles. Cependant ces techniques de coupures peuvent être très utiles dans le cas de sédiments non marins.

- **L'analyse séquentielle:** comme nous l'avons déjà vu, c'est une approche beaucoup plus dynamique que les précédentes. Il faut considérer ensemble, à l'échelle de la mésoséquence, les gradients structuraux et texturaux et tenir compte des discontinuités. **Les séquences ainsi définies peuvent couper des limites lithologiques et de faciès. Elles permettent de mettre en évidence l'évolution latérale des environnements sédimentaires et se rapprochent de la ligne-temps. "Correlation of sequences is an exemple of "event" correlation"....."these correlations appear to be closer to true time-line than those defined by any other method" (CANT, 1984).** Ces corrélations qui tiennent compte du facteur temps peuvent être établies à l'aide de cette méthode et ceci a été vérifié partiellement par la paléontologie (CANT, 1984). Cependant dans le cas de dépôts non-marins, cette méthode paraît moins fiable à cause des chenalisations et de la

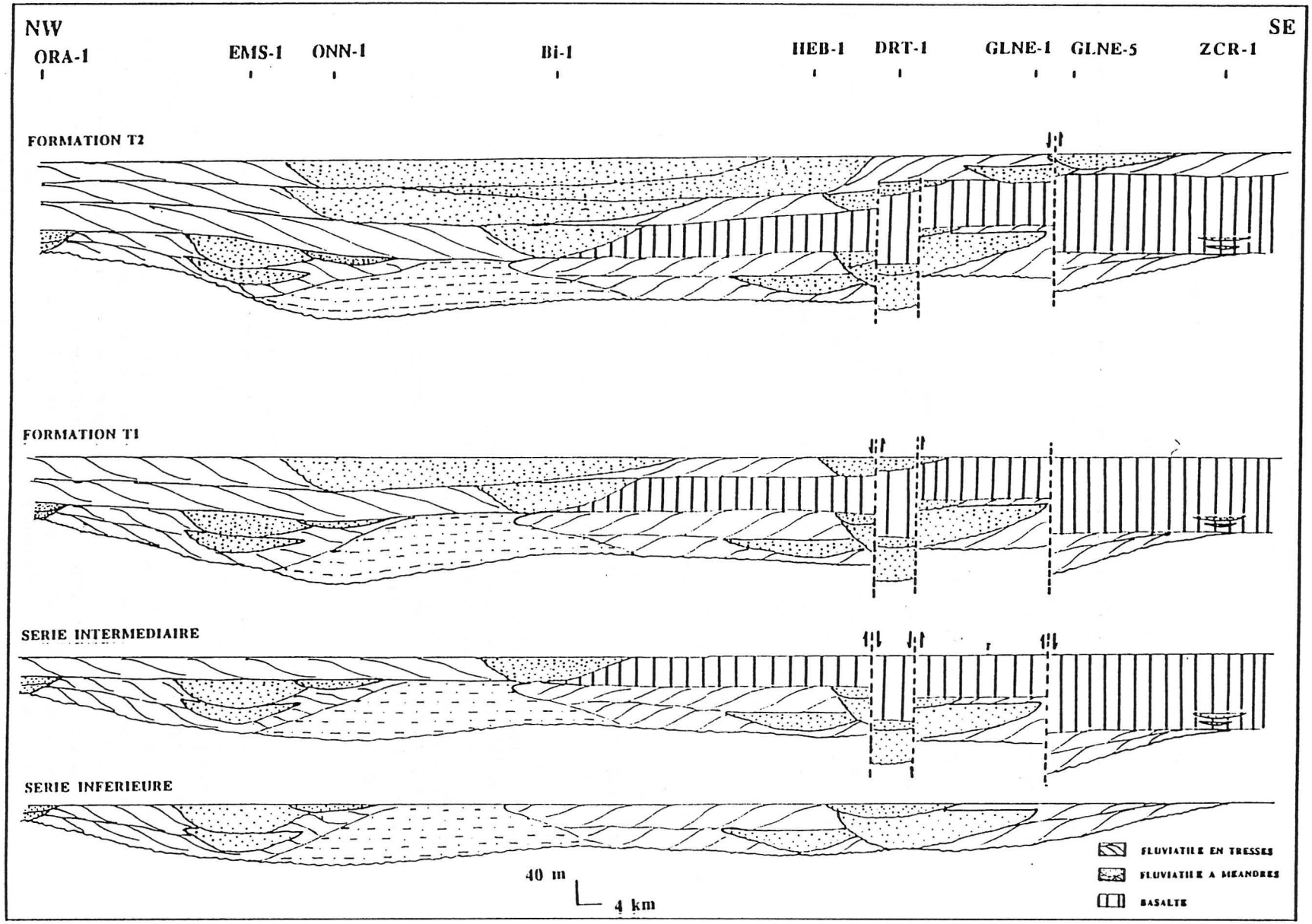


Fig. 15: Corrélations mésoséquentielles, Nord-Ouest-Sud-Est, établies dans la région de l'Oued Mya.

faible extension latérale des corps sableux; mais à l'échelle de la mésoséquence et en considérant les gradients structuraux, texturaux, d'épaisseurs, ainsi que les discontinuités, on met en évidence la progradation des corps sédimentaires Ceci se vérifie bien dans le cadre de cette étude (fig.15).

b - Nouvelles délimitations de formations proposées à l'aide de l'analyse séquentielle.

Etant donné que ces séries continentales sont azoïques et que les précédentes études de palynologies n'ont pas pu apporter de résultats probants (GUERFI et BOURMOUCHE, 1981; puis analyse et étude de 40 échantillons à Strasbourg par Mademoiselle DOUBINGER et qui n'ont donné aucun résultat), on se trouve donc dans l'obligation d'établir des correlations fondées sur des arguments lithologiques, diagraphiques et surtout séquentiels.

b1. La série inférieure.

Du point de vue de la lithologie, la série inférieure est caractérisée de la base au sommet et dans la majorité des sondages par la présence de **pyrite** qui se présente soit en petits grains cubiques soit en amas intimement liés à la matrice du sédiment, englobant ainsi des grains détritiques. A la base de cette série inférieure, c'est à dire au niveau de la discordance hercynienne, cette pyrite est en forme de chou-fleur (pyrite "cauliflowers" de E. DOLIVO, 1985). Elle est particulièrement nette et bien visible au sondage MEK-1, où elle souligne la discordance hercynienne; de plus elle n'est pas remaniée (sondage MEK-1, profondeur 4013,8 m).

Le découpage de la série inférieure en mésoséquences permet de distinguer un domaine central à mésoséquences strato- et granodécroissantes où se développent principalement les chenaux fluviatiles à méandres. De part et d'autre de cette zone se développent des mésoséquences strato- et granocroissantes qui matérialisent surtout des chenalisations fluviatiles en tresses ("braided" pour les anglo-saxons). L'empilement de ces séquences strato- et granocroissantes forme des corps sédimentaires qui progradent sur un glacis.

Les chenaux fluviatiles à méandres se développent surtout au sein d'une large paléovallée d'environ 60 km de large. De part et d'autre de celle-ci se sont individualisés des môles au cours de l'orogénie hercynienne; il s'agit du môle de Talemzane - Hassi-R'Mel, situé au Nord-Ouest de la région étudiée dont le flanc Sud-Est forme un glacis très étendu à pente faible. L'autre môle se situe au Sud-Est de la région étudiée, c'est le môle de Hassi-Messaoud dont le flanc Nord-Ouest est relativement peu étendu et à pente plus forte.

b2. La série intermédiaire.

A la base du T1 et dans l'aire située hors de la zone d'épanchement des basaltes, il apparaît un corps gréseux appelé niveau C par les auteurs. Ceux-ci ont établi des subdivisions purement lithologiques qui ne tiennent pas compte du facteur temps. Or, il est clair que pendant la phase éruptive, la sédimentation détritique a continué à se réaliser dans les zones Nord et Nord-Ouest non recouvertes par les basaltes. L'utilisation des limites lithologiques des auteurs (§ III.A : Stratigraphie générale du Trias de la plate-forme saharienne) revient à englober, au sein de la formation T1 deux épisodes sédimentaires bien distincts, à savoir les dépôts détritiques de base (niveau C des auteurs ainsi qu'une partie des sédiments sus-jacents) qui paraissent synchrones de la phase volcanique, et des dépôts sus-jacents (niveau B des auteurs) qui seraient franchement postérieurs à la période d'épanchement de ces basaltes. Ainsi, pendant la période éruptive, il s'est déposé ailleurs une certaine quantité et épaisseur de sédiments qui seraient latéralement équivalents de la roche éruptive.

Grâce au découpage séquentiel (fig.15) on remarque qu'au-dessus des basaltes les sédiments détritiques forment deux mésoséquences (T1 et T2) bien individualisées. Par contre, en dehors de l'aire d'épanchement de la roche éruptive (au Nord et au Nord-Ouest) il se développe une mésoséquence supplémentaire (entre la série inférieure et la formation T1) qui est strato- et granocroissante et limitée à la base et au sommet par des discontinuités (ravinements et/ou niveaux dolomitiques en nodules ou en grilles). On se trouve donc, dans cette zone, en présence de trois mésoséquences dont la première, située juste au-dessus de la série inférieure, serait normalement un équivalent latéral des basaltes. En outre il s'est produit plusieurs phases éruptives séparées par des accalmies car au sein des basaltes existent plusieurs niveaux dolomitiques pédogénétiques (en nodules et en grilles avec présence de racines dolomitisées et de glaebules) relevant de l'épigénie carbonatée (§ VI - transformations diagénétiques). De plus leur mise en place nécessite un certain temps. Il est donc important de mettre en évidence ce facteur temps et de préciser que les épanchements des diverses coulées éruptives ne se sont donc pas réalisés sur une courte période de temps; la sédimentation détritique s'est poursuivie en dehors de l'aire d'épanchement des basaltes pour y constituer une mésoséquence supplémentaire.

Donc au-dessus de la série inférieure il existe au moins généralement trois mésoséquences dans la zone située en dehors de l'aire d'épanchement des basaltes (au Nord-Ouest, au Nord et au Nord-Est). Par contre, il y a seulement deux mésoséquences au-dessus des basaltes. L'équivalence latérale des basaltes avec la mésoséquence détritique supplémentaire se trouve donc établie; par ailleurs les mêmes discontinuités se retrouvent de part et d'autres et elles apparaissent sur le gamma-ray. Je considère donc que ces basaltes font partie de la série intermédiaire et sont latéralement équivalents de la mésoséquence supplémentaire située hors de la zone de dépôt de la roche éruptive. Il faut signaler que A.R. ASMAT (1985) avait proposé l'idée d'un probable synchronisme du niveau détritique C avec les basaltes mais sans arguments autres qu'il fallait d'abord clarifier la notion de temps.

Ainsi, j'appellerai **"série intermédiaire"** la série qui est constituée, des basaltes à l'Est et latéralement au Nord, au Nord-Est et à l'Ouest. d'une mésoséquence détritique. Cette série intermédiaire se place entre la série inférieure qui lui est sous-jacente et les grès et argiles de la formation T1 situés au-dessus d'elle.

Il faut préciser que cette appellation de série intermédiaire n'est pour l'instant valable que pour la région étudiée. Il conviendra de l'étendre peut-être plus tard aux régions avoisinantes.

b3. La formation T1.

Dans la zone d'épanchement des basaltes, la limite inférieure de la formation T1 est située au contact entre le sommet des basaltes et les argiles ou les grès qui les surmontent. En dehors de cette zone, la limite inférieure correspond à la base d'une nouvelle mésoséquence qui est généralement marquée par une discontinuité sédimentaire et/ou par un niveau dolomitique en grilles ou en nodules. Cette formation est représentée soit par une seule mésoséquence (comme à Bi-1, HEB-1, KG-2, DET-1, ORA-1, KGN-1, par exemple) soit par deux mésoséquences comme à DZA-1.

La base du T1 correspond à un niveau dolomitique d'extension assez importante; de plus, le gamma ray marque bien cet horizon qui matérialise une période de calme tectonique et d'arrêt des apports sédimentaires dans cette région.

La limite supérieure est maquée par une surface d'érosion et/ou par un niveau dolomitique en nodules ou en grilles (DET-1, ORA-1, DZA-1, KG-2, HEB-1).

b4. La formation T2.

A l'échelle de la mésoséquence, vers le Nord et le Nord-Est le T2 est représenté par deux mésoséquences (sondages DET-1, DZA-1, Bi-1). Par contre vers l'Ouest et le Nord-Ouest (sondages ORA-1, ONR-1bis) il n'existe qu'une seule mésoséquence.

b5. L'argileux.

Ce niveau était auparavant appelé "argileux inférieur". A la suite des travaux de A. ACHAB (1970) il est désormais dénommé "argileux". Son épaisseur est assez uniforme sur l'ensemble de la région étudiée. Notons la présence de sel sur toute son épaisseur, le pourcentage en sel augmentant jusqu'à son sommet. On rencontre ensuite le Salifère S4 dont le sommet souligne la limite Trias-Lias établie par les travaux de palynologie de A. ACHAB (1970).

10. Résultats et interprétations des analyses de granulométrie par tamisage.

a. Les courbes en ordonnée de probabilité (VISHER, 1969) (fig.16).

Elles sont tracées sur un papier "log-probabilité"; en abscisse sont portées les tailles des fractions de refus des différents tamis (en mm et en unités F); en ordonnée les poids en % cumulés (fréquences), en unités de probabilité.

D'où une courbe à deux ou plusieurs segments (fig. 16). L'allure des courbes et le nombre de segments qui les constituent sont fonction du milieu de dépôt. Ces segments sont liés au mode de transport subi par les sédiments. L'importance de l'inclinaison des pentes des différentes courbes obtenues met en évidence le classement du sédiment. Ces courbes présentent donc l'avantage de matérialiser :

- le classement du sédiment,
- le mode de transport qu'il a subi,
- le milieu de dépôt.

Ce sont des courbes faciles à lire et à interpréter. Les segments de droite qui les constituent représentent chacun une population. Peuvent être distinguées:

- une population de sédiments transportés par **suspension;**
- une population de sédiments transportés par **saltation;**
- une population de sédiments transportés par **traction (roulement).**

Les différentes formes des courbes mettent en évidence des dépôts de types fluviatiles, plages, deltaïques etc...

Une cinquantaine de courbes ont été réalisées sur plusieurs sondages couvrant toute la région et pour les quatre formations définies séquentiellement . Il en résulte deux principaux types de courbes qui représentent des dépôts "fluviatiles" et de "plage". L'ensemble de ces résultats est résumé sur les figures 70 à 73.

- La série inférieure de l'Oued Mya (fig. 17).

Le sondage DJH-1 révèle la présence de niveaux typiques de dépôts de plage qui s'intercalent dans des niveaux franchements fluviatiles qui sont plus importants en nombre et en épaisseur. Les niveaux à influences de plage sont peu nombreux, peu épais et très espacés les uns des autres. Il en est de même pour tous les autres sondages quelle que soit leur position (au Nord-Est, vers le domaine marin, ou vers le Sud-Ouest et le Sud, domaine considéré comme continental). De plus, dans d'autres sondages (HEB-1, AGD-1, KGN-1) situés à proximité de ceux-ci, les courbes obtenues sont typiquement fluviatiles sans intercalations de niveaux à influences de plage. Devant cet état de fait il faut admettre l'existence de quelques incursions marines qui n'emprunteraient que certains chenaux fluviatiles pour pouvoir pénétrer à l'intérieur des terres. **Ce qui ferait penser à un domaine proche de l'estuarien.**

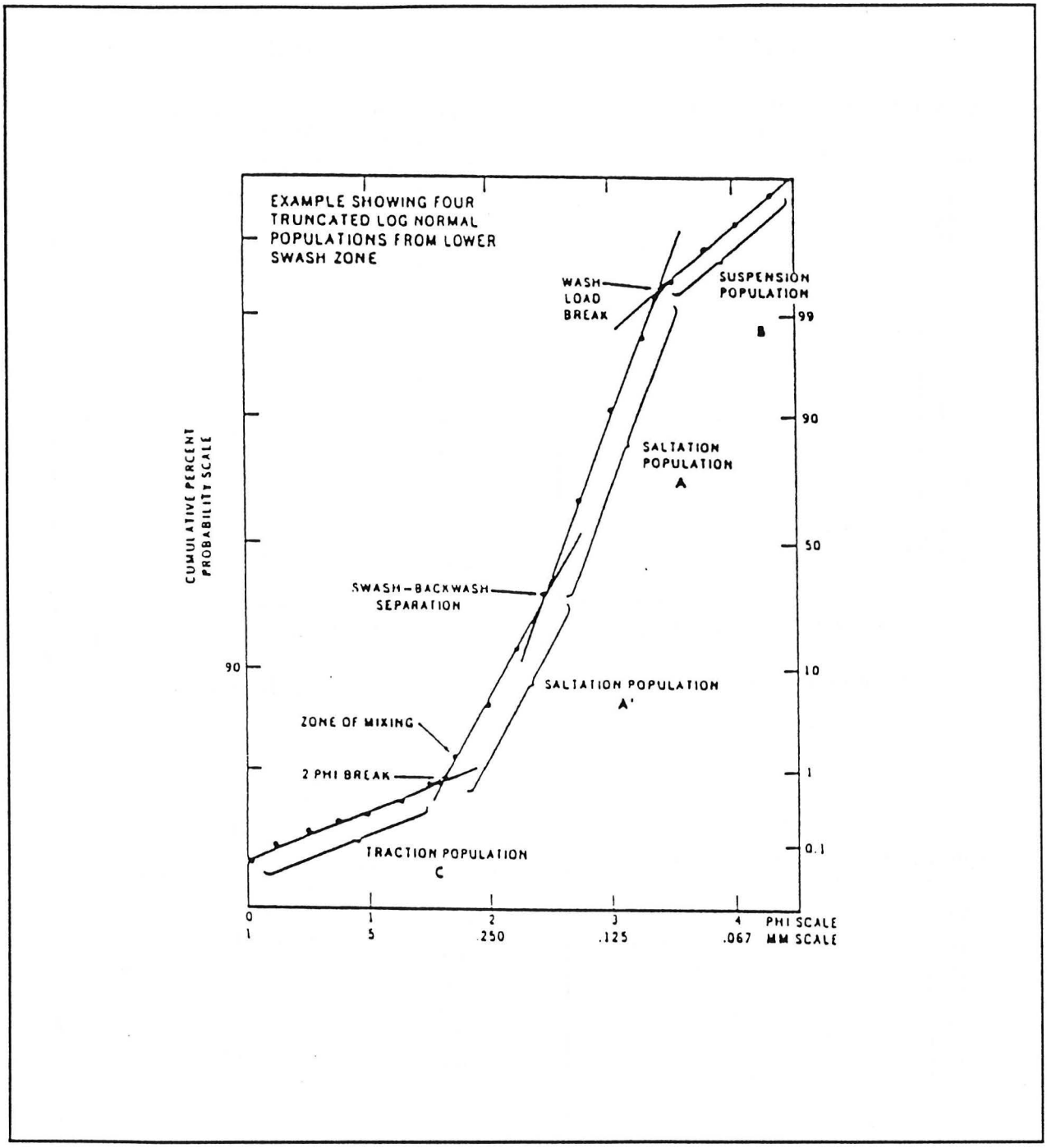


Fig. 16: Courbe en ordonnée de probabilité (VISHER,1969), montrant les divers types de populations liées avec le mode de transport et de dépôt des sédiments.

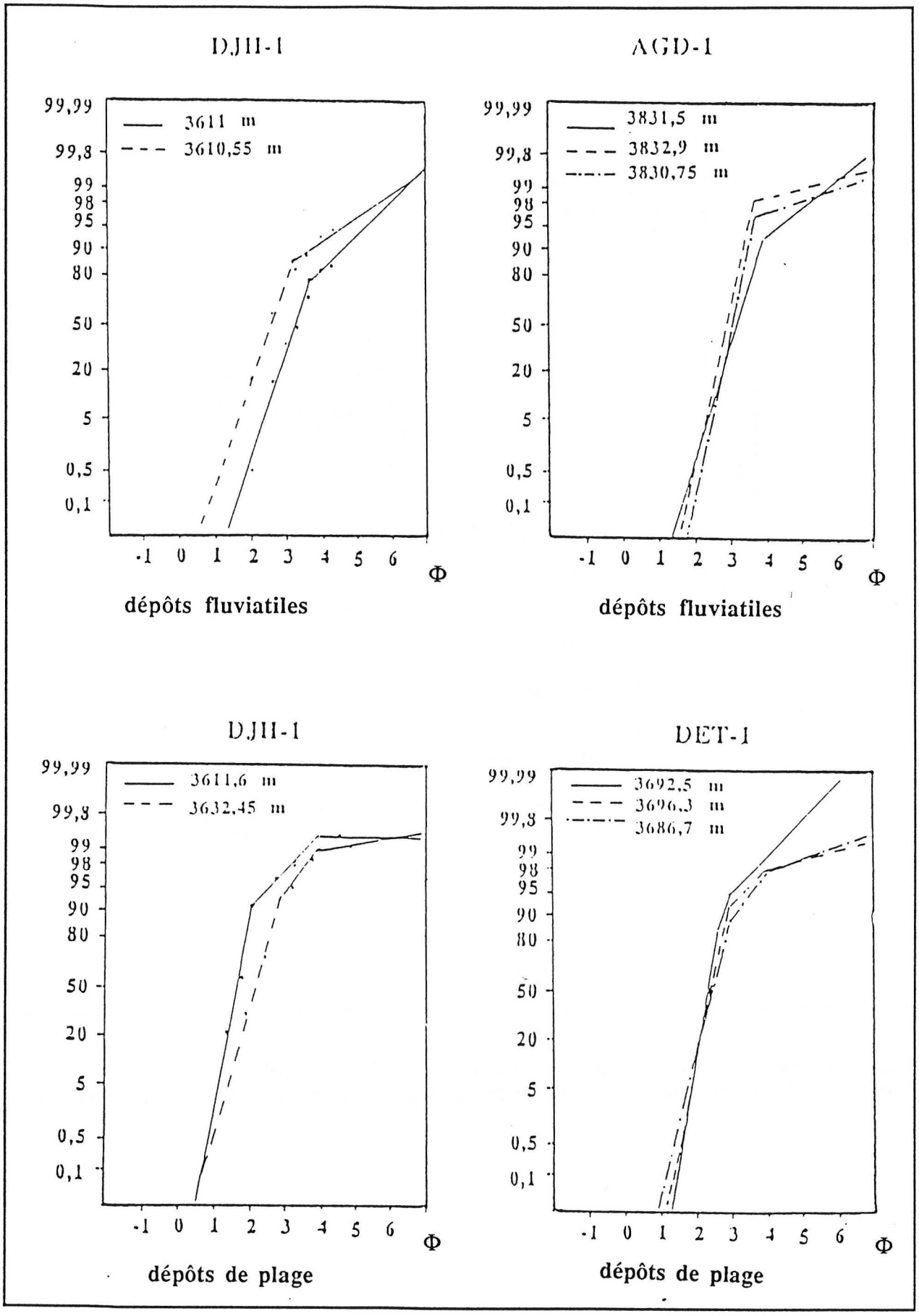


Fig. 17: Courbes en ordonnées de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la série inférieure

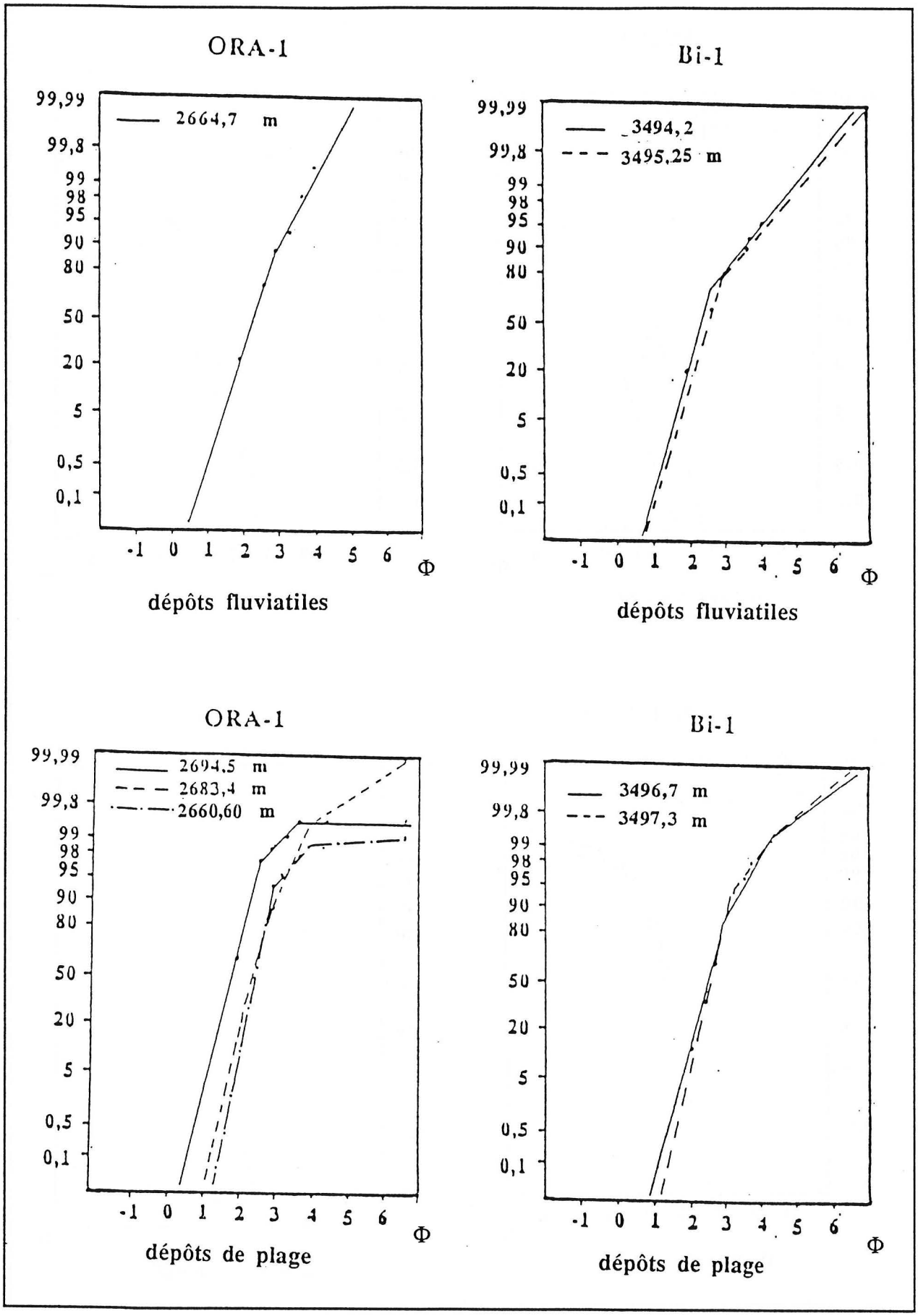


Fig. 18: Courbes en ordonnée de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la série intermédiaire.

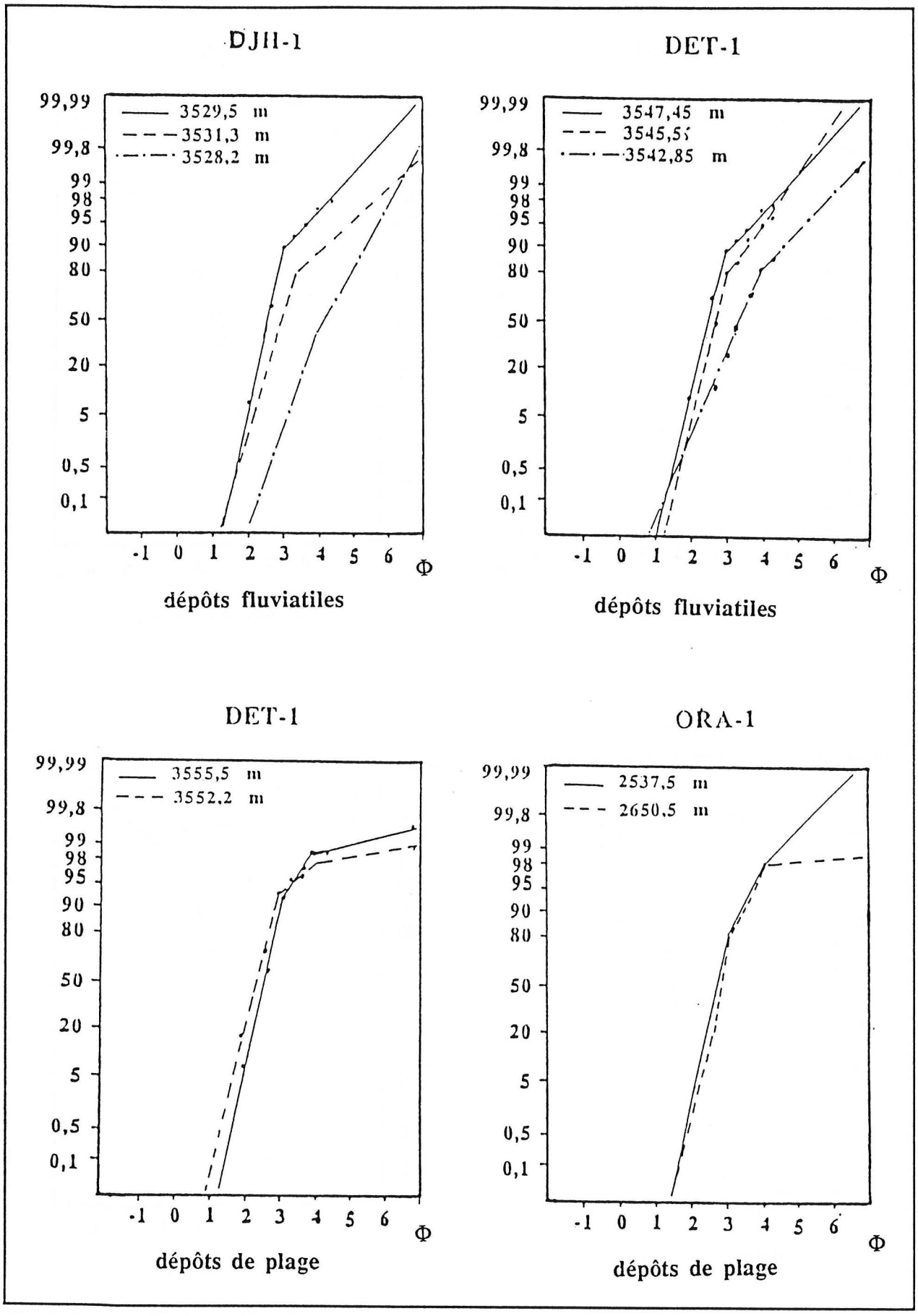


Fig. 19: Courbes en ordonnée de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la formation T1.

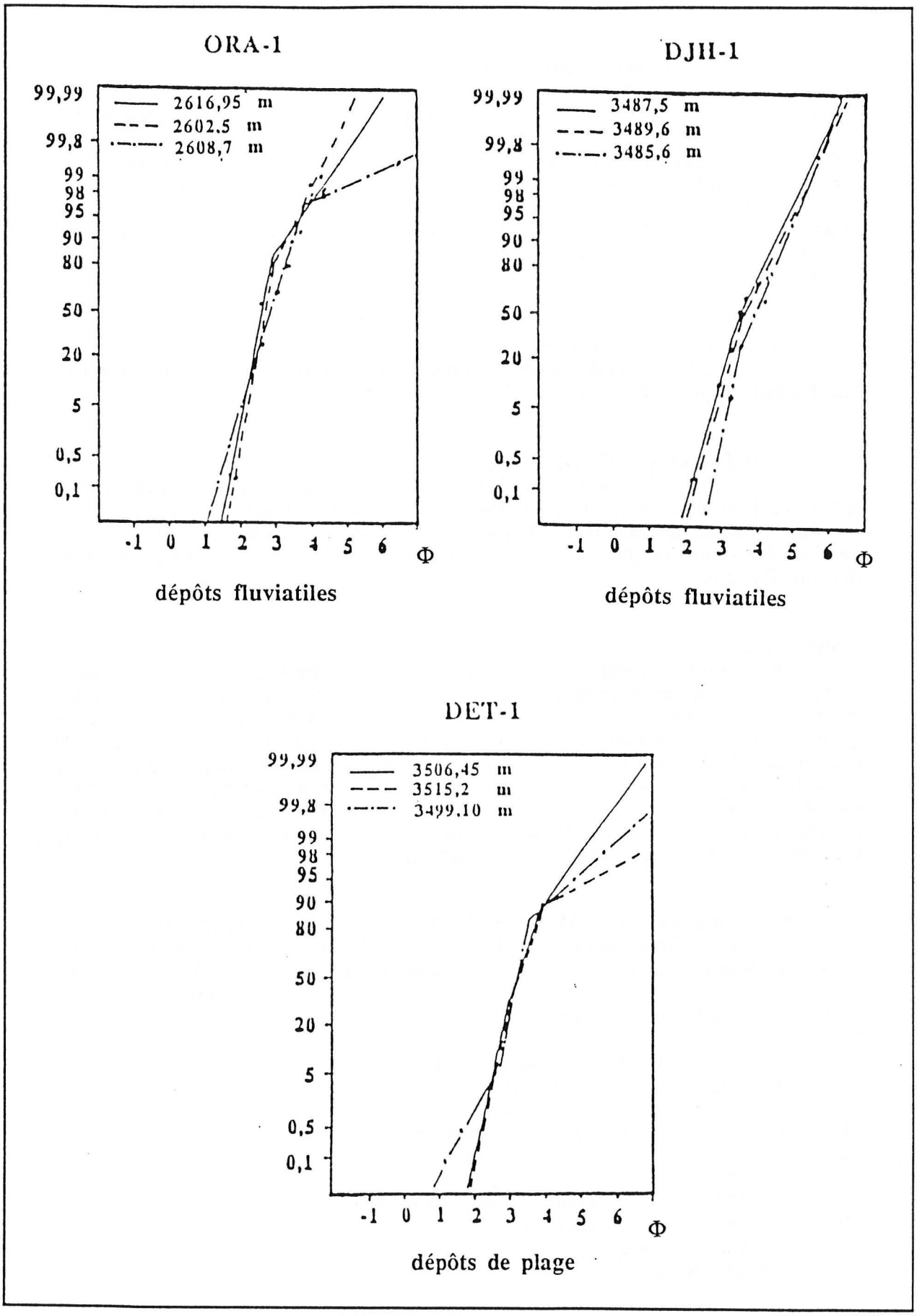


Fig. 20: Courbes en ordonnée de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la formation T2.

- La série intermédiaire (fig. 18).

Trois sondages ont été étudiés pour ce qui concerne la granulométrie, à savoir : ORA-1; DET-1; AGD-1. Ils présentent les mêmes tendances que pour la série inférieure. Vers DET-1, c'est-à-dire au Nord-Est (région considérée comme soumise aux influences littorales), la tendance vers le domaine de plage est faible. Par ailleurs, le nombre d'échantillons montrant des courbes à caractères de sédiments de plage est faible.

De plus, ces niveaux sont bien espacés les uns des autres dans le temps. Il y a donc une même évolution que pour la série inférieure; il faut alors supposer quelques lèches marines qui s'infiltreraient de temps en temps vers l'intérieur du continent par l'intermédiaire des chenaux fluviatiles.

- La formation T1 (fig. 19).

La même tendance se fait sentir pour le T1 avec des incursions marines plus fréquentes que précédemment.

- La formation T2 (fig. 20).

C'est l'influence fluviatile qui reprend nettement le dessus partout dans la région; ceci est visible surtout dans le sondage DJH-1 qui était soumis, pendant le T1, à une forte influence littorale. Il en est de même pour les sondages DET-1 et AGD-1 situés au Nord-Est (domaine plus proche du littoral) qui montrent des courbes typiques du domaine fluviatile.

Conclusion.

On est probablement en présence d'un domaine où les influences de plage ne se font sentir qu'au niveau de certains chenaux fluviatiles et ceci quelle que soit leur position par rapport au domaine littoral situé au Nord-Est . Il faut donc admettre l'action de quelques incursions marines venues du Nord-Est et se dirigeant vers le Sud-Ouest en empruntant des chenaux fluviatiles. En outre, la présence de niveaux à encroûtements dolomitiques pédogénétiques indique des périodes d'arrêts des apports détritiques ainsi qu'une exposition aérienne des sols aux intempéries. IL n'y a donc pas eu une influence permanente du milieu marin; elle ne s'est exercée que sporadiquement et localement. C'est ce qui caractériserait un domaine **estuarien.**

b. Le diagramme CM de PASSEGA (1957, 1964, 1969) (fig 21).

C'est une méthode qui permet de matérialiser le mode de transport subi par les sédiments. Son originalité repose sur l'utilisation de paramètres simples; de plus, ce procédé s'applique bien pour l'étude des bassins. Les paramètres utilisés sont définis d'après la courbe granulométrique:

- le premier percentile (ou centile supérieur) exprimé en microns,
- la médiane exprimée en microns.

Sur ce diagramme apparaissent:

- le segment SR : dépôts de suspension homogène (uniforme);
- le " RQ : " " " granoclassée;
- le " QP : " " " granoclassée et de roulement;
- le " PO : " " roulement et de suspension granoclassée;
- le " ON : " " roulement;
- T : suspension pélagique;
- PP : pélagique profond.

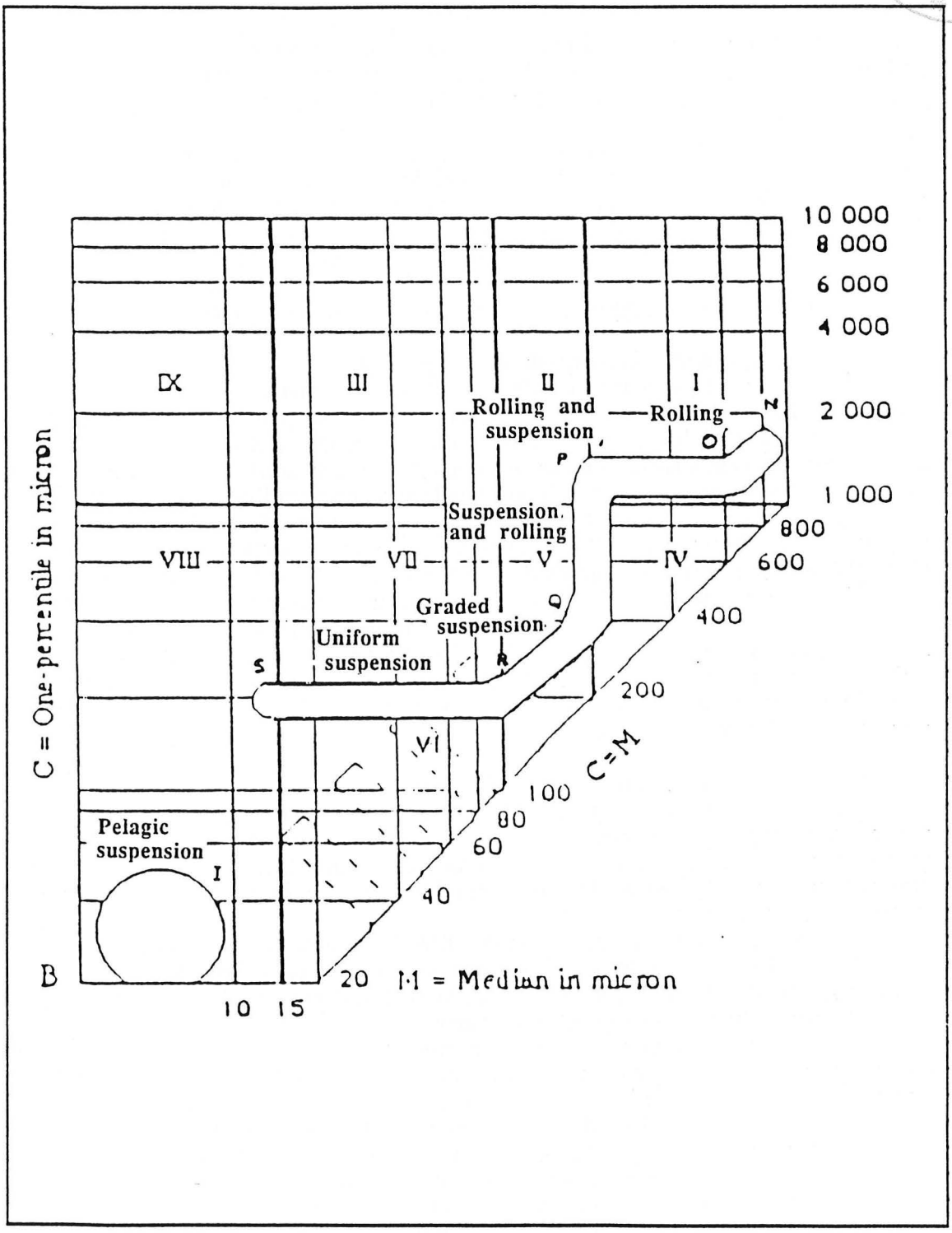


Fig. 21: Diagramme CM de PASSEGA (1969): en abscisse la médiane (exprimée en microns) et en ordonnée le un pour cent de la fraction grossière.

- La série inférieure (fig. 22).

Les sondages ORA-1, DET-1, GLNE-1, montrent que les sédiments sont transportés par suspension granoclassée mais aussi par roulement (existence d'un courant de fond), ce qui est normal vu la proximité des divers sources d'apports de sédiments ainsi que la situation de ces sondages sur les flancs d'une paléovallée principale orientée Nord-Est_Sud-Ouest.

Dans le sondage GLNE-1, la coexistence de ces deux modes de transport (suspension et roulement avec forte turbulence et suspension granoclassée avec turbulence modérée) est bien marquée par deux nuages de points bien distincts. Ceci étant dû probablement à l'action de **crues fluviatiles successives.** Dans la zone centrale (sondage DJH-1), les sédiments sont transportés seulement par suspension granoclassée avec présence d'une turbulence très modérée (faible courant de fond). Ceci s'explique par la position centrale du sondage où la pente est faible et le débit régulier.

- La série intermédiaire (fig. 23).

Les sédiments sont transportés surtout par suspension granoclassée pour les sondages ORA-1, DET-1, Bi-1, par exemple, et par suspension uniforme pour le sondage ZCR-1. De plus, pour les trois premiers sondages (ORA-1, DET-1, Bi-1) se manifestent des **crues fluviatiles** car les courants de fond sont présents et assez forts mais absents au moment et à l'endroit où à lieu la suspension uniforme (DET-1 et Bi-1).

Ce qui est remarquable c'est l'influence des sources génératrices de sédiments situées au Nord-Ouest surtout (ORA-1) où le matériel sédimentaire a subi un transport par roulement (présence d'un courant de fond); et aussi au Nord-Est.(sondage DET-1).

Par contre, le sondage ZCR-1 montre quelques niveaux sableux intercalés au sein de la roche éruptive, ce qui veut dire que le môle de HASSI-MESSAOUD a été progressivement ennoyé par les coulées basaltiques et que son influence sur la sédimentation a été nulle. Sur le diagramme CM il y a absence de suspension granoclassée et de roulement donc pas de pente et pas de courant de fond, c'est la suspension uniforme qui domine.

La formation T1 (fig. 24).

Au Nord-Ouest (sondage ORA-1) la suspension granoclassée domine, il y a presque absence de la branche suspension et roulement. Par rapport à la série intermédiaire il y a une diminution importante de la turbulence des courants; ce qui voudrait dire que **les apports sont réguliers et que le débit est en grande partie assez constant.**

Le sondage DET-1 (situé à l'Est de ORA-1) montre, au sein d'une suspension granoclassée, deux nuages de points bien distincts; ce qui caractérise la présence d'un courant de fond qui tend parfois à s'annuler brusquement. Ce phénomène est généralement à attribuer aux **crues fluviatiles.**

Le sondage Bi-1 montre une suspension granoclassée nette avec une valeur maximum de C (Cs) qui indique une turbulence de fond maximum. De plus, il y a deux nuages de points correspondants. Il y aurait donc eu des arrivées d'eau permanentes marquées par des **crues fluviatiles nombreuses et très rapprochées.**

Vers le Sud, le sondage DJH-1 indique que les sédiments sont transportés par suspension granoclassée et par suspension et roulement; il y a donc eu un courant de fond transportant une partie de la charge par roulement. La turbulence est forte et parfois modérée; sur le diagramme certains points montrent qu'elle peut aussi être faible. Il existe donc des apports détritiques importants et assez réguliers car il n'y a pas de brusques variations de la turbulence. **Le débit est donc régulier et les crues peu nombreuses et probablement faibles.**

La formation T2 (fig. 25 et 26).

Dans le sondage ORA-1, les sédiments sont transportés par suspension granoclassée. Il y a absence de crues. Pour le sondage DET-1 le transport des sédiments se fait surtout par suspension gradée avec une légère apparition de la suspension

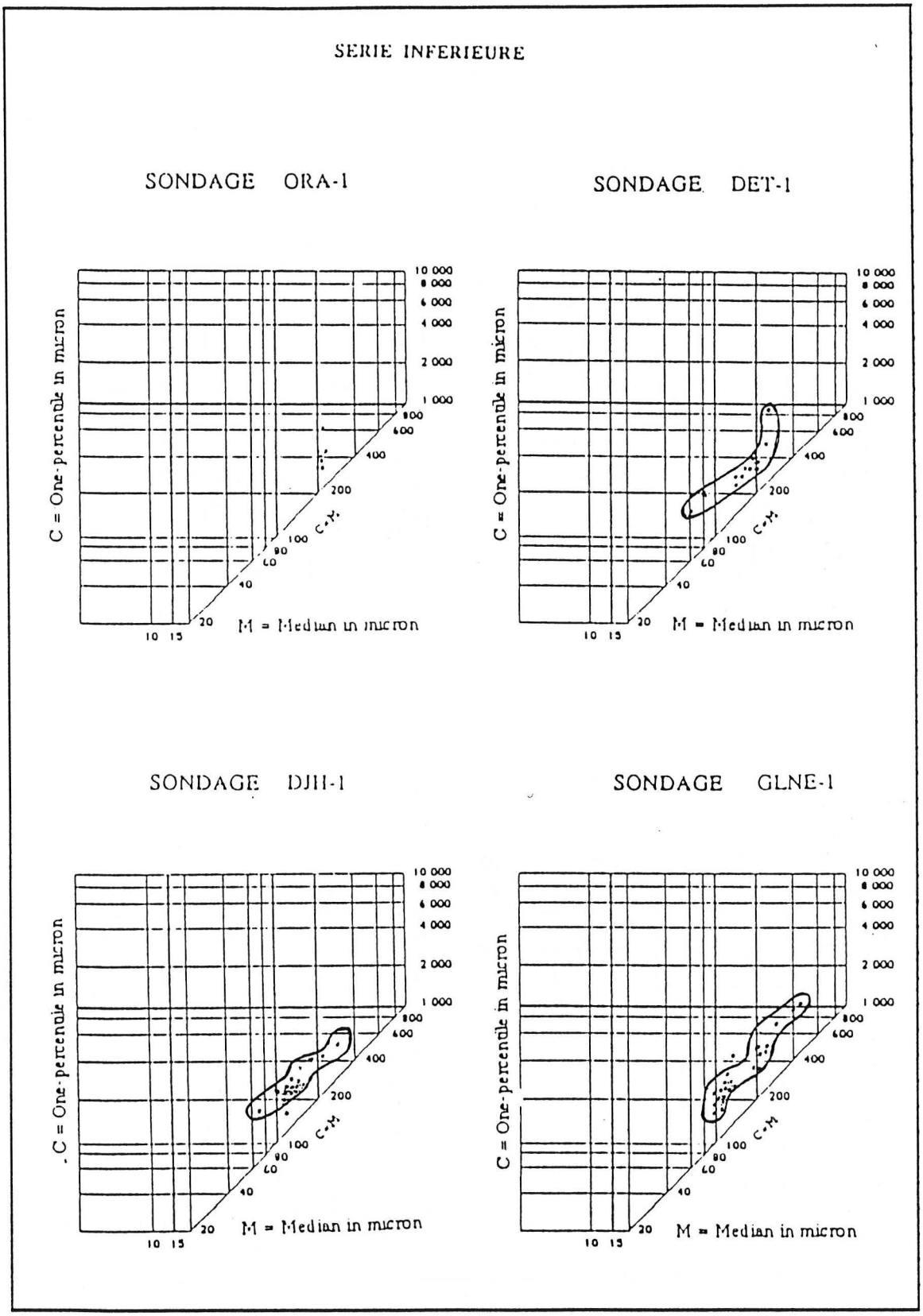


Fig. 22: Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la série inférieure.

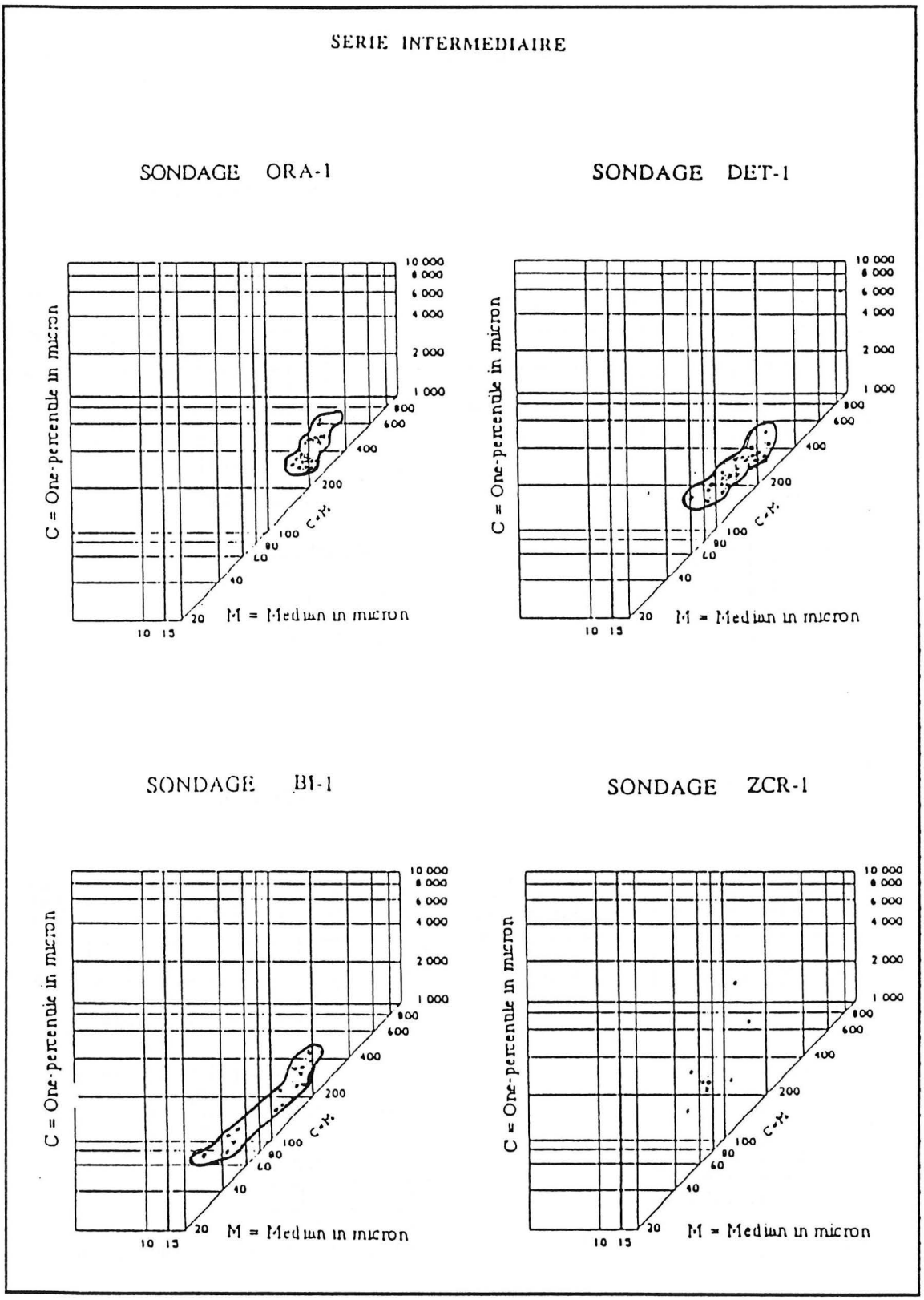


Fig. 23: Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la série intermédiaire

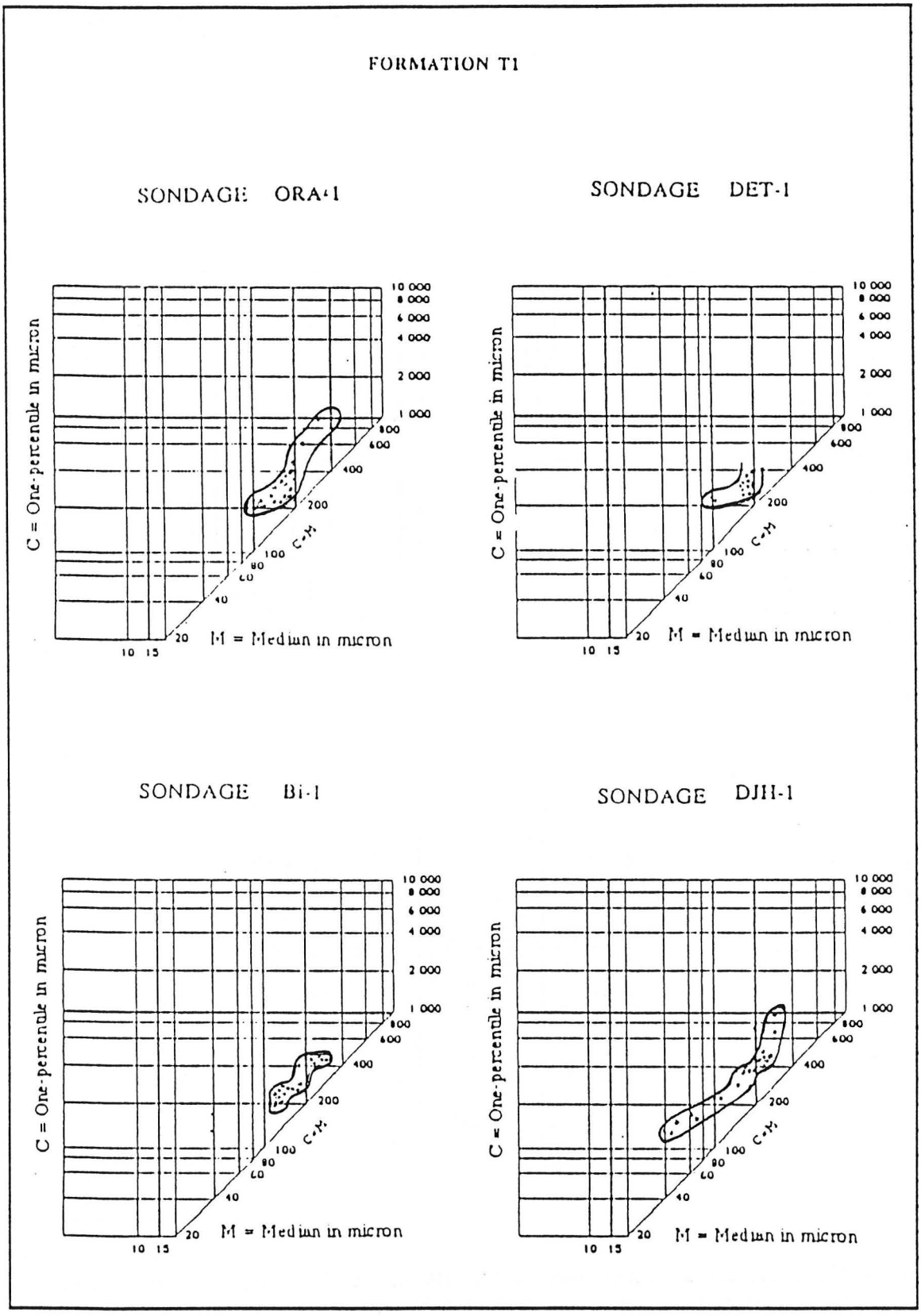


Fig. 24: Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la formation T1.

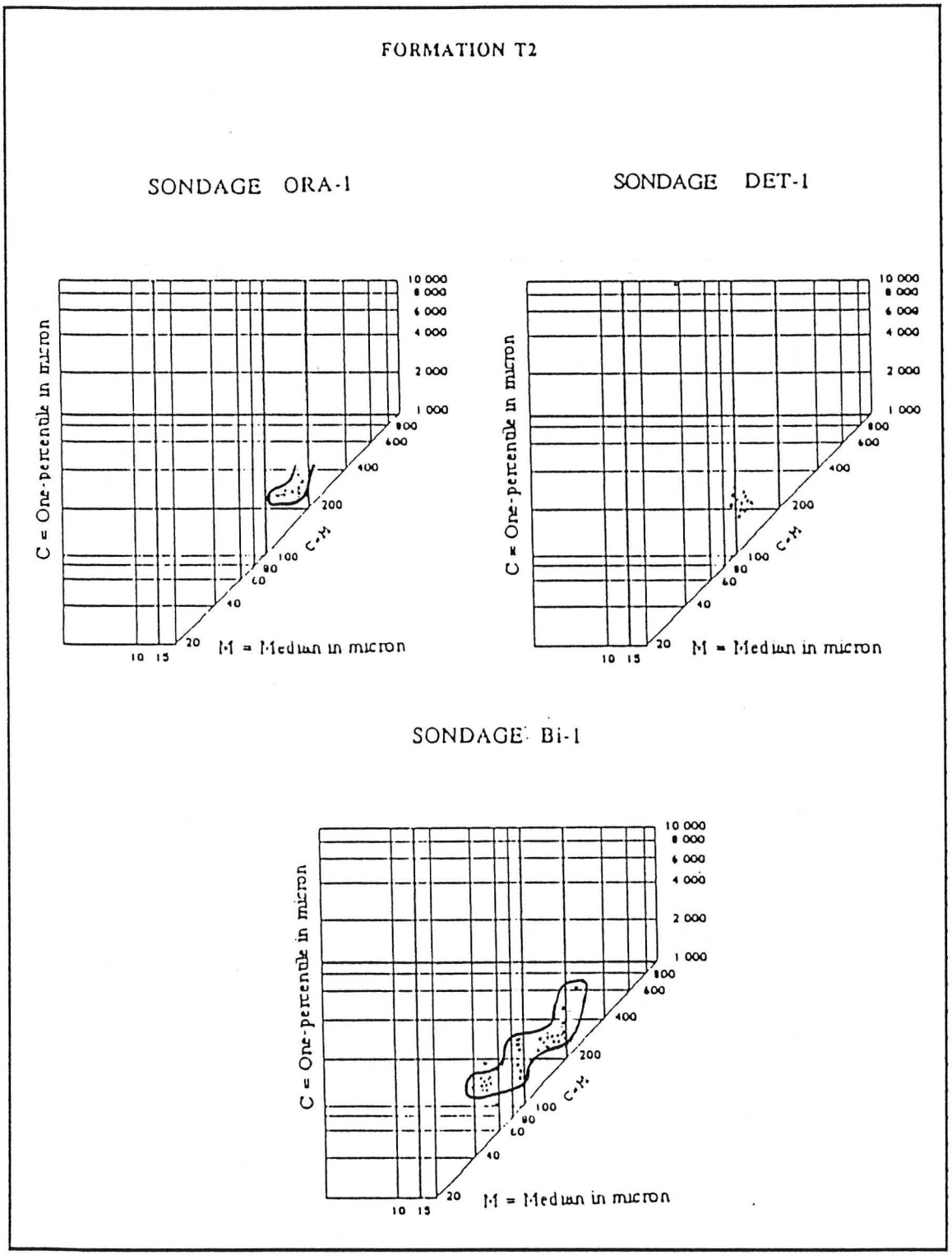


Fig. 25: Mise en évidence des différents mode de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la formation T2.

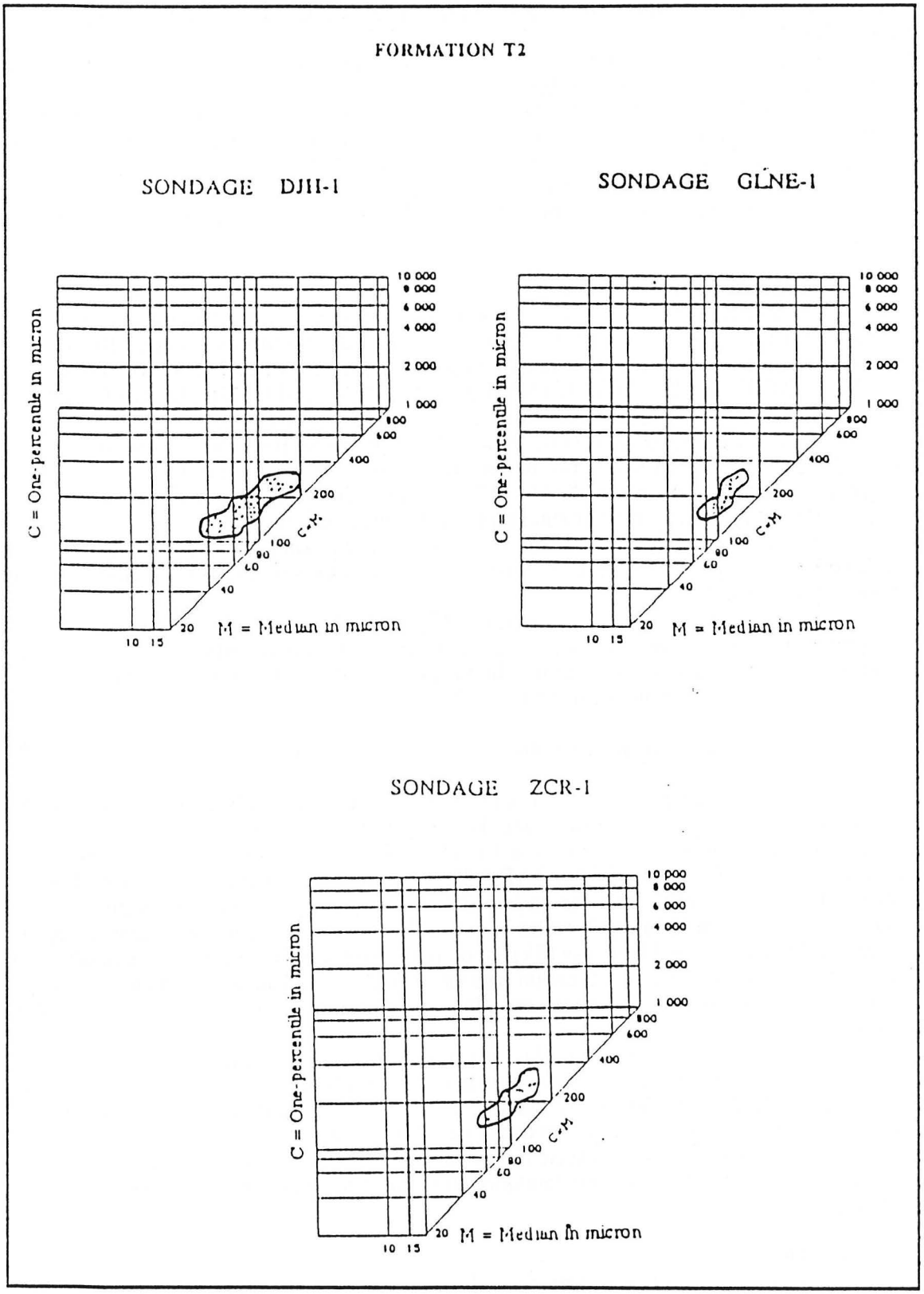


Fig. 26: Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la formation T2 (suite).

uniforme. Il y a donc diminution de la compétence du courant de fond par rapport à la formation T1.

Le sondage Bi-1 montre lui aussi surtout une suspension granoclassée avec existence de dépôts faiblement turbulents.

Le sondage DJH-1 montre la coexistence de la suspension granoclassée avec la suspension uniforme; les courants de fond ne s'exercent plus au moment et à l'endroit où a lieu la suspension uniforme. C'est ce qui matérialise la présence de **crues fluviatiles.**

Les sondages GLNE-1 et ZCR-1 montrent surtout une suspension granoclassée avec une turbulence modérée à faible. La compétence du courant diminue et les apports détritiques sont faibles.

Conclusion

Pendant le dépôt de la série inférieure, les sédiments sont surtout transportés par suspension granoclassée et par roulement au cours de nombreuses **crues fluviatiles** qui ont eu lieu surtout sur les flancs des paléoreliefs tels que HASSI-MESSAOUD, HASSI-R'MEL - TALEMZANE (Nord du sondage ORA-1). Dans la partie centrale (sondage DJH-1) les apports et le débit sont presque constants.

Au cours du dépôt de la série intermédiaire, le même scénario se produit avec des épisodes de crues fluviatiles et surtout des influences des sources Nord-Ouest (ORA-1) et Nord-Est (DET-1). Le môle de HASSI-MESSAOUD reste improductif en apports détritiques car il est progressivement recouvert par les basaltes.

Pendant le dépôt de la formation T1, les crues fluviatiles persistent mais la turbulence des courants diminue nettement, avec des apports réguliers de sédiments et un débit assez constant.

Pendant le dépôt de la formation T2, les sédiments ont été transportés par suspension granoclassée et par suspension uniforme. Le transport par suspension uniforme apparaît seulement au cours du T2. De plus, il se produit une nette diminution des crues fluviatiles. Ce qui serait peut-être là le signe d'un début de variation climatique.

c. Le diagramme Skewness / Standard Deviation de FRIEDMAN (1967).

Un grand nombre d'échantillons (780) ont été analysés en granulométrie par tamisage et les résultats des calculs des différents paramètres ont été utilisés: assymétrie (skewness), taille moyenne (mean size), classement (standard deviation).Le diagramme SKEWNESS / STANDARD DEVIATION de FRIEDMAN (1967) a été utilisé de façon à obtenir une vision approchée du milieu de dépôt des sédiments; son choix a été guidé par le fait qu'il cadre bien avec les résultats fournis par la zonéographie séquentielle. De plus le Skewness (Sk) est un paramètre sensible au milieu de dépôt et la Standard deviation (classement) est un paramètre fiable et adapté aux problèmes présents (bon classement pour les dépôts de plage et classement moyen pour les dépôts fluviatiles).

En ce qui conçerne la série inférieure on peut remarquer que certains sondages (HEB-1) montrent que la majorité des échantillons se situent dans le domaine rivière (fig.27, 28, 29); d'autres sondages (KG-2, DJH-1) montrent que les échantillons tombent en proportion égale dans les domaines plage et rivière.

Dans le cas de la série intermédiaire et des formations T1 et T2, l'évolution est en général identique, avec une tendance fluviatile plus marquée pour la formation T2. (figs. 30 à 35).

d. Conclusion.

Un environnement estuarien cadrerait bien avec l'aspect morphologique que présente la région étudiée (fig.46 à 49 : zonéographies séquentielles). En effet, l'ouverture évasée en entonnoir de la paléovallée vers le domaine littoral au Nord-Est, l'augmentation de la pente et des épaisseurs dans la même direction ainsi que le développement des argiles et des carbonates toujours vers le Nord-Est, sont des caractères que l'on rencontre généralement dans les environnements estuariens. De plus, certaines structures sédimentaires (flaser bedding, slumps, micro-deltas de plage, petites séquences de baïne) ainsi que les pendagemétries qui montrent en certains endroits une

UNIVERSITÉ DE LYON
C.S.T.
GÉOLOGIE

direction mais deux sens d'écoulement opposés (sondages OAO-1 et HDR-1 par exemple; KG-2 pour la série inférieure; et la formation T1 du sondage ORA-1), et en dernier lieu les courbes de VISHER (1969), les diagrammes de PASSEGA (1957, 1964, 1969) ainsi que ceux de FRIEDMAN (1967), confirmeraient le cachet **estuarien** des sédiments déposés dans cette région.

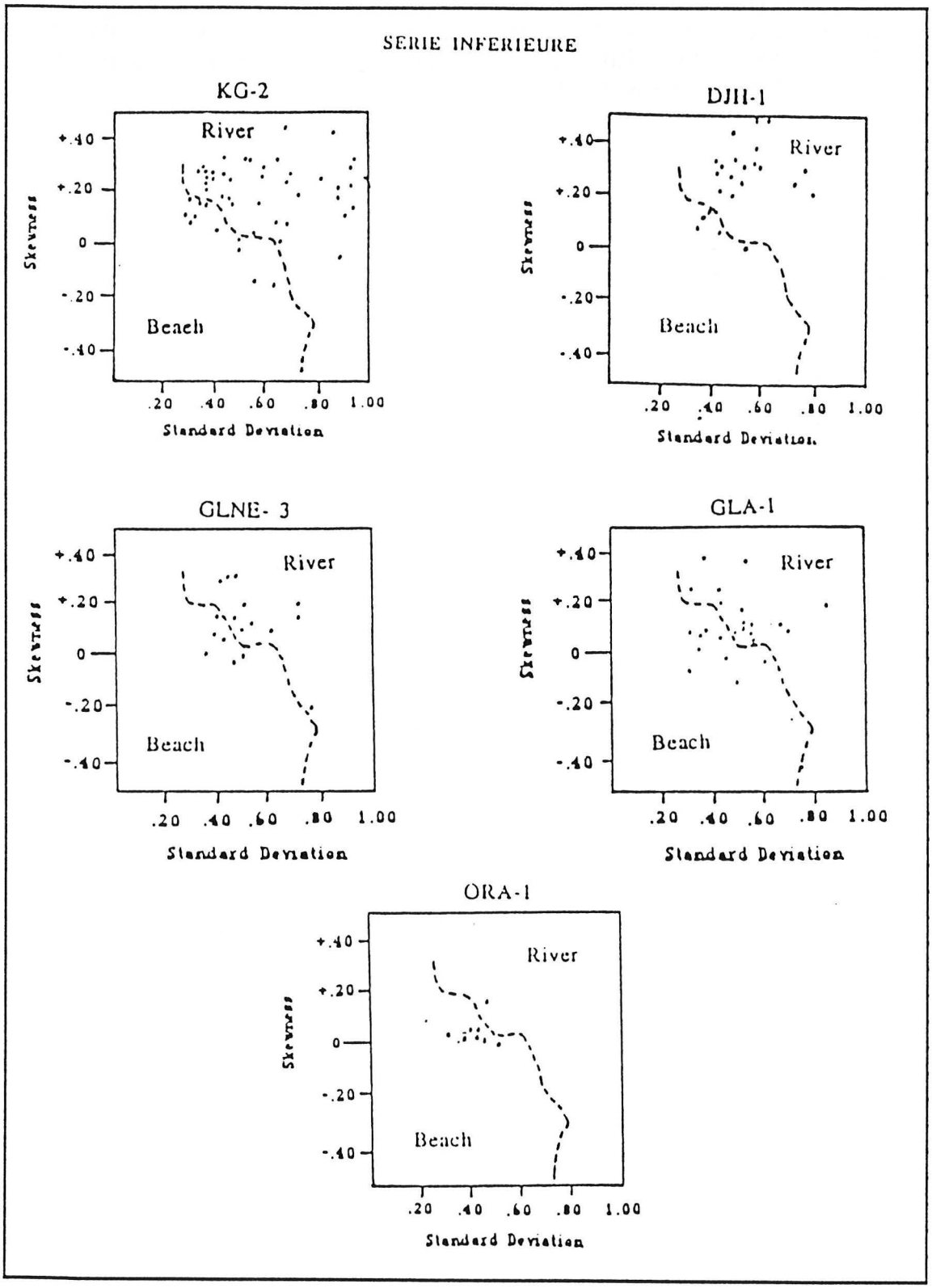


Fig. 27: Exemples de sondages montrant les influences littorales (beach) et continenetales (river) au cours du dépôt de la série inférieure.

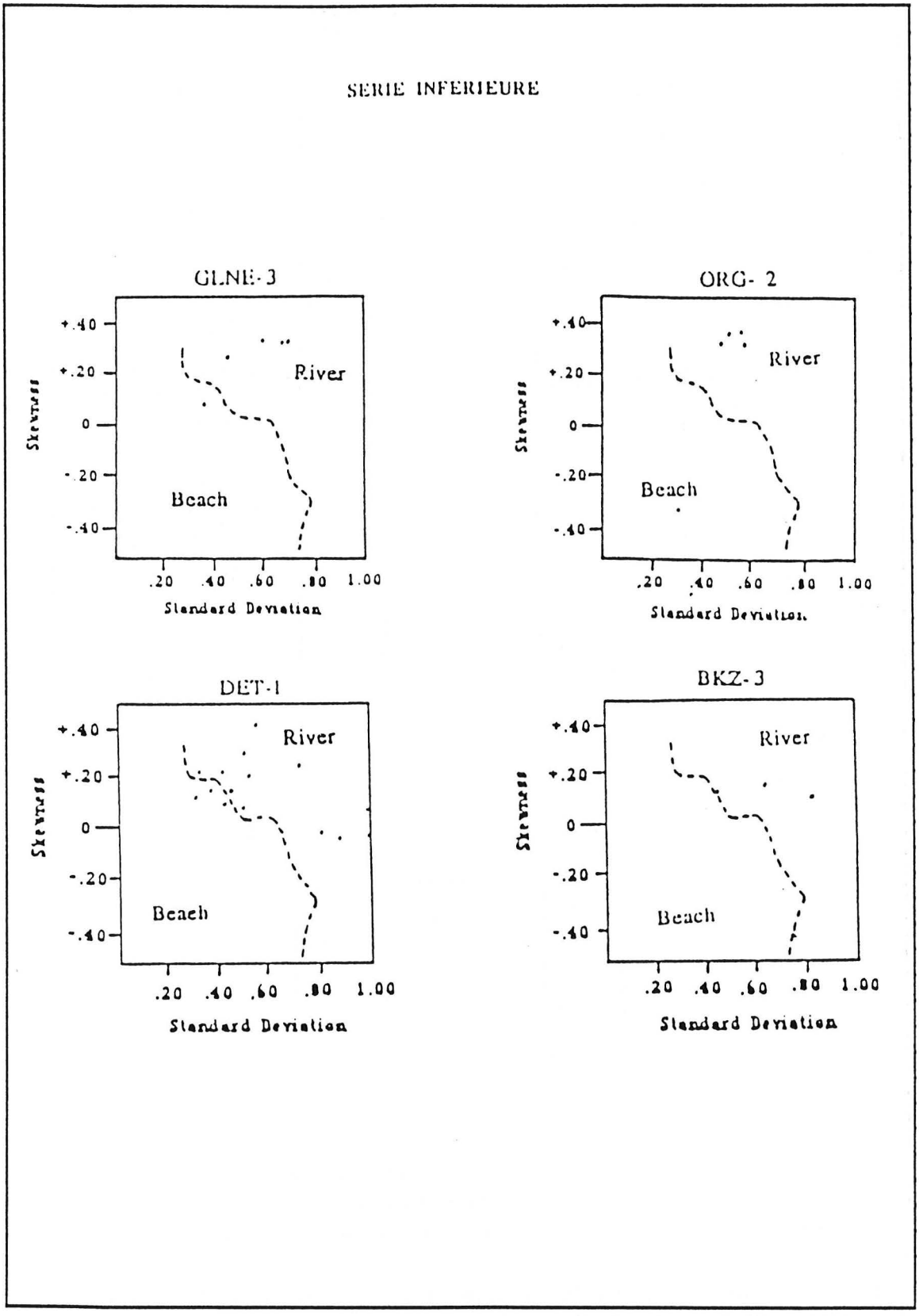


Fig. 28: Exemples de sondages montrant les influences fluviatiles nettes lors du dépôt de la série inférieure.

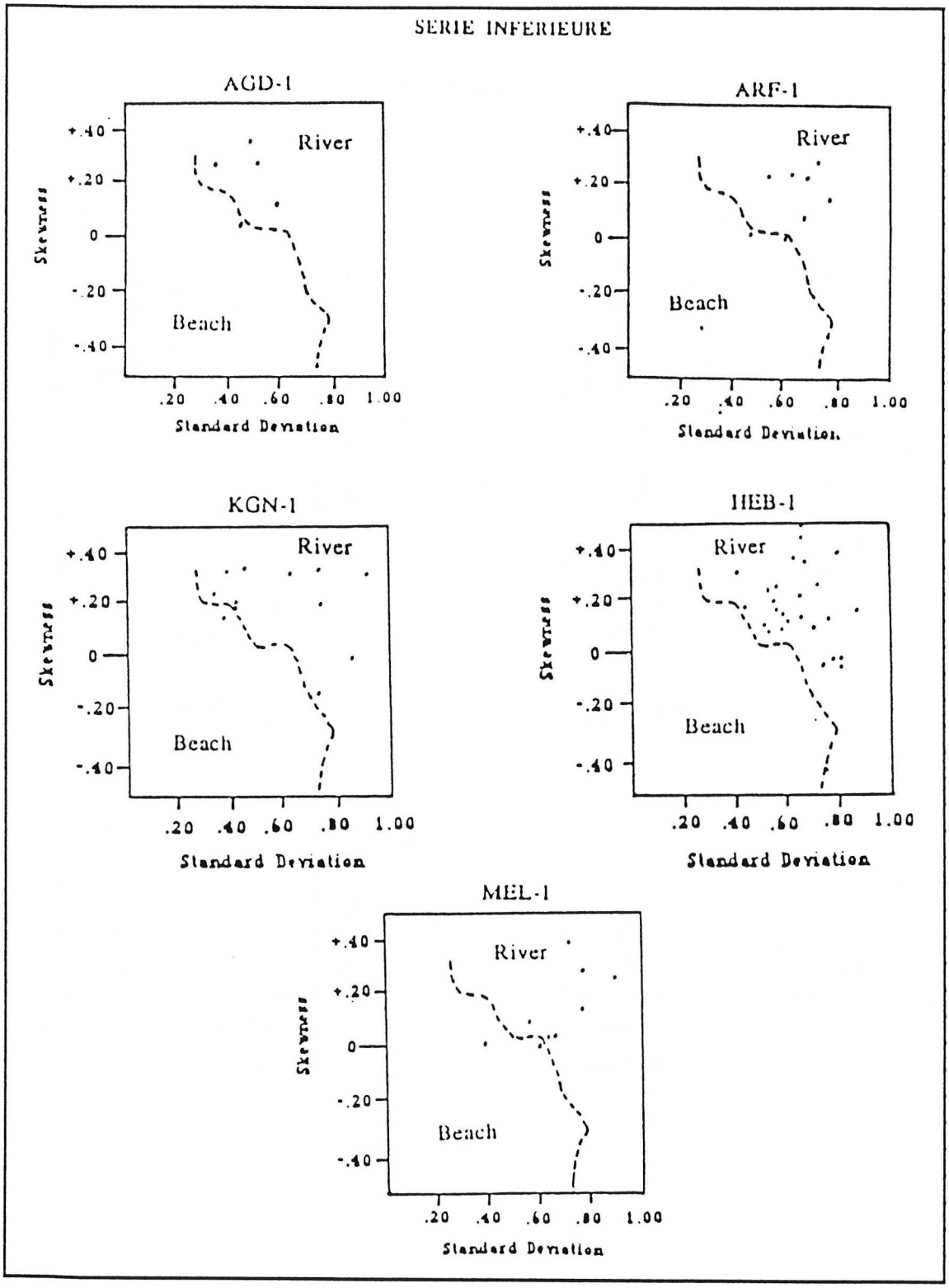


Fig. 29: Exemples de sondages montrant les influences fluviatiles nettes lors du dépôt de la série inférieure (suite).

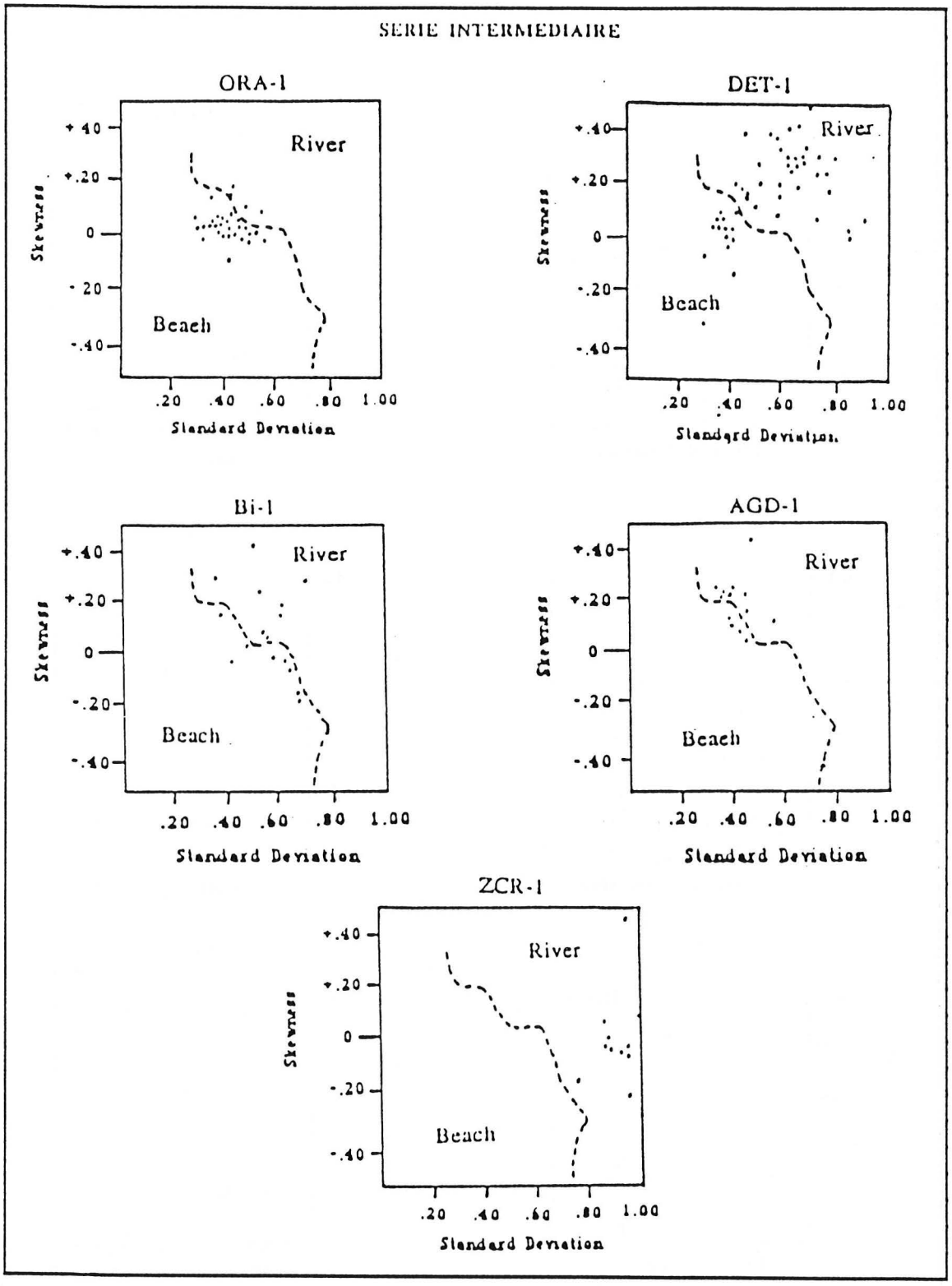


Fig. 30: Exemples de sondages montrant les influences littorales (beach) lors du dépôt de la série intermédiaire (partie Nord-Ouest: ORA-1 et Bi-1, partie Nord-Est: DET-1 et AGD-1). Les influences fluviatiles sont surtout marquées vers le Sud (ZCR-1).

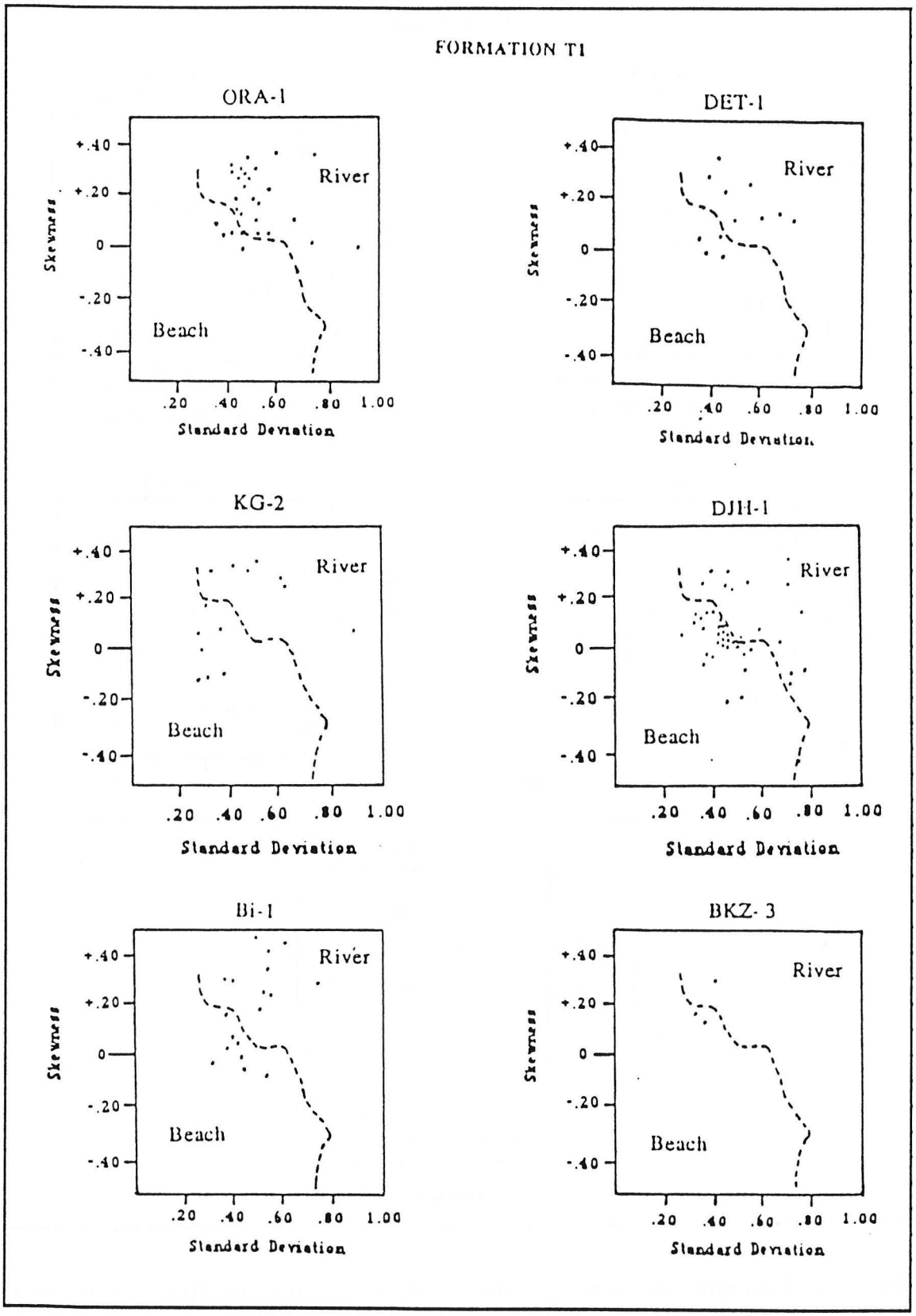


Fig. 31: Exemples de sondages montrant les influences littorales (beach) et continentales (river) lors dudépôt de la formation T1.

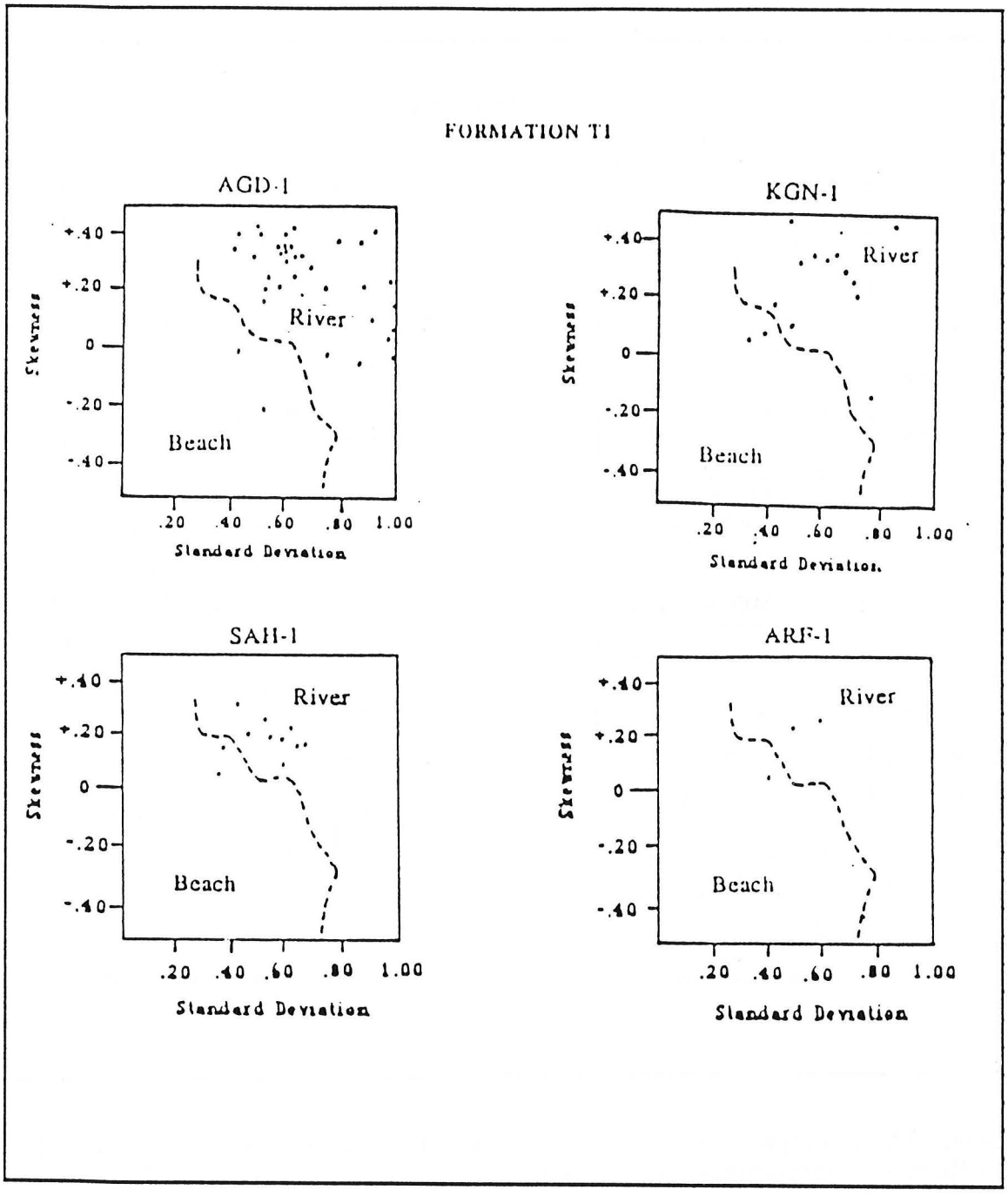


Fig. 32: Exemples de sondages montrant les influences fluviatiles plus marquées au cours du dépôt de la formation T1.

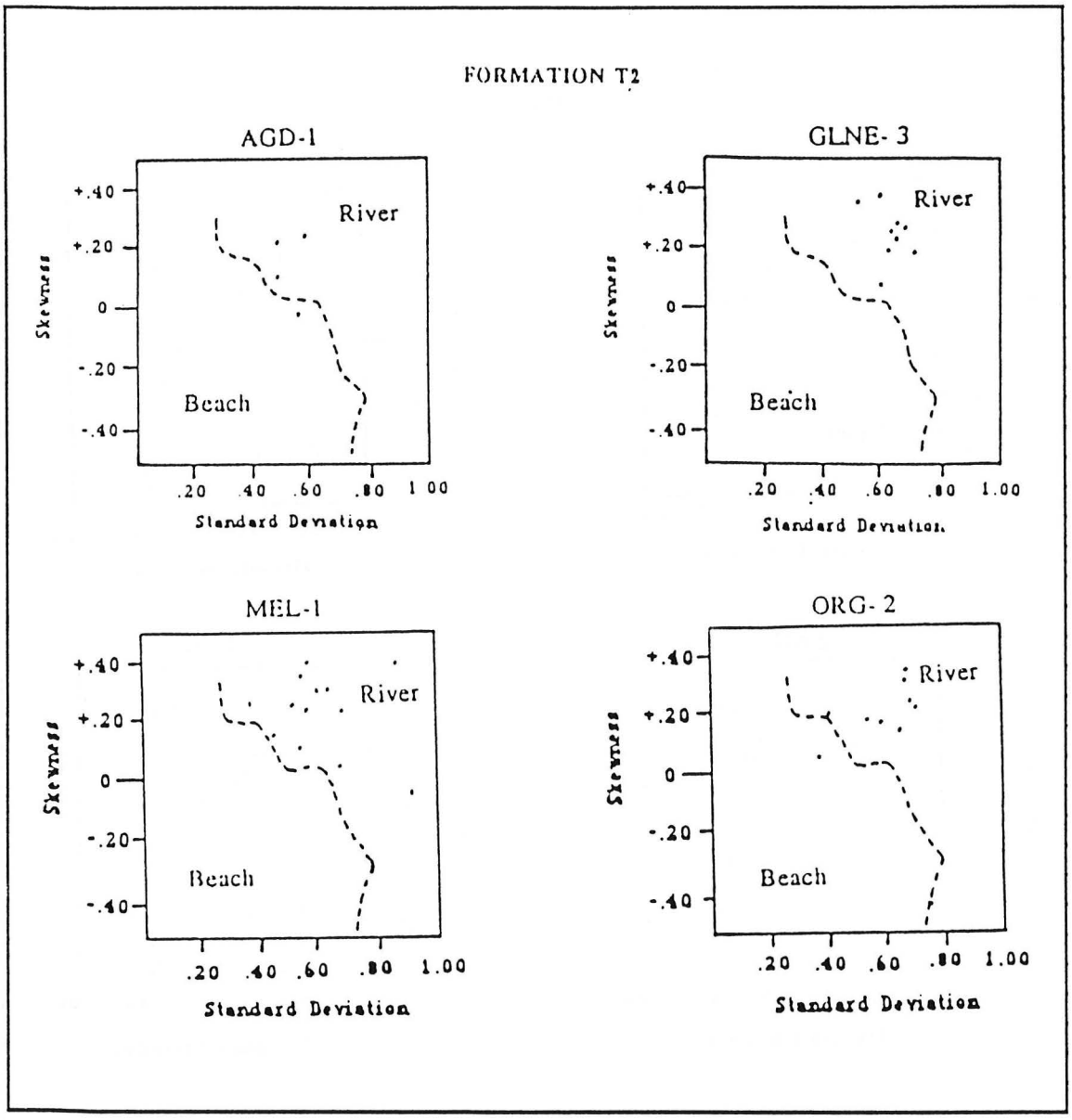


Fig. 33: Exemples de sondages montrant la nette prépondérance des influences continentales (river) lors du dépôt de la formation T2.

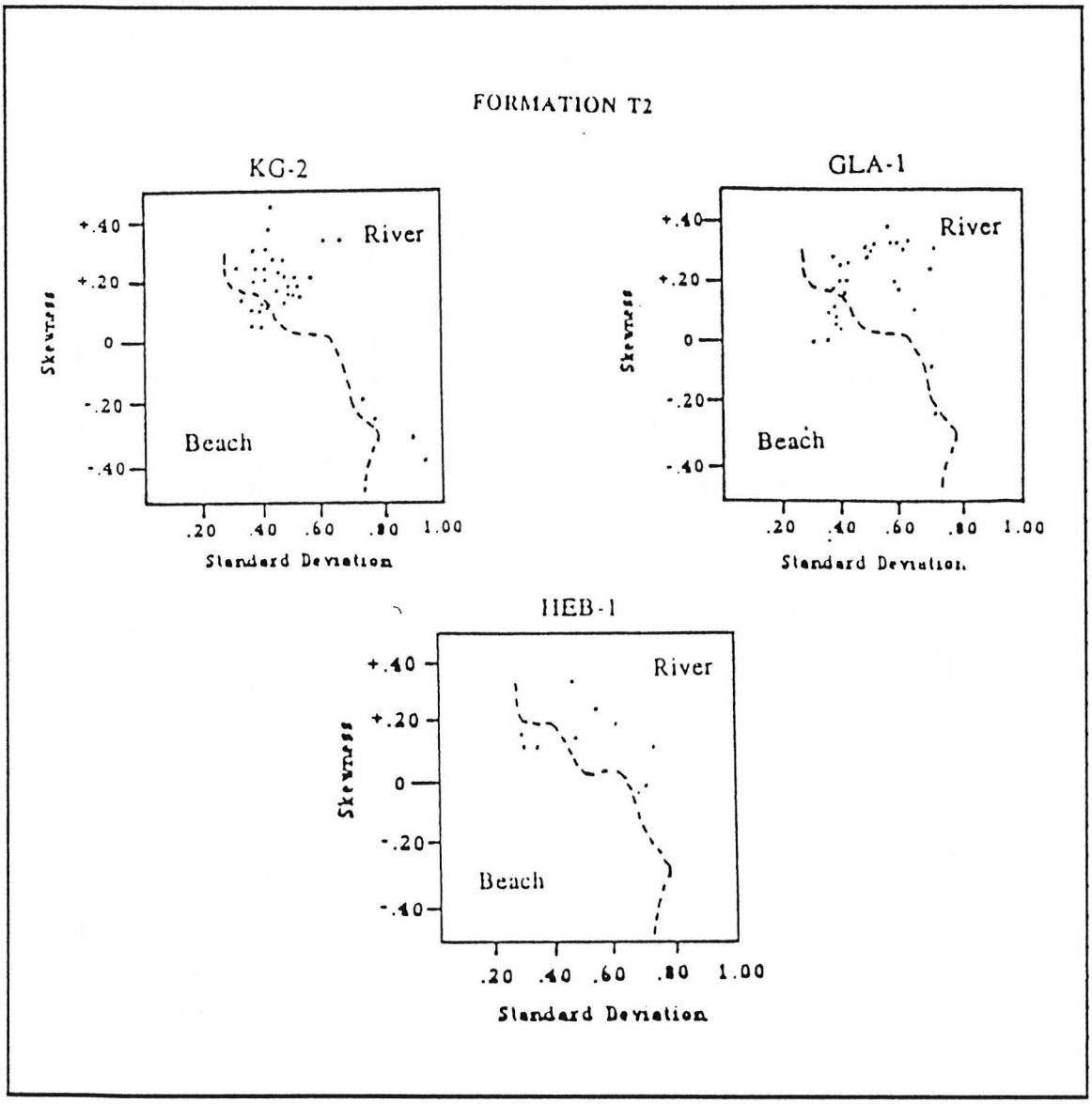


Fig. 34: Exemples de sondages montrant quelques influences littorales (beach) lors du dépôt de la formation T2.

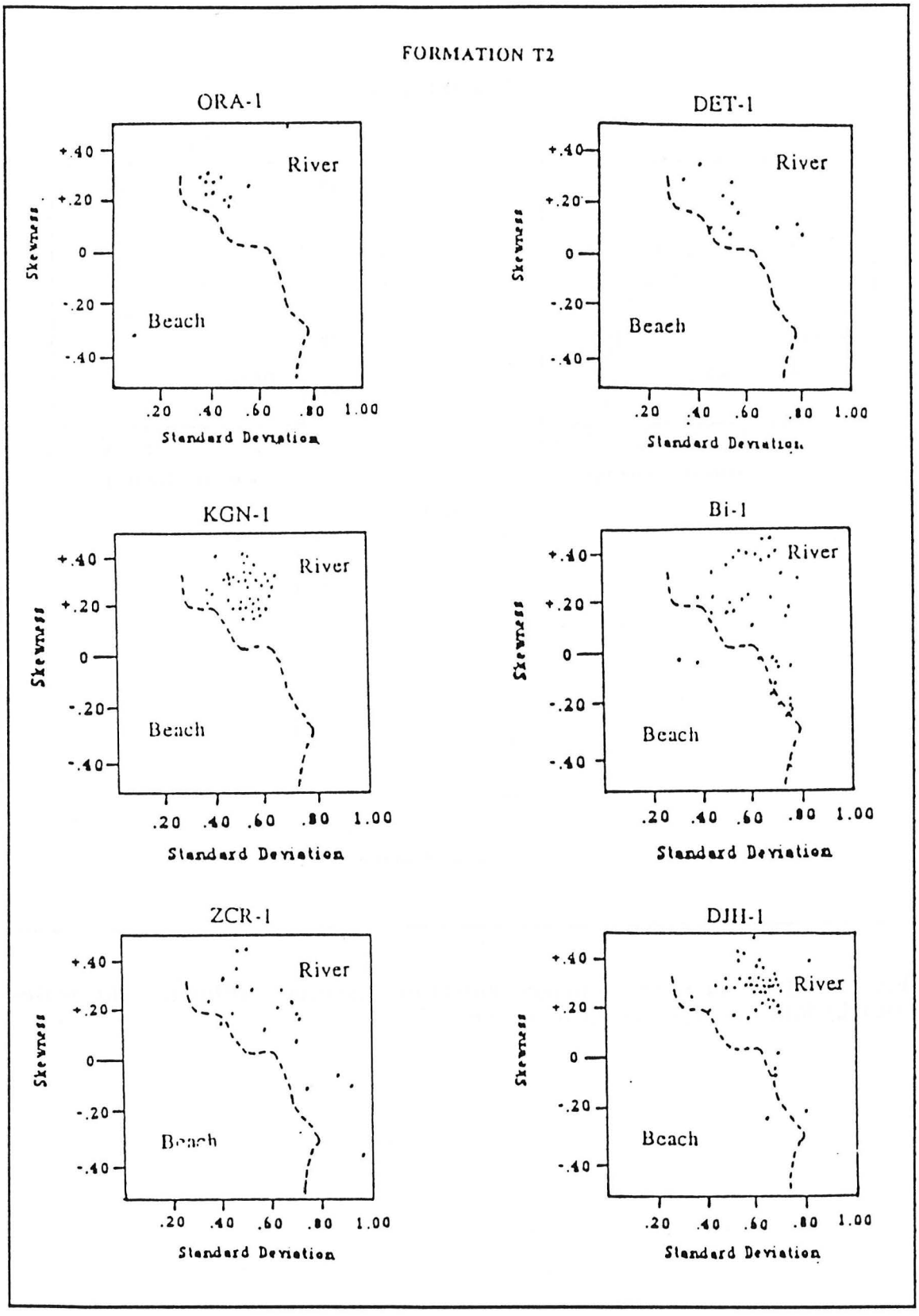


Fig. 35: Exemples de sondages montrant la nette prépondérance des influences continentales (river) lors du dépôt de la formation T2.

UNIVERSITE PAUL SABATIER C.S.T. GEOLOGIE

V-PALEOGEOGRAPHIE.

A. CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES.

Il existe une relation étroite entre l'environnement de dépôt et la nature du sédiment déposé. Il faut tout d'abord décrire les roches puis essayer de les subdiviser en formations stratigraphiques au sein desquelles seront dégagées des unités différentes sous certains aspects de celles qui se situent dans leur voisinage. De telles unités ont été appelées "faciès" (BLATT, MIDDLETON, MURRAY, 1980).

Le terme de faciès est employé sous plusieurs sens : descriptif, génétique, environnemental, tectonique.

J'utiliserai ici ce terme au sens environnemental car le but présent est de reconstituer au cours du temps les environnements sédimentaires successifs.

P. RAT (1978) a retracé les nombreuses définitions du terme faciès établies par divers auteurs. Selon lui, "le faciès est conçu comme un dénominateur commun à diverses formations, qui s'exprime par une certaine analogie dans l'apparence et qui traduit une parenté d'origine (mêmes environnements sédimentaires) ou une convergence diagénétique".

Un environnement sédimentaire a souvent été défini en termes de paramètres physiques et chimiques. KRUMBEIN et SLOSS (1963) le définissent comme étant un complexe de conditions physiques, chimiques et biologiques sous lesquelles un sédiment se dépose. TWENHOFEL (1950) avait mis l'accent sur l'importance de la géomorphologie que POTTER (1967) et SELLEY (1970) ont rappelé suite à la définition donnée par SHEPARD et MOORE (1955).

PETTIJOHN (1975) en donne la définition suivante en incluant le facteur géomorphologique : "a sedimentary environment is defined by a particular set of physical and chemical variables that corresponds to a geomorphic of stated size and shape".

L'environnement ne peut être reconstitué qu'en considérant **un ensemble de faciès** qui permettent de construire **un modèle de faciès** en ne tenant compte que des principaux traits communs aux séries anciennes ou récentes d'un même environnement. Selon WALKER (1984) un modèle de faciès doit remplir quatre autres importantes fonctions:

- il doit servir de **norme** pour faire des comparaisons;
- il doit servir de **squelette** et de **guide** pour de futures observations;
- il doit permettre de faire des **prévisions;**
- il doit permettre d'élaborer des **interprétations.**

MIALL (1985) propose pour les environnements fluviatiles une nouvelle méthode d'analyse de faciès qui est fondée sur l'analyse de huit éléments architecturaux donnant une vision tridimensionnelle.

L'analyse environnementale est née à partir de l'étude des séquences de dépôts récents; elle montre que les environnements sédimentaires et leurs subdivisions sont organisés d'une manière cohérente et structurée. Les principes ont été auparavant établis par WALTHER (1894) qui a noté que les dépôts sédimentaires qui sont latéralement adjacents peuvent être aussi superposés les uns sur les autres. Il a, par ailleurs, insisté sur le fait que cette loi s'applique seulement aux successions qui ne comportent pas de coupure majeure. Pour cela, ne doit pas ignoré l'avertissement de WALTHER concernant l'importance des types de contacts entre les faciès. En effet, un contact non érosionnel signifie que les faciès se suivent immédiatement entre eux dans le temps. Si les contacts sont abrupts (même si l'érosion ne peut être vue) cela signifie que les faciès se sont formés dans des environnements largement séparés dans l'espace.

PETTIJOHN (1975) propose une classification des environnements sédimentaires qui tente de grouper plusieurs environnements en larges catégories exprimant leurs relations mutuelles; de plus elle utilise plusieurs paramètres pour définir les diverses catégories : climat, entité géomorphologique.

B. CLASSIFICATION DES LITHOFACIES SELON LA MÉTHODE DE MIALL (1978, 1985, 1988). (TABLEAUX: 4,5).

L'étude classique des modèles de faciès est basée sur l'analyse de profils verticaux caractéristiques et sur la morphologie des chenaux dans le cas de dépôt fluviatiles. Or il apparaît que les profils verticaux ne sont pas aussi interprétatifs qu'on pouvait le penser; en effet, l'accrétion latérale, longtemps supposée comme étant typique des barres de méandres, a été mise en évidence dans beaucoup d'autres types d'environnements fluviatiles. Nous nous appuierons donc sur la classification des lithofaciès et sur l'analyse des éléments architecturaux établis par Miall (1977, 1978, 1985, 1988) pour avoir une bonne idée sur la géométrie des corps sédimentaires, (tableaux 4 et 5).

Miall (1985) distingue huit éléments architecturaux de base: (tableau 5)

- Chenaux (Channels; CH) : ils sont limités par des surfaces de creusement tabulaires ou à concavité vers le haut.
- Barres graveleuses (Gravel bars) et formes de couche (bed forms) (GB) : longitudinales ou transverses.
- Dépôts de coulées gravitaires (Sediment gravity flow deposits) (SG) : ce sont des dépôts graveleux formés par des coulées (debris flow).
- Formes de couches sableuses (Sandy bed forms) (SB) : relatives au lithofaciès St,Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss (tableau 5).
- Progradation vers l'aval des corps (downstream accretion macroforms) (DA) : les assemblages de lithofaciès sont identiques aux précédents (Sandy bed forms, SB); il y a des surfaces internes et sommitales à convexité vers le haut qui permettent de distinguer cet élément.
- Dépôts par accrétion latérale (lateral accretion deposits) (LA) : barre de méandre classique.
- Sables tabulaires à laminations (Laminated sand sheets) (LS) : caractérisés par un assemblage des lithofaciès Sh et Sl commun dans les rivières temporaires; écoulement à régime supérieur.
- Limons de débordement (overbank fines) (OF) : silts et boues formés dans la plaine inondable et les chenaux abandonnés.

Dans la région étudiée, les résultats sont résumés dans le tableau 6.

Facies Code	Lithofacies	Sedimentary Structures	Interpretation
Gms	Massive, matrix-supported gravel	Grading	Debris-flow deposits
Gm	Massive or crudely bedded gravel	Horizontal bedding, imbrication	Longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits
Gt	Gravel, stratified	Trough cross-beds	Minor channel fills
Gp	Gravel, stratified	Planar cross-beds	Longitudinal bars, deltaic growths from older bar remnants
St	Sand, medium to very coarse, may be pebbly	Solitary or grouped trough cross-beds	Dunes (lower flow regime)
Sp	Sand, medium to very coarse, may be pebbly	Solitary or grouped planar cross-beds	Linguoid, transverse bars, sand waves (lower flow regime)
Sr	Sand, very fine to coarse	Ripple marks	Ripples (lower flow regime)
Sh	Sand, very fine to very coarse, may be pebbly	Horizontal lamination, parting or streaming lineation	Planar bed flow (upper flow regime)
Sl	Sand, very fine to very coarse, may be pebbly	Low-angle (< 10°) cross-beds	Scour fills, washed out dunes, antidunes
Se	Erosional scours with intraclasts	Crude cross-bedding	Scour fills
Ss	Sand, fine to very coarse, may be pebbly	Broad, shallow scours	Scour fills
Fl	Sand, silt, mud	Fine lamination, very small ripples	Overbank or waning flood deposits
Fsc	Silt, mud	Laminated to massive	Backswamp deposits
Fcf	Mud	Massive, with freshwater mollusks	Backswamp pond deposits
Fm	Mud, silt	Massive, desiccation cracks	Overbank or drape deposits
C	Coal, carbonaceous mud	Plant, mud films	Swamp deposits
P	Carbonate	Pedogenic features	Paleosol

Tableau 4: Classification des lithofaciès (MIALL, 1978).

Element	Symbol	Principal Lithofacies Assemblage**	Geometry and Relations
Channels	CH	Any combination	Finger, lens, or sheet; concave-upward erosional base; scale and shape highly variable; internal secondary erosion surfaces common
Gravel bars and bed forms	GB	Gm, Gp, Gt	Lens, blanket; usually tabular bodies; commonly interbedded with SB
Sandy bed forms	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lens, sheet, blanket, wedge; occurs as channel fills, crevasse splays, bar tops, minor bars
Downstream accreting macroform	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lens lying on flat or channeled base, with convex upward third-order internal and upper bounding surfaces
Lateral accretion deposit	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, less commonly G and F	Wedge, sheet, lobe; characterized by internal lateral accretion surfaces
Sediment gravity flow	SG	Gm, Gms	Lobe, sheet; typically interbedded with GB
Laminated sand sheet	LS	Sh, Sl, minor St, Sp, Sr	Sheet, blanket
Overbank fines	OF	Fm, Fl	Thin to thick blankets; commonly interbedded with SB; may fill abandoned channels

Tableau 5: Eléments architecturaux pris en considération dans les dépôts fluviatiles (MIALL, 1985).

Tableau 6: Classification des lithofaciès, éléments architecturaux et géométrie des corps sédimentaires dans la région de l'Oued Mya.

SONDAGES	FORMATIONS	LITHOFACIES	ÉLÉMENTS ARCHITECT.	GÉOMÉTRIE
ORA-1	T2 T1 S.Intermediaire S.Inférieure	Sh, Sl, Sr, Fsc Sh, Sp, Sl Sh, Sp, Sr Sh, Sp, Fl	LA DA , LA DA, LA LS	Sheet Lens, Sheet Lens, Sheet Sheet, Blanket
DET-1	T2 T1 S.Intermédiaire S Inférieure	Sh, Ss, Fl Sh, Sl, Sr Sp, Sr, Fl, Sl,Sh Sl, Sp, Sr, Fl	LA DA et SB LA et DA LA	Sheet Lens, Sheet Sheet, Lens Sheet
MEK-1	S.Inférieure	Sh, Sl	LA	Lens
AGD-1	T2 T1 Intermédiaire S Inférieure	Fm Sh, Fm, P non carottée Sl, fsc, P, Sr, Fl	OF LS et OF LS et OF	Blanket Sheet, Blanket Sheet, Blanket
Bi-1	T2 T1 S.Intermédiaire S.Inférieure	Sh, Sl, Fsc, Fl Sh, Sp, Fsc Sp, Sh, Sl, Fsc Fsc, Fl	LA LA LA OF	Sheet Sheet Sheet Blanket
ZCR-1	T2 S.Intermédiaire	Sl Sh, Sl	LS LS	 Sheet, Blanket
DRT-1	T2 T1 S.Inférieure	Sl, Sh, Fsc, Sr Sl, Fsc, Sr Sh, Sl, Sp, Fsc, Fl	LS LS LS	Sheet, Blanket Sheet, Blanket Sheet, Blanket
GLa-2	S.Inférieure	Sh, Fsc, SP	LS	Sheet, Blanket
KG-3	T1	Sp,Sh, Sr, Fm	LA	Wedge, Sheet
KG-1	T1	Sp, Sh, Fm	LA	Wedge, Sheet
HLJ-2	T1	Sr, Sp, Sh	LA	Wedge,Sheet
HEB-2	T2 T1	Sh, Sp Sh, Sp, Fm, Fl	LS LA	Sheet, Blanket Wedge, Sheet
KGN-2	T1	Sh, Sp, St, Fsc	LA	Wedge,Sheet
KG-4	T1	Sp, Sh, Fsc, Sr, P	LA	Wedge, Sheet
HKA-1	T1	Sh, St, Fm	LS	Sheet, Blanket

HLJ-1	T2	Sh, St, Fm, P	LS	Sheet, Blanket
ARF-1	T1 S.Inférieure	St, SP Sh, Fsc, Fm, St,Sp	LA LS	Wedge, Sheet Sheet, Blanket
HDR-1	T2 T1 S.Intermédiaire S.Inférieure	St, Sh, Fl Sh, Sr, Fl Basaltes Sp, Sr, Sl, Fsc, Fm, St	LA LS LA	Wedge,Sheet Sheet, Blanket Wedge,Sheet
HEB1	T2 T1 S.Intermédiaire S Inférieure	Sp, St, Sr, Sh Sr, Gp, Sh, Fm, Basaltes Sp, Fsc, Sl, Se, Sr	LA LA LA	Sheet Sheet Sheet
ORG-2	T1	Fl	OF	Blanket
MEL-1	T1 S Intermédiaire	Sh Basaltes	LA	Sheet
DJH-1	T2 T1 S.Intermédiaire S.Inférieure	Sh, Sr, Fsc Sp, Fl, Fsc, Gp, Sr, Sh Basaltes Fsc, Sl, Sp, Fl, C	LA LA LS	Sheet Sheet Sheet, Blanket
NH-1	T2 T1 S.Intermédiaire S.Inférieure	Sp, Sh, Sl, Fl, Sr Fsc Basaltes Sp, Fsc	LA Backswamp LA	Wedge, Sheet Sheet
KG-2	T2 T1 S.Intermédiaire S.Inférieure	Sh, Fl, Sr, Sp Sh, Sp, Fsc, St, Sr Basaltes Sp, Sh, Fl, Fm, P, Fsc	LS LA LS	Sheet, Blanket Wedge, Sheet Sheet, Blanket
BKZ-3	T2 T1 S.Intermédiaire S.Inférieure	Sp, Fl Sp, Fl, C Basaltes Sp, Sl, Fm, P, C	LS LA LA	Sheet, Blanket Sheet Sheet
GLNE-1	T2 S.Intermédiaire S.Inférieure	Sh, Sp, Sr Basaltes Sp, Sh, Sl, Fsc	DA à LA LA	Lens, Wedge Wedge, Sheet
KGN-1	T2 T1 S.Intermédiaire S.Inférieure	Sh, Sr Sp, Sh, St, Fsc,Fm Basaltes Sh, Fsc, Fm	LS LA LS	Sheet, Blanket Wedge, Sheet Sheet, Blanket

La classification des lithofaciès, combinée avec les éléments architecturaux des dépôts fluviatiles, nous montre que, pour les différentes formations définies, les corps gréseux sont de type tabulaire (sheet).

C. LES ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES DANS LA RÉGION DE L'OUED MYA.

L'étude des carottes de nombreux sondages nous a montré que les sédiments détritiques déposés dans cette région avaient globalement un cachet continental. Cependant si l'on tient compte de l'analyse détaillée des structures et séquences sédimentaires, il apparaît que dans cette région existe une variété d'environnements juxtaposés.

Au Nord et au Nord-Ouest, se développent des séquences strato- et granocroissantes fortement gréseuses et pauvres en argiles. Les structures sédimentaires sont pour la plupart des litages subhorizontaux et plans avec quelques petits niveaux à litages entrecroisés plans (planar-cross-bedding) et à litages entrecroisés en auge (trough cross bedding) aux sommets des séquences élémentaires.

Les corps gréseux montrent des empilements de séquences sédimentaires tronquées et non achevées, limitées par des discontinuités érosives sur lesquelles reposent des niveaux conglomératiques. Les séquences élémentaires granocroissantes ou granodécroissantes sont en proportion à peu près égale; mais à l'échelle de la mésoséquence elles sont strato- et granocroissantes; ce qui est visible aussi sur le gamma ray qui matérialise des séquences à courbes cylindriques avec parfois une légère dérive positive au sommet. Tous ces caractères témoignent de dépôts fluviatiles en tresses (braided streams) formés sur un glacis à pente faible et qui montrent séquentiellement un aspect progradant vers la paléovallée principale orientée Nord-Est - Sud-Ouest.

De tels dépôts fluviatiles en tresses ont été décrits et étudiés par MIALL (1977), CAMPBELL (1976), N.D. SMITH (1970), RUST (1972, 1980), WALKER et CANT (1984); le type "Bijou Creek" (MIALL, 1977) pourrait se rapprocher des dépôts en tresses des zones Nord et Nord-Ouest de l'Oued Mya (fig. 36 et 37; WALKER et CANT, 1984).

Au sein de la paléovallée, nous avons vu qu'il s'est développé un style fluviatile méandriforme, avec développement de séquences typiques telles qu'elles ont été décrites et étudiées par ALLEN, (1964, 1970, 1983), JACKSON (1976), BERG (1968) et montrant des faciès de berges érodées (cut bank), et de dépôts transitionnels (fig. 38, 39). Il faut cependant préciser qu'au sein de cette paléovallée, des influences littorales se sont manifestées et c'est pour cela que l'on note, au sein des séquences fluviatiles, des niveaux à influences tidales matérialisées par des "flaser beddings", des dépôts de "slikke" (sondages KG-2 et Bi-1, par exemple), des"keystone vugs", des micro-deltas de plage et des mesures de pendagemétrie montrant une direction mais deux sens d'écoulement.

De telles séquences à cachet estuarien ont été décrites par LAND ET HOYT (1966); WRIGHT COLEMAN et THOM (1972); WOODROFFE, CHAPPEL, THOM, WALLENSKY (1989) (fig. 40, 41, 42); en outre, dans le sondage AGD-1, situé au Nord-Est de la région étudiée, la formation T2 est représentée dans sa totalité par un sédiment argileux; ce qui s'interprèterait comme étant un **bouchon vaseux** du type rencontré communément dans la sédimentation estuarienne. Il en est de même pour la série intermédiaire de ce même sondage.

Conclusion.

Au cours du Trias, la région de l'Oued Mya a montré une variété d'environnements sédimentaires; en effet, nous avons vu que des dépôts fluviatiles en tresses (braided streams) s'étaient développés sur les flancs Nord, Nord-Ouest et Sud-Est de la paléovallée (fig. 45 à 48) alors qu'au sein de celle-ci se développaient des dépôts fluviatiles à méandres comportant en leur sein des indices d'influences littorales.

Cette paléovallée aurait donc fonctionné à la manière d'un estuaire à ouverture en forme d'entonnoir vers le Nord-Est (domaine littoral) très caractéristique.

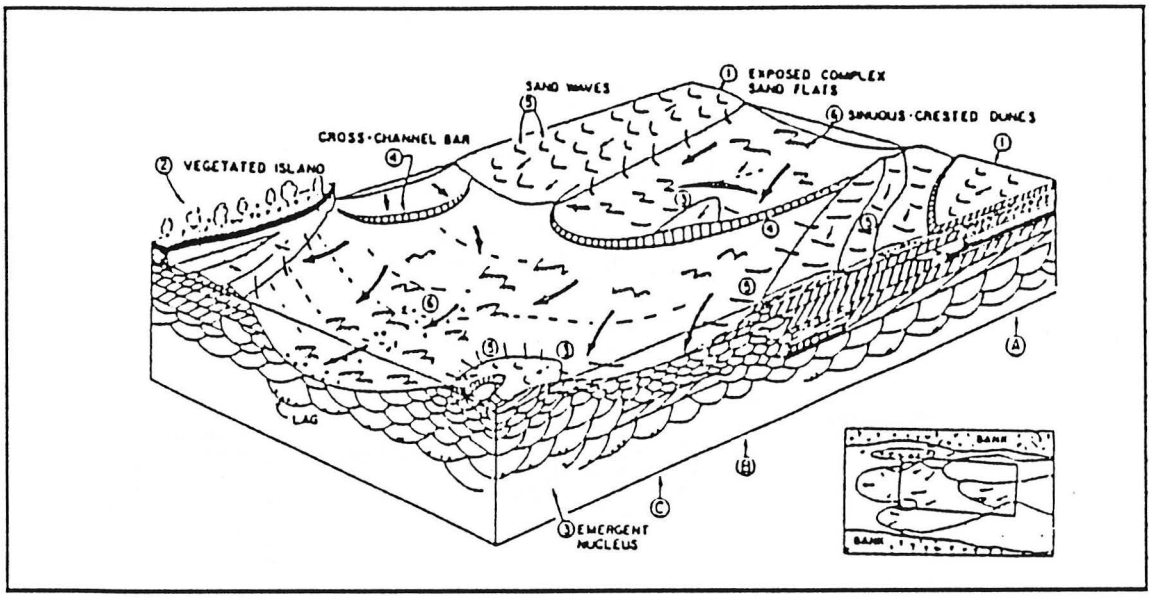


Fig. 36: Bloc-diagramme montrant les éléments morphologiques d'un système de rivière en tresse (braided river); (WALKER et CANT, 1984).

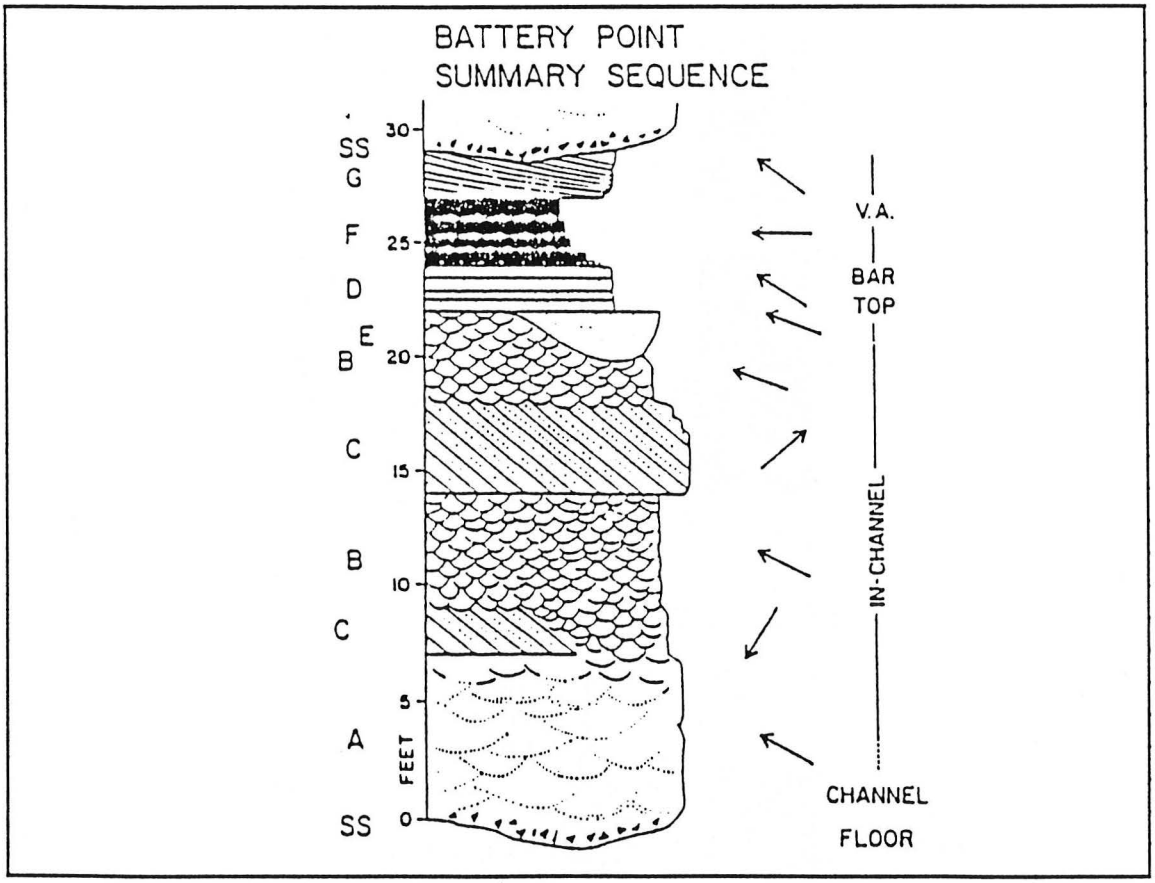


Fig. 37: Séquence résumée pour le "Devonian Battery Point Sandstone, Québec; développée dans un système fluviatile en tresse (braided river); (CANT et WALKER, 1976, in WALKER et CANT, 1984).

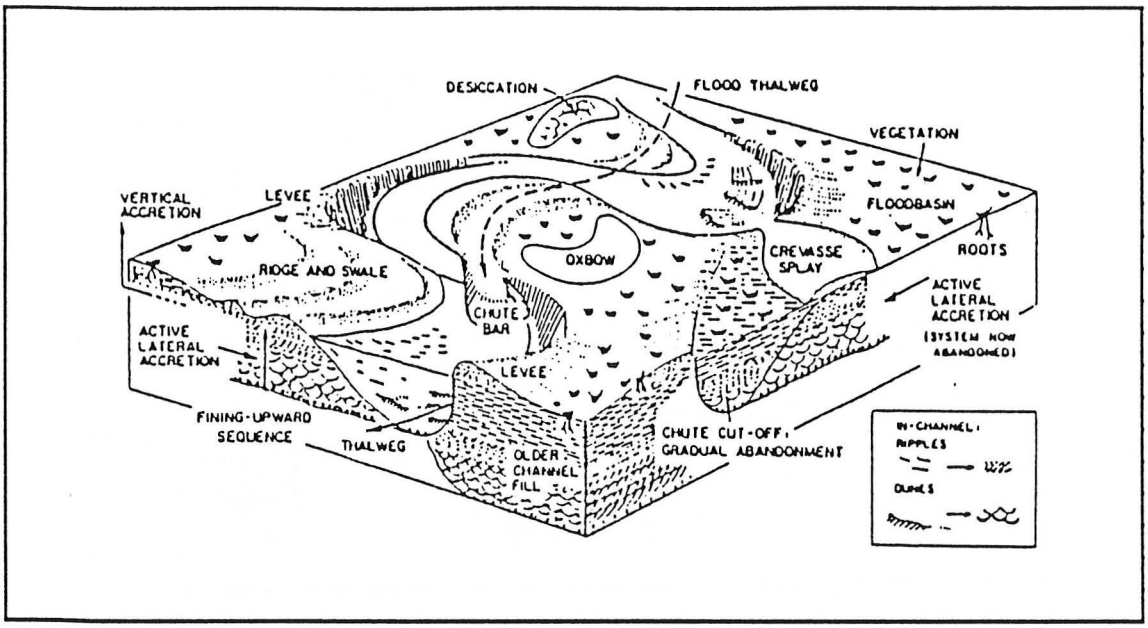


Fig. 38: Bloc-diagramme montrant les éléments morphologiques d'un système de rivière à méandres (WALKER et CANT, 1984).

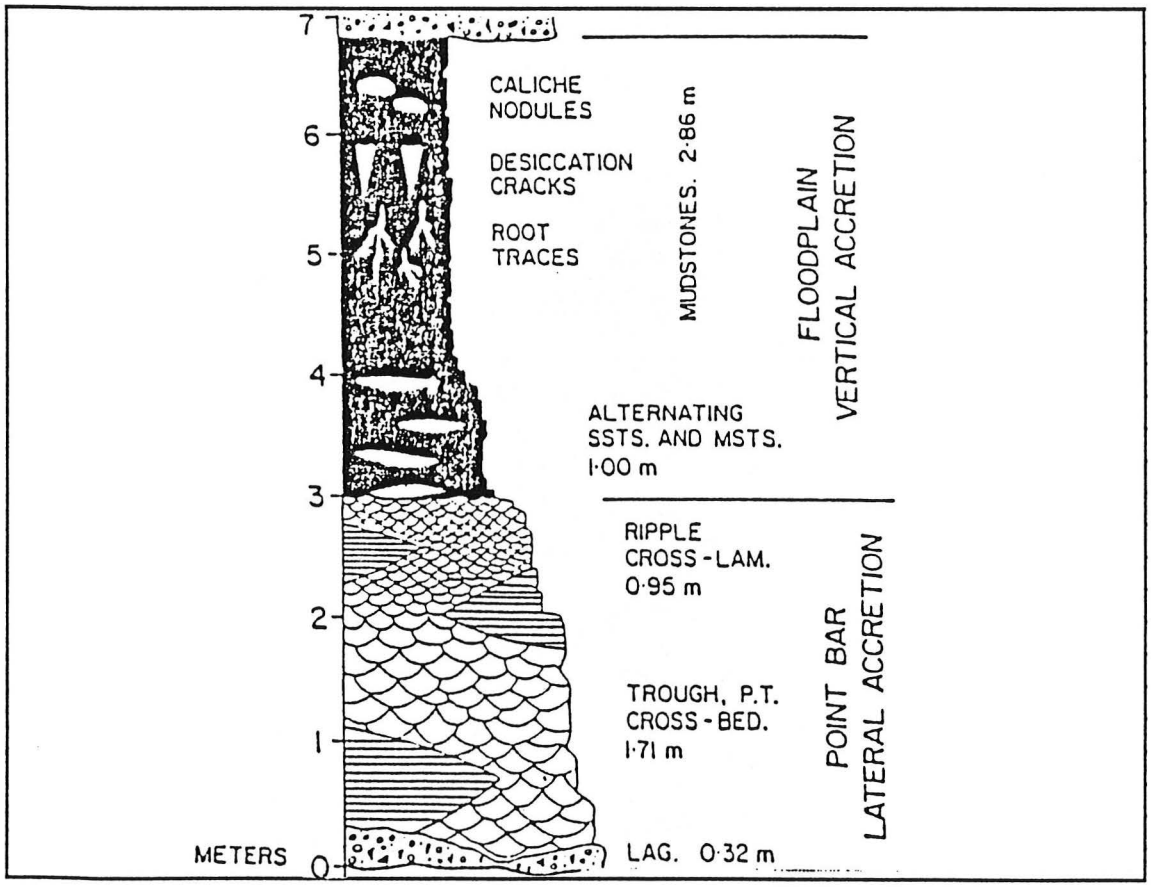


Fig. 39: Modèle montrant l'accrétion latérale et verticale des dépôts de rivières à méandres (ALLEN, 1970).

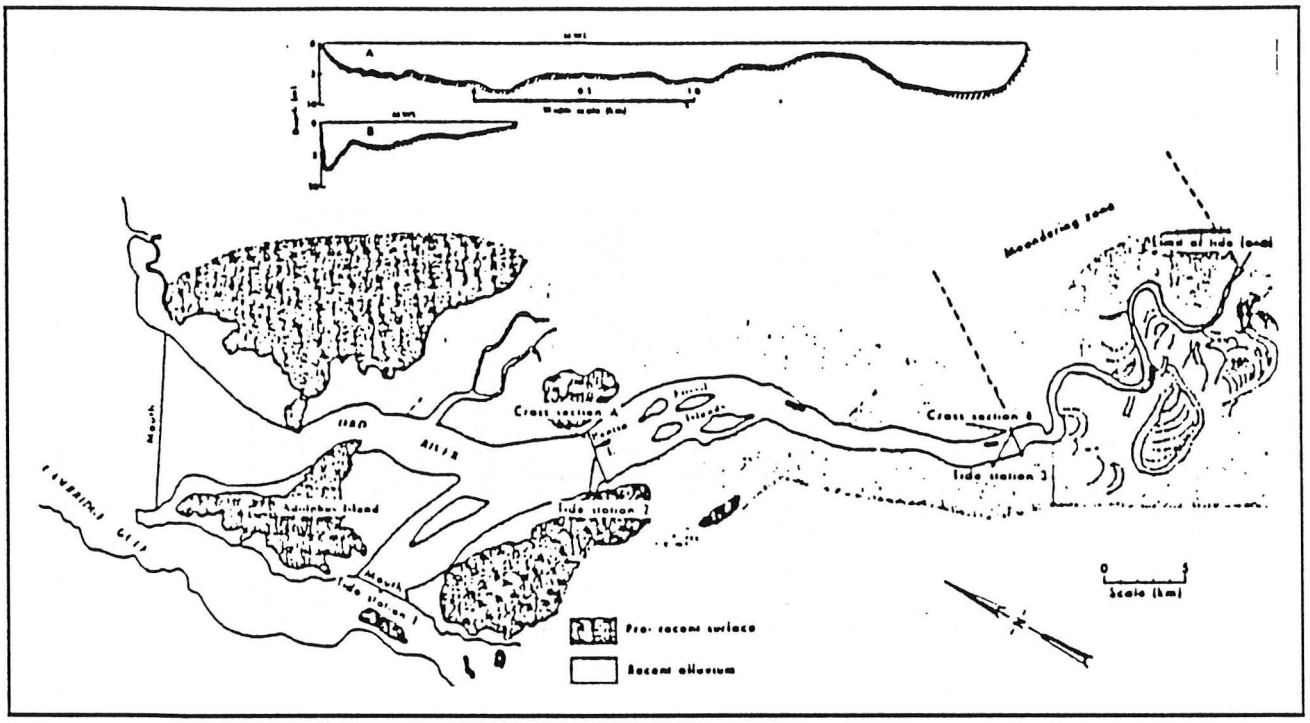


Fig. 40: Exemple de morphologie estuarienne montrant l'embouchure en forme d'entonnoir (en aval) et le développement de chenaux fluviatiles à méandres en amont.

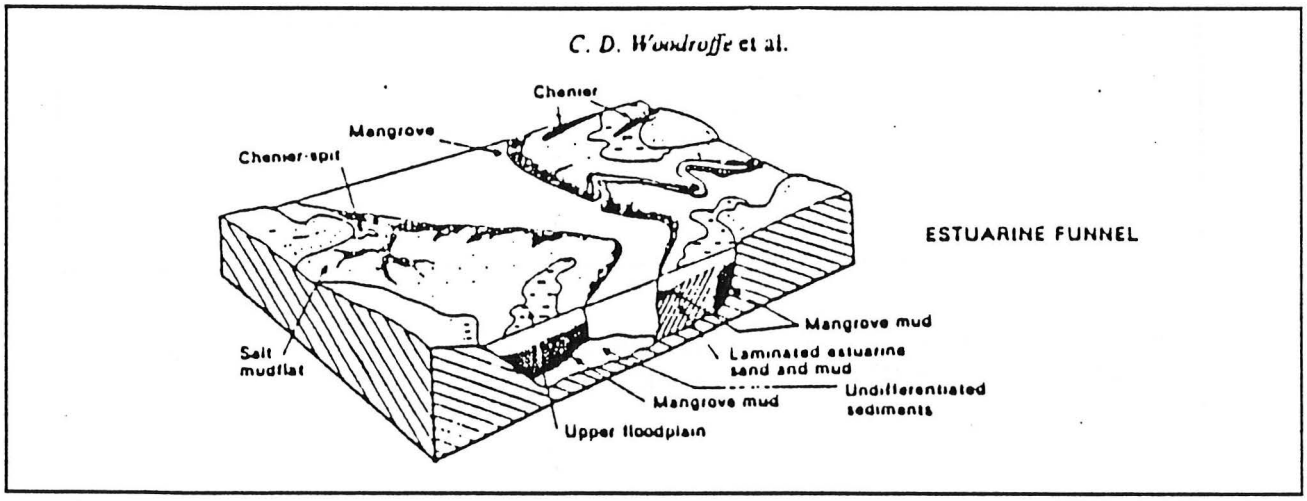


Fig. 41: Ouverture en entonnoir typique d'un estuaire. Divers éléments morphologiques. (WOODROFFE et al., 1989).

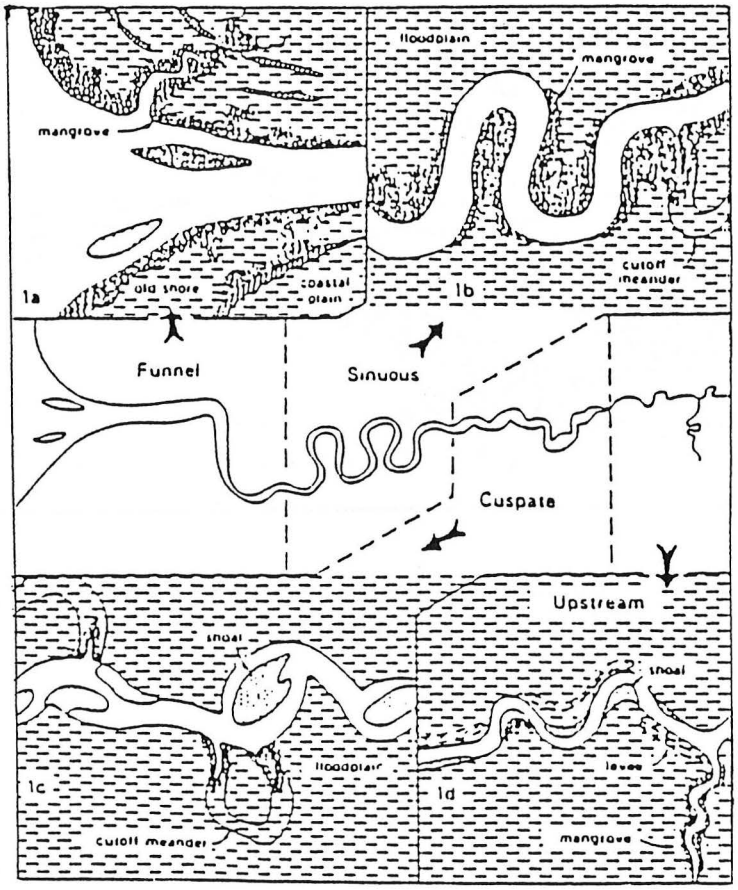


Fig. 42: Eléments morphologiques en aval et en amont dans une zone estuarienne (WOODROFFE et al., 1989).

UNIVERSITÉ DE LYON C.G.T. Géologie

D. LES SOURCES D'APPORTS DES SÉDIMENTS.

1.- Les travaux précédents.

BUSSON (1970,1972) indique, pour la région de NEZLA (fig. 43), des apports détritiques provenant du Sud-Ouest et du Nord-Ouest (Hassi-Messaoud). Concernant la région étudiée il ne donne pas de détails à propos des sources d'apports.

THOUVENIN (1974) situe une source lointaine (Hautes plaines oranaises) au Nord-Ouest de la région étudiée.

La plupart des géologues sont d'accord pour considérer les zones hautes de HASSI-MESSAOUD, de TALEMZANE-HASSI-R'MEL, et la dorsale de DJEMAA-TOUGGOURT (paléo - Anti Atlas) comme étant les principales sources d'apports des sédiments, d'après l'étude des paléocourants surtout.

2.- Les pendagemétries.

L'étude des paléocourants a montré que le môle de Hassi-Messaoud a servi de source de sédiments pendant le dépôt de la série inférieure. Une étude plus détaillée des diagraphies et des pendagemétries dans cette région (BENAMRANE, 1987) a montré l'influence prépondérante, comme sources d'apports, des régions suivantes :

- Pour la série inférieure: môles de Hassi-Messaoud, puis de Djemâa-Touggourt au Nord, de Talemzane-Hassi-R'Mel à l'Ouest et de la voûte d'Allal au Sud-Ouest.
- Pendant le dépôt de la formation T1: essentiellement la zone d'Hassi-R'Mel et la voûte d'Allal (Sud de Hassi-R'Mel).
- Pendant le dépôt de la formation T2 : voûte d'Allal.

Dans le cadre de cette étude, notons que pendant la série inférieure trois sources principales d'apports (TALEMZANE, DJEMAA-TOUGGOURT, HASSI-MESSAOUD) alimentent une paléovallée d'orientation Nord-Est - Sud-Ouest et située en position transverse par rapport à elles. Les cours d'eau à chenaux méandriformes qui coulent au sein de cette paléovallée entaillent et remanient des sédiments déjà déposés et issus de ces môles ; en effet, on peut observer des mésoséquences stratocroissantes surmontées et ravinées par d'autres qui sont stratodécroissantes. Cet aspect séquentiel montre qu'au sein de cette paléovallée les chenaux de type méandriforme s'y développent (fig. 45) malgré l'avancée des corps sédimentaires formés par les dépôts des chenaux en tresses sur les flancs des paléoreliefs.

C'est donc vers la fin de la série inférieure que s'installe, au sein de la paléovallée, un régime fluviatile à méandres (sondages HMO-1, HBK-1) dont les chenaux entaillent les sédiments sous-jacents. Il y aurait peut-être là l'influence d'une autre source de sédiments, plus lointaine située probablement au Sud de la région étudiée. Par ailleurs, A. HAMEL (1988), grâce à la thermoluminescence des quartz, situe, pour la région de Hassi-R'Mel, une source dans la zone d'El-GASSI (Sud-Ouest de HASSI-MESSAOUD). En outre, BUSSON (1970, 1972) situe, pour la région de GASSI-TOUIL (Sud de HASSI-MESSAOUD), (fig. 43) des apports sédimentaires venant du Sud-Ouest.

Il y aurait, peut-être, une source lointaine située plus au Sud (Dorsale d'El Biod, Tassili) qui aurait fourni du matériel sédimentaire pour la région de GASSI-TOUIL et celle de l'OUED-MYA (fig. 49). Par ailleurs, sur les flancs Nord-Ouest de Hassi-Messaoud et Sud-Est de Hassi-R'Mel - Talemzane ainsi que dans la partie Nord (DET-1), la roche déposée est une **sédarénite** (apports proximaux) (fig. 6) alors qu'au sein de la paléovallée la roche déposée est une **phyllarénite** dans laquelle les fragments de roches métamorphiques prédominent sur les fragments de roche sédimentaires. C'est donc au niveau de la dorsale d'EL BIOD et de la région des TASSILIS qu'il faudrait rechercher cette source lointaine. C'est dans ces régions qu'affleuraient des terrains phylliteux. De plus, la carte en isopaques établies par BUSSON (1970) montre des amincissements vers le Sud et un pendage régional vers le Nord. Ainsi, si l'on observe la figure 1 on remarque qu'il coule actuellement un Oued Mya dans cette région qui prend sa source à environ 700 km plus au Sud, dans le plateau de Tademaït. Il y aurait donc eu probablement au cours du Trias un **Paléo Mya inférieur** ancêtre de l'Oued Mya actuel. Du Trias jusqu'à nos jours, remarquons que le cours du Paléo Mya a migré latéralement

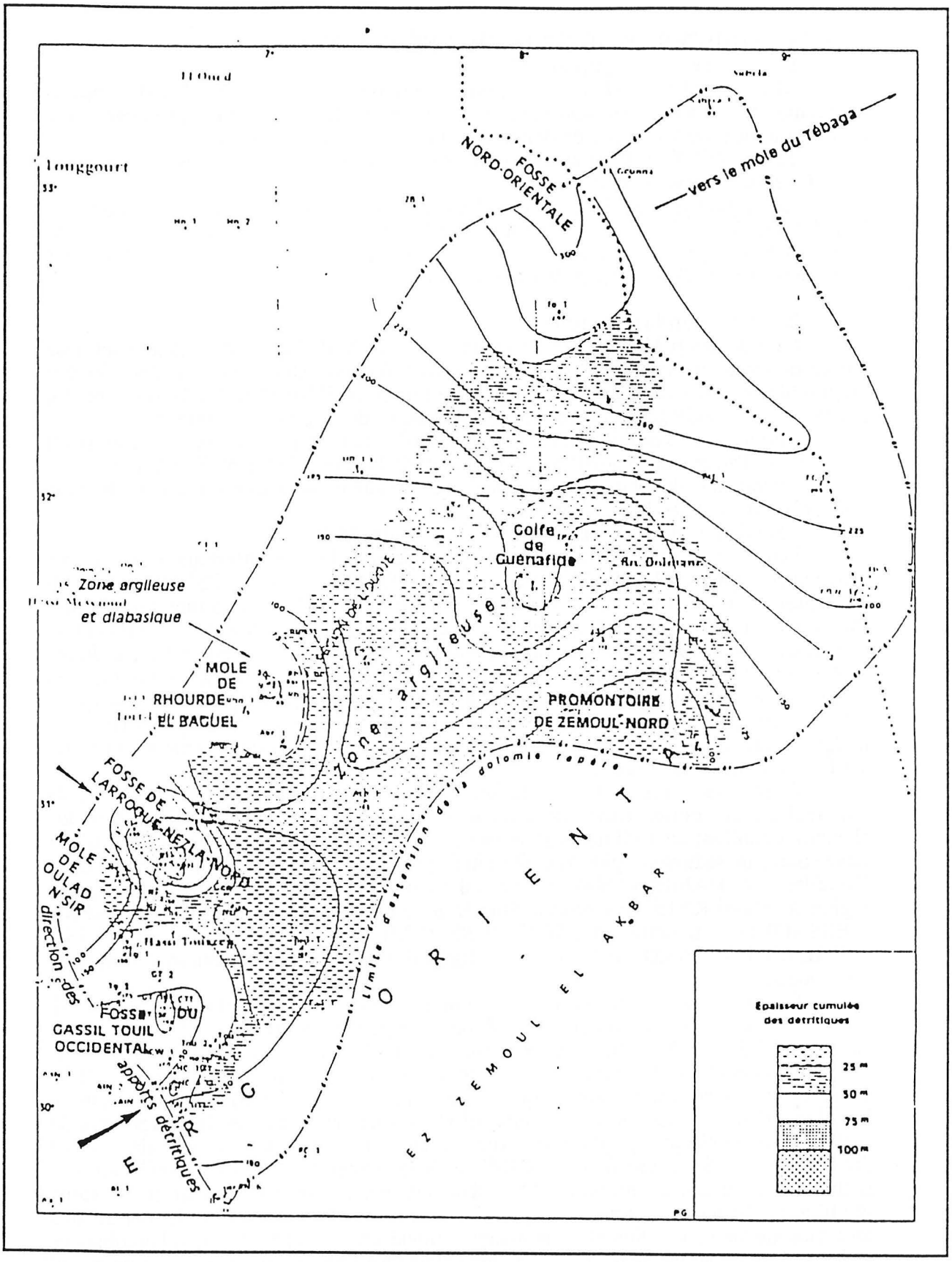


Fig. 43: Carte en isopaques, de l'ensemble compris entre la base de la dolomie-repère et le Paléozoïque, montrant la direction des apports détritiques, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, dans la région de Gassi-Touil (BUSSON, 1970).

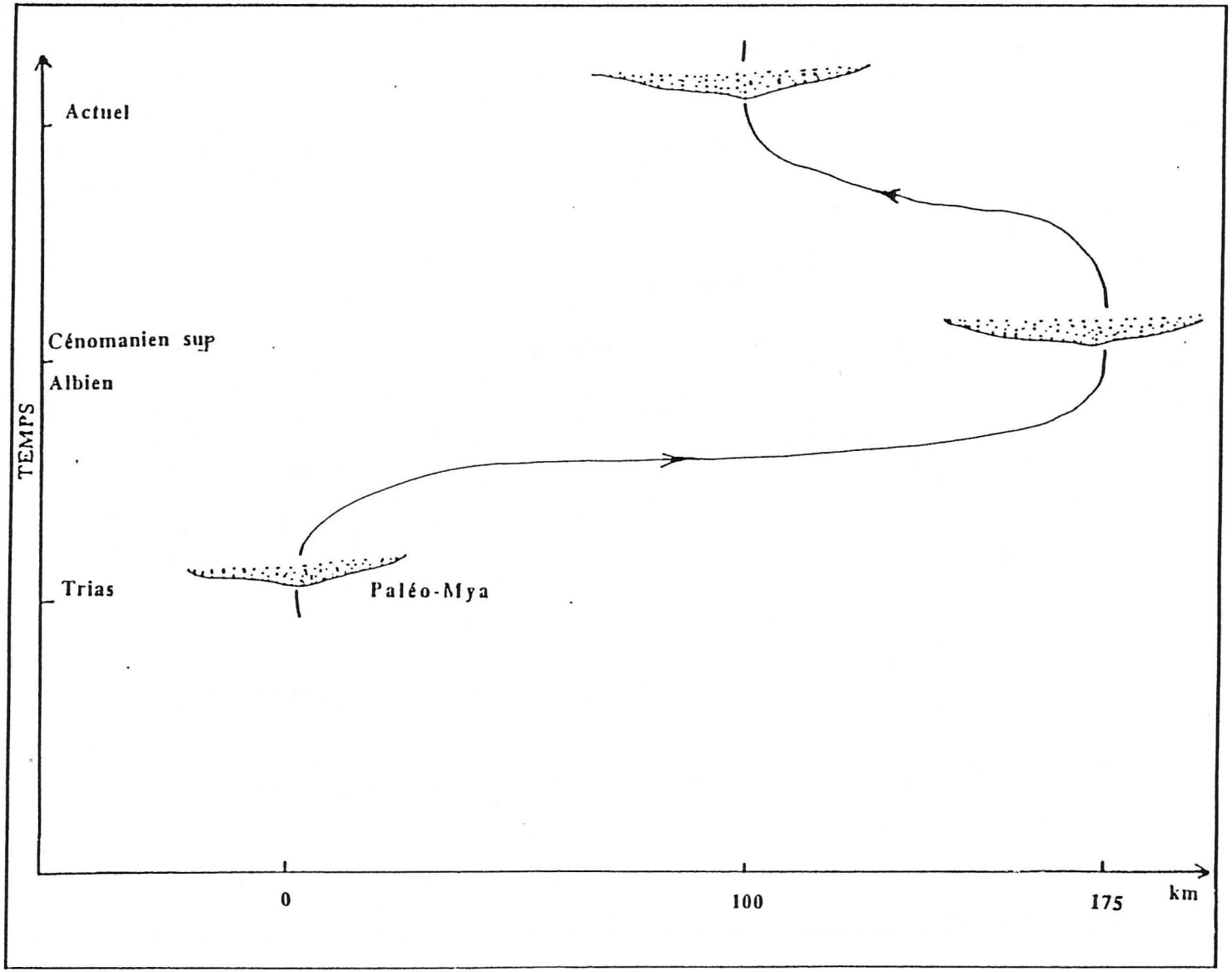


Fig. 44: Evolution du Paléo-Mya au cours du temps.

UNIVERSITÉ DE C.S.T.J. GÉOLOGIE

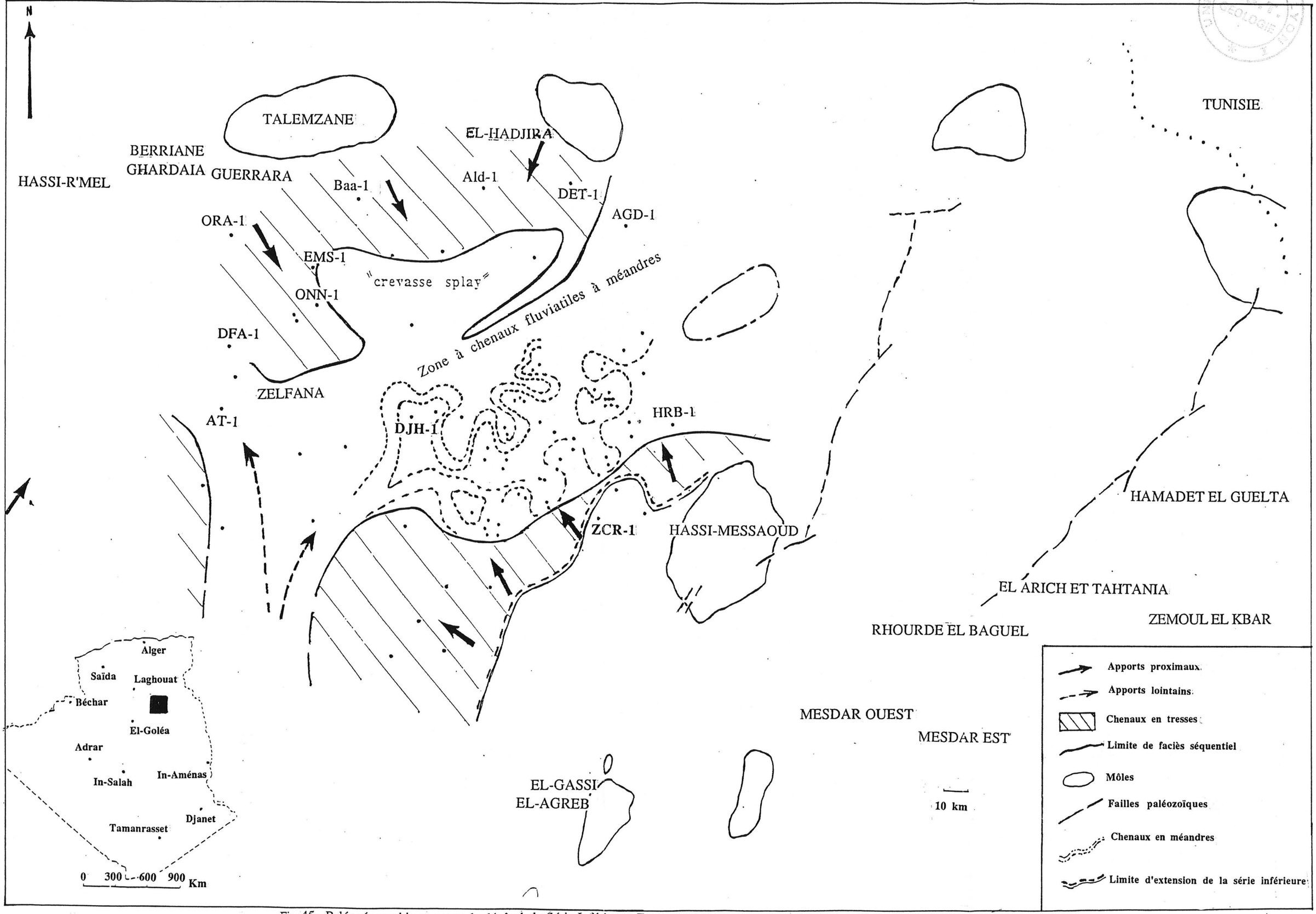


Fig. 45 - Paléogéographie au cours du dépôt de la Série Inférieure. Zonéographie séquentielle.

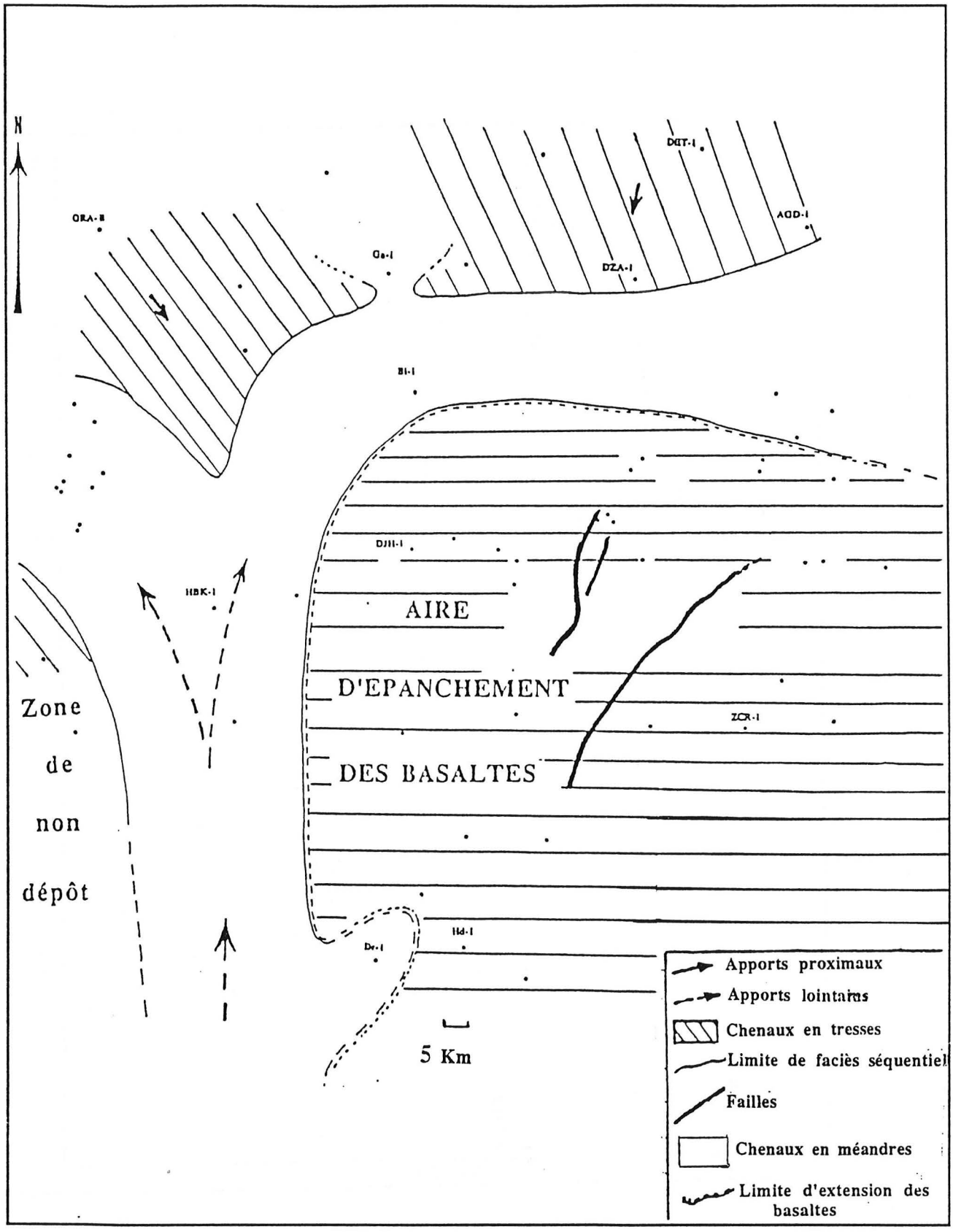


Fig. 46: Paléogéographie au cours du dépôt de la série intermédiaire. Zonéographie séquentielle.

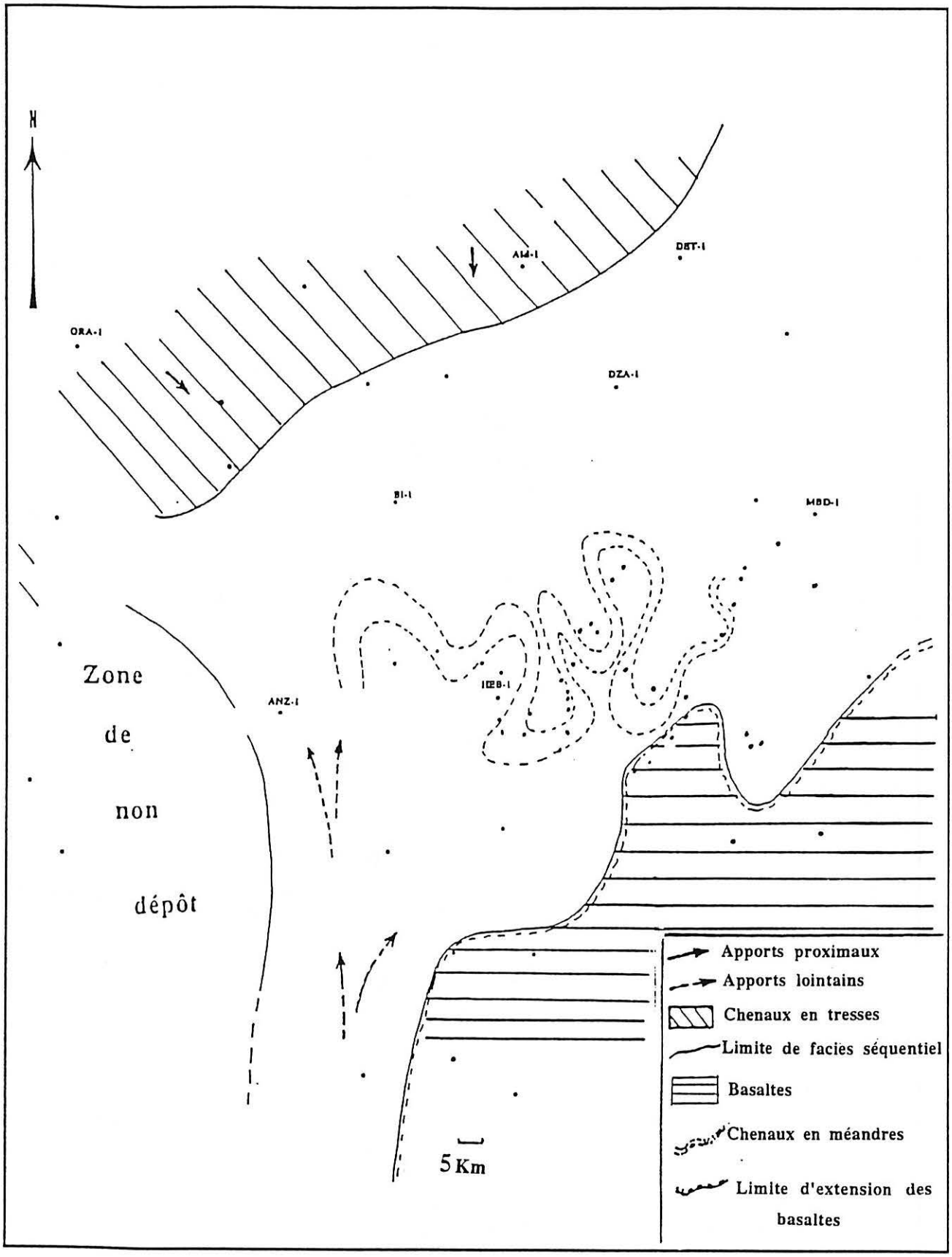


Fig. 47: Paléogéographie au cours du dépôt de la formation T1. Zonéographie séquentielle.

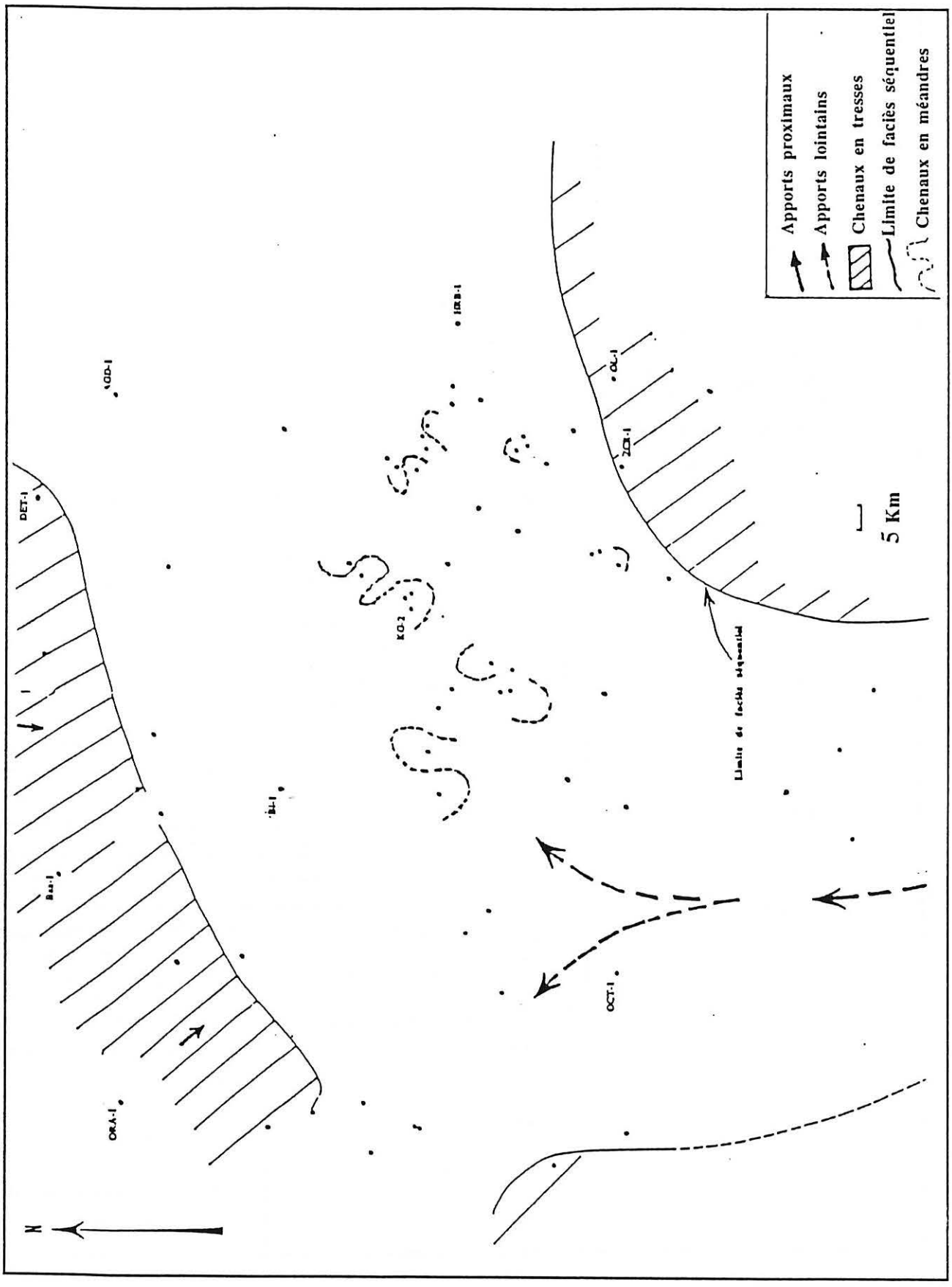


Fig. 48: Paléogéographie au cours du dépôt de la formation T2. Zonéographie séquentielle.

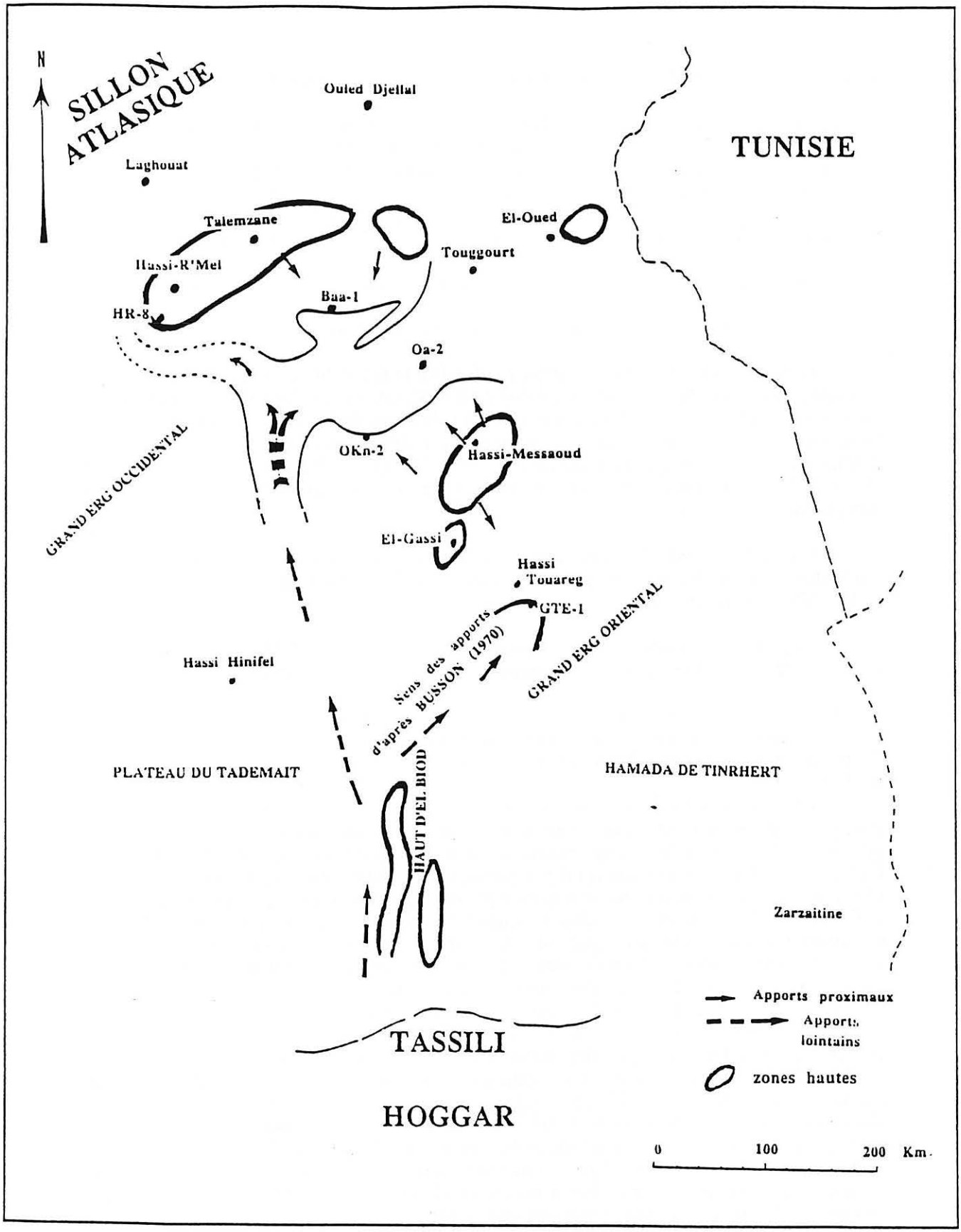


Fig. 49: Place du Paléo-Mya dans le Sahara au cours du Trias.

de l'Ouest vers l'Est (du Trias à l'Albien) puis de nouveau vers l'Ouest (de l'Albien à l'heure actuelle).

Lors de la phase éruptive **(pendant le dépôt de la série intermédiaire)** (fig. 46), la mise en place des basaltes a modifié la géographie de la région et conditionné la morphologie de la vallée du paléo-Mya inférieur. L'étalement des basaltes vers le Nord et vers l'Ouest a provoqué le déplacement du cours vers le Nord et vers l'Ouest. C'est cette nouvelle configuration morphologique qui justifierait l'appelation de **paléo-Mya intermédiaire.** La figure 47 nous montre que les sources Nord-Ouest et Nord ont joué le rôle principal.pour les sédiments déposés sur leurs flancs Sud-Est et Sud de Talemzane - Hassi-R'Mel. La vallée s'est considérablement rétrécie, les chenaux méandriformes occupent une aire restreinte, la source lointaine, supposée située au Sud de la région étudiée, n'aurait fonctionné que très sporadiquement.

Pendant le dépôt de la formation T1 (fig.48), le paléo-Mya s'élargit et les chenaux fluviatiles à méandres s'étalent largement dans l'espace. Ce qui signifie que les sources situées au Nord et au Nord-Ouest ont joué un rôle secondaire et que ce serait la source lointaine, au Sud, qui aurait fourni la majorité des sédiments à la paléovallée. La voûte d'Allal n'aurait fourni que très localement des sédiments (absence de T1 à OSB-1 et OTO-1) Pour le T1 on parlera alors de **paléo-Mya moyen.**à cause du changement de la morphologie du cours.

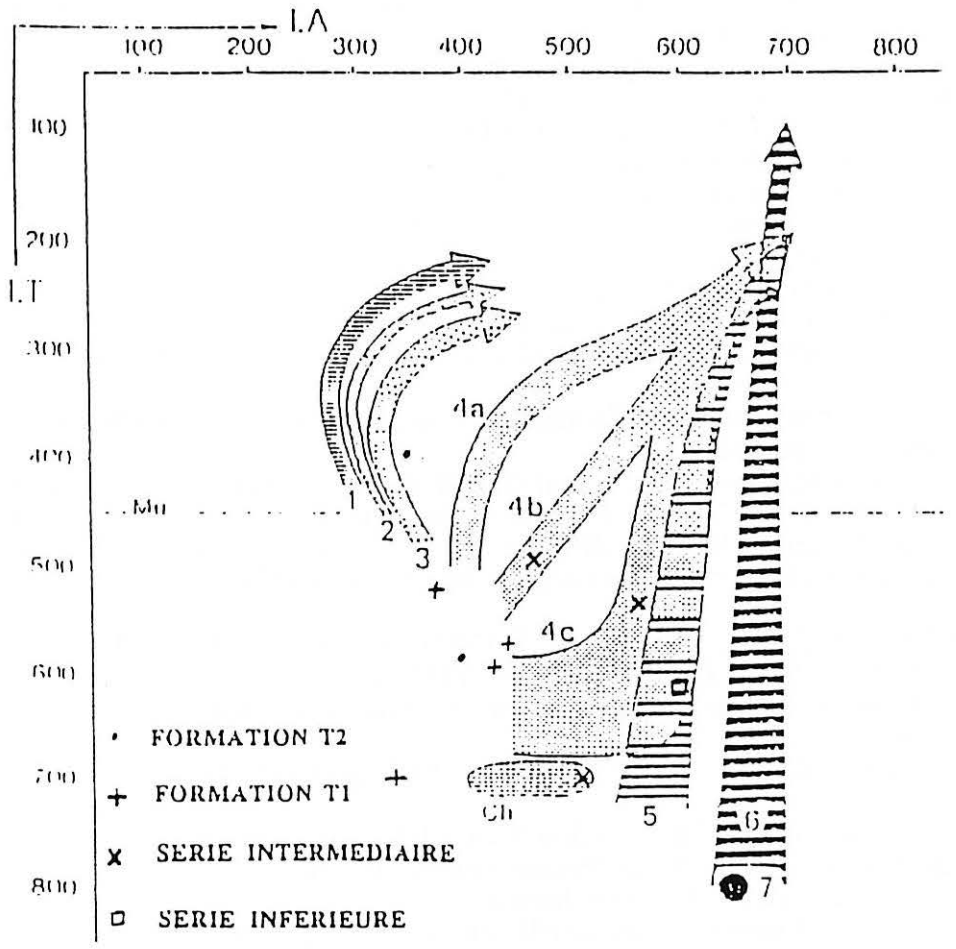
La figure 49 montre qu'au cours du dépôt de la formation T2, la région aurait été alimentée de la même manière que la formation T1. Pour la formation T2 je parlerai de **paléo-Mya supérieur.**

La figure 44 montre les divagations dans le temps du paléo-Mya. Ces fluctuations prennent au cours du temps une allure sinusoïdale typique des cours d'eau.

3.- Typologie des zircons.

Malgré le nombre très peu élevé (5 ou 6 par population de 100 grains de zircons) de grains déterminés, certains résultats sont quand même à signaler. Il faut donc retenir les faits suivants :

- **Dans la série inférieure** (sondage DJH-1), notons surtout l'évolution du zonage (dans un même grain) d'un type G au centre du grain à un type S19 à sa péripherie. Il y a aussi le passage progressif, dans un même grain, du type G au type P5. Ces deux évolutions montrent qu'il y a passage d'un milieu moins chaud vers un autre plus chaud. Cette évolution ne se retrouve pas dans les autres sondages; par ailleurs, il y a de nombreuses traces de chocs (cupules) dues à l'action éolienne (PUPIN, communication orale) sur un grand nombre de grains (sondages DJH-1 et DET-1).
- **Dans la série intermédiaire** persistent les cupules d'origine éolienne dans la plupart des sondages. De plus, on peut considérer que la majorité des grains de zircon ont pour origine des roches volcaniques ou des granites subvolcaniques à cause de la présence presque constante d'inclusions d'apatite (PUPIN, communication orale), et de cristaux négatifs dans la plupart des grains; ceci est aussi valable pour la série inférieure.
- **Dans la formation T1** et seulement dans le sondage DJH-1, il existe sur certains grains des stries rectilignes assez usées soulignées parfois par des impuretés. Les zircons des sondages Bi-1, ZCR-1, DET-1 et DJH-1 ont grosso-modo pour origine des roches volcaniques et des granites intrusifs. Les zircons du sondage ORA-1 ont eux aussi pour origine une roche volcanique et une roche anatectique (leucogranite) à cause de la présence de groupements cristallins à axes C parallèles. Signalons la présence de cupules d'origine éolienne sur la grande majorité des grains.
- **Dans la formation T2,** les zircons montrent, d'après la nature de leurs inclusions, une origine volcanique et/ou subvolcanique; leur surface montre aussi des traces d'origine éolienne. Le seul caractère frappant est la présence de stries (toujours dans le sondage DJH-1).



1= Champ des granites alumineux.
2= Champ des monzogranites et granodiorites.
3= Champ des monzogranites alumineux.
4. a, b, c= Champ des granites des séries calco-alcalines.
5= Champ des granites des séries sub-alcalines.
6= Champ des granite des séries alcalines.
7= Champ des granites et séries tholéitiques.

Ch= Charnokites.

Fig. 50: Distribution et positionnement sur le diagramme IA et IT des points moyens des populations de zircons étudiés dans les grès du Trias du Sahara (Ouargla).

Conclusion.

L'étude de ces zircons, bien que très sommaire, a tout de même permis de dégager les résultats suivants :

- une origine volcanique et/ou subvolcanique de la majorité des zircons;
- la présence de traces de chocs d'origine éolienne sur un grand nombre de grains et sur tous les sondages et les formations étudiés;
- les résultats les plus caractéristiques sont ceux fournis par les zircons du sondage DJH-1, à savoir l'évolution, dans un même grain, du type G au type S ou P qui souligne une origine anatectique; on note aussi la présence, dans les formations T1 et T2, de grains de zircons à stries;
- le positionnement sur le diagramme IA et IT (fig. 50) des points moyens des populations montre un éclatement de ces points pour chaque formation, ce qui s'interpréterait comme un indice d'une pluralité des sources d'apports pour chacune d'elles;
- notons cependant, pour la formation T1, une tendance vers les roches de la série calco-alcaline, mais sans plus.

Ces résultats partiels sont difficilement interprétables vu le très faible nombre de grains déterminables. Il serait souhaitable de développer cette méthode d'analyse aux sédiments détritiques du Trias en étudiant un grand nombre d'échantillons pour pouvoir aboutir à des résultats et des conclusions plus fiables.

E. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE, DU CLIMAT ET DE L'EUSTATISME SUR LA SÉDIMENTATION.

La tectonique est, avec le climat, l'un des principaux facteurs qui régissent la sédimentation.

Pour cela, il faut considérer, selon DELFAUD (1984), certaines notions primordiales :

- dépôts corrélatifs: selon TRICART (1962) la sédimentation étant le résultat de l'accumulation de matériaux érodés en amont, cela implique que la sédimentation est corrélative de la morphogenèse;
- cyclothème morphosédimentaire : les périodes de changements climatiques provoquent une intense activité sédimentaire;
- altération et pédogenèse : il se produit dans les sols des processus importants.

1. Tectonique antétriasique.

Le môle de Hassi-Messaoud a eu une histoire paléotectonique assez compliquée. C'est le prolongement de la dorsale d'El-Biod de plus de 800 km de long.

Différentes phases tectoniques ont affecté ce môle et la région environnante. MASSA et al. (1972) en distinguent cinq dont deux sont post-triasiques :

- phase éo-calédonienne précoce, anté-trémadocienne (environ 500 MA) : structuration tardi-cambrienne, avec failles orientées Nord-Est - Sud-Ouest, et volcanisme;
- phase calédonienne majeure (environ 400 MA), de la fin du Silurien au Dévonien basal;
- phase hercynienne majeure (environ 225 à 250 MA);
- phase alpine autrichienne (environ 110 MA);
- rejeux épirogéniques du Plio-Villafranchien.

Les mouvements Hercyniens ont peut-être affecté la zone Nord (môle de Talemzane).

Des failles d'orientation Est-Ouest sont probablement dues aux mouvements alpins (phase autrichienne).

Sur la carte des principaux axes structuraux probables au Silurien, il y a (ASMAT, A.R., 1984) un "trend" structural d'orientation Nord-Est - Sud-Ouest constituant une succession de zones hautes et basses. Il existe donc une crête qui passe au Sud par le sondage NH-1 et qui se prolonge vers le Nord-Est jusqu'à Kef el Argoub

(KG-2) en passant par Draâ et Temra (DRT), puis s'estompe au niveau du sondage KGN-1.

A l'Ouest de cet axe se trouve une dépression allongée et de même orientation (Nord-Est - Sud-Ouest) que l'axe haut.

A. BOUDJEMA (1987) distingue dans l'ensemble de la province triasique plusieurs phases qui sont résumées dans le tableau 6 bis.

2. Quelques aspects de la tectonique synsédimentaire.

En observant la figure 15 de corrélations séquentielles, remarquons, de part et d'autre du sondage DRT-1, deux failles qui ont principalement joué pendant le dépôt de la série intermédiaire et ont favorisé la montée des laves basaltiques et leur épanchement en surface. La région de Draa et Temra (DRT) et celle située entre Guellala (GLNE-1) et Zaccar (ZCR-1) se sont affaissées (épaisseurs des basaltes très importantes, de 120 m à 140 m) et se trouvaient séparées par une zone haute (épaisseur moyenne des basaltes d'environ 70 m). Cette période d'activité volcanique serait due à l'ouverture de l'Atlantique central, tout comme celles mises en évidence par H. BERTRAND et PRIOTON (1978) au Maroc et par H. LAPIERRE et al. (1984) dans le Trias d'Oranie.

Pendant les premières émissions basaltiques, le môle d'Hassi-Messaoud a continué à fournir du matériel détritique à la sédimentation; en effet, deux petits niveaux gréseux sont intercalés au sein des roches éruptives (sondage ZCR-1).

Ce môle a été, par la suite, presque totalement recouvert par les coulées éruptives. A la même période, dans la partie Nord et Nord-Ouest de cette région, il se déposait du matériel sédimentaire formant grosso-modo une mésoséquence probablement synchrone des basaltes. Les émissions volcaniques étaient entrecoupées par des arrêts plus ou moins longs matérialisés par plusieurs niveaux à encroûtements dolomitiques pédogénétiques au sein même de ces basaltes. Par ailleurs, on peut y observer des fissures oblitérées par une dolomite syntectonique (E. JAUTEE, communication orale). Cette dolomite montre plusieurs stades de croissance à partir des épontes des fractures, formés au fur et à mesure que celles-ci s'élargissaient par distension.

Par la suite, au cours du dépôt de la formation T1, la zone de Draa et Temra (DRT), qui était affaissée, a eu un léger mouvement ascendant. Puis, au cours du dépôt de la formation T2, cette zone s'est encore un peu soulevée, alors que la région située entre Haniet el Beida (HEB) et Oued Noumer (ONN-1) a eu un léger mouvement subsident assez ample; la zone de DRT ayant alors légèrement fléchi (fig. 15).

Pendant le Trias peu de structures se sont développées et les seules régions où elles se sont bien formées sont celles de Haoud Berkaoui et Ben Kahla.

3. Aperçu sur la tectonique post-triasique.

A.R. ASMAT (1984) a mis en évidence, dans son étude sur l'évolution paléostructurale de la région de l'Oued Mya, les faits suivants.

- Beaucoup de structures ont commencé à se former après le dépôt des sels du Lias (S1+S2) et ont acquis leurs formes définitives pendant la dernière moitiée du Crétacé.
- Il existe des failles de direction Est-Ouest probablement dues aux mouvements alpins (phase autrichienne).
- Au Sénonien salifère il y a eu un mouvement ascendant (absence de dépôts sénoniens).
- A l'Eocène, il y a eu aussi des mouvements.
- La structure qui a longtemps persisté se situe à l'Est de la région étudiée, dans la partie Sud du bloc 417 (vers le sondage EH-1); elle constitue très probablement un prospect intéressant pour les hydrocarbures.

Phases tectoniques	Atlas saharien oriental (Aurès) (stéréo n°)	Atlas saharien central (Bou-Saada-Laghouat) (stéréo n°)	Atlas saharien occidental (El-Bayadh-Mecheria) (stéréo n°)	Plate-forme saharienne (stéréo n°)	Calage stratigraphique
Phase Nord-Sud Villafranchien	1. δ1: N 000 à N010 (Turonien) 2. δ1: N020 (Tortonien Messinien) 4,5δ1: N000 (Oligocène) 6. δ1: N015 (Danien)	10-12: N015	15. δ1: N170 (Dogger)	21.δ1:NNE-SSW(Trias)	Post-Villafranchien
Compression E-W à N100	6. δ1: N090 (Danien)	9.δ1: N090 (Mio-Plioc)			syn. à post-Mio-Pliocène
Compression à N140	2. δ1: N140 (Tortonien-Messinien) 5. δ1: N140 (Oligocène) 6. δ1: N140 (Danien)	9.δ1: N140 (Mio-Plioc)			syn. à post-Tortonien-Messinien
Distension N-S	3. N-S (intra-Miocène) (syn à post Torton.-Mess. 2. N-S (Oligocène)				syn à post-Tortonien-Messinien
Compression à N060	4.5δ1:N060 (Oligocène) 6. δ1:N060 (Danien)	12.δ1: NE-SW (Turon.)			syn à post Oligocène anté-Tortonien
Compression à N140	6. δ1: N140 (Danien) 7. δ1: NW-SE (anté-Ol. 8. δ1: N140 (Albien)	10. 11. 12.δ1:N140 Turo 13.δ1 (Jurassique sup.)		20. δ1: NW-SE (Turon.)	post Danien, anté-Oligocène
Distension NW-SE				19. N150? (syn Turonien)	Turonien
Compression E-W à N100			16. 17.δ1:N100 (Dogger)	23.δ1: E-W (Carbonifère)	post-Jurassique
Distension NE-SW			18. NE-SW(syn Jur.Sup. 16. NE-SW (Dogger)		Jurassique supérieur
Distension WNW-ESE			16. WNW-ESE (Dogger)	Trias	Dogger
Distension NE-SW				22. N045 (Trias syn-sédi--mentaire)	Contemporaine du Trias
Compression NW-SE				23.δ 1: N130 (Carbonif.)	post-Carbonifère

Tableau 6 bis: Résultats de l'analyse structurale (BOUDJEMA, 1987).

4. Relations existant entre la tectonique, le climat et la sédimentation. Influence de la morphologie.

Ce qui est remarquable lors du dépôt de la série inférieure, c'est l'absence presque totale de manifestations tectoniques (fig. 15) pendant cet intervalle de temps.

Il y a cependant de très timides amorçes de failles (fig. 66) qui deviendront par la suite très importantes lors de la phase éruptive, pendant le dépôt de la série intermédiaire.

Cette série inférieure est une série de comblement d'une large paléovallée. La sédimentation s'est poursuivie jusqu'à ce que le sommet du remblaiement et le niveau d'érosion (môle de Hassi-Messaoud) soient situés sur le même alignement, ce qui a eu pour conséquence de créer une topographie pénéplanée, presque horizontale; phénomène comparable à celui décrit et étudié dans la chaîne Ibérique par PAILHE et THOMAS (1984).

La présence de niveaux à encroûtements dolomitiques pédogénétiques au sein de cette formation serait l'indice d'un climat à saisons alternées, de type semi-aride à longues saisons sèches (G. TRUC et al., 1989). On voit donc que le climat est, dans le cas de la série inférieure, le principal agent qui règle la sédimentation; le contraste topographique intervenant en second lieu car l'aplanissement a provoqué l'arrêt de l'érosion.

Cet arrêt des apports sédimentaires se manifeste par la présence d'un niveau à encroûtement dolomitique au sommet de la série inférieure et observable sur plusieurs sondages (HEB-1, ZCR-1, KG-2). C'est un arrêt quasi général de la sédimentation dans toute cette région avant que ne se mettent en place les basaltes

Au cours du dépôt de la série intermédiaire, la tectonique et le climat ont eu une action commune. En effet, les zones de Draâ et Temra (DRT) et Guellala Nord-Est (GLNE) sont le siège d'une tectonique cassante qui provoque l'apparition de failles verticales. L'action conjuguée de celles-ci entraîne des mouvements ascendants et des affaissements de blocs entiers ainsi que la montée de la lave le long des fractures. La carte en isopaques (fig. 67) montre que ces failles présentent deux mouvements, l'un vertical et l'autre horizontal, ce qui traduit un écartement des fractures (distension). Des niveaux à encroûtements pédogénétiques de nature dolomitique intercalés au sein de la roche éruptive (sondage ZCR-1) indiqueraient des périodes d'arrêts de l'activité volcanique ainsi que de la tectonique.

La présence de ces encroûtements permet de dire que la phase éruptive est liée à l'activité et aux mouvements de ces failles les unes par rapport aux autres. Donc la tectonique et le climat semi-aride à saisons contrastées ont eu une action conjointe; par ailleurs, il se rencontre au sein de la roche éruptive des niveaux à altération ferrugineuse au-dessus desquels se trouvent des encroûtements dolomitiques qui ont tendance à les épigéniser; ce qui s'interprèterait comme une alternance de périodes humides suivies de périodes sèches.

Du point de vue de la morphologie, l'épanchement des basaltes a complètement modifié la topographie de la région; le cours du paléo-Mya se trouve alors repoussé plus au Nord et au Nord-Ouest (fig. 46). En conséquence, la période de dépôt de la série intermédiaire est assez particulière puisqu'elle matérialise une action et une influence simultanées de la tectonique, du climat, et de la morphologie sur la sédimentation. Ainsi :

- la tectonique cassante a favorisé la montée et l'épanchement des laves sur une grande partie de la région étudiée. Les phases volcaniques sont conditionnées par le rejeu des failles;
- le développement de niveaux à encroûtements dolomitiques pédogénétiques au sein des basaltes trahit des périodes de calmes tectoniques et d'arrêts des éruptions volcaniques; ils matérialisent, par ailleurs, un climat de type semi-aride à saisons contrastées;
- l'ennoyage, en majeure partie, du môle de Hassi-Messaoud par les basaltes, ainsi que la déviation du cours du paléo-Mya vers le Nord et le Nord-Ouest, sont les indices principaux d'un changement quasi général de la morphologie de la région.

Au cours du dépôt des formations T1 et T2, la tectonique, dans cette région, se manifeste par quelques mouvements amples à grands rayons de courbure. Seul, le climat

a pris de l'importance et c'est ce qui permet d'expliquer la présence de ces dépôts détritiques d'épaisseurs assez importantes.

5. Part de la tectonique et de l'eustatisme dans la genèse des séquences

Dans le cadre de cette étude, je raisonnerai surtout à l'échelle de la mésoséquence de façon à mettre en évidence une dynamique sédimentaire ainsi que des épisodes sédimentaires (ou événements) à l'échelle de la région étudiée et propres à celle-ci. **En établissant des corrélations séquentielles on corrèle parallèlement des événements (CANT, 1984).**

Nous venons de voir les différentes parts prises par la tectonique et/ou le climat au cours du dépôt de chacune des formations définies ici. On sait, par ailleurs, que du point de vue des environnements sédimentaires cette région aurait très probablement fonctionné à la manière d'un estuaire et que les influences littorales tidales laissaient leurs empreintes au sein des séquences (structures en micro-delta de plage, dépôts de slikke à KG-2 et Bi-1 par exemple). La genèse des séquences dans cette région serait donc non seulement due aux actions tectono-climatiques, mais aussi aux fluctuations d'un littoral marin plus ou moins proche.

L'immense planéité de la plate-forme saharienne au cours du Trias est un facteur important qui permet d'enregistrer au sein du sédiment les fluctuations, même faibles, du niveau marin. Ce qui revient à adopter un raisonnement à l'échelle des grandes évolutions séquentielles (les mégaséquences ou mégacycles de VAIL, 1977, et de HAQ et al., 1987). Ces auteurs ont réalisé, grâce à un calage stratigraphique précis, des courbes de référence montrant les grandes fluctuations du niveaux marin au cours du temps et à l'échelle mondiale.

D'après la "MESOZOIC-CENOZOIC CYCLE CHART" de B.U. HAQ et al., 1987), pendant le Carnien et le Norien, il s'est produit de telles variations mondiales du niveau marin. Elles pourraient être parallélisées avec celles qui ont été mises en évidence dans la région de l'Oued Mya.

A l'échelle de la mégaséquence (mégacycle) le découpage séquentiel n'est pas réalisable. Faut-il donc assimiler les mésoséquences considérées dans cette étude à des mégaséquences ? Si c'est le cas, il faut donc supposer que la sédimentation a été très lente pour pouvoir déposer des mégaséquences de faible amplitude (40 à 50 m d'épaisseur en moyenne).

Les mésoséquences considérées dans cette étude sont constituées par un certain nombre de petits cycles qui pourraient matérialiser des entités chronostratigraphiques (PACs, Punctuated Aggradational Cycles, de Goodwin et Anderson, 1985). Ils correspondent aux cycles d'ordre quatre définis par Vail (1977).9 sondages, situés en amont de la zone à influence estuarienne, ont été pris comme exemples.

On considèrera qu'un PAC équivaut à une tranche de temps variant de 20.000 à 100.000 ans ou de 100.000 à 400.000 ans. Je prends la valeur de 400.000 ans comme hypothèse de base. Le nombre de PACs a été compté pour chacune des formations définies dans cette étude. Les résultats sont reportés dans le tableau ci-après:

Sondages	Série inférieure	Série Intermédiaire	Formation T1	Formation T2	Ag(M.A)
OMT-1	13 cycles	12 Cycles	24 cycles	11 cycles	24 MA
ONR-1 bis	25 "	13 "	32 "	16 "	34,4 MA
HEB-1	34 "	Basaltes	15 "	33 "	32.8 MA
HBK-1	24 "	Pas de S. Interm.	18 "	09 "	20,4 MA
GLNE-5	24 "	Basaltes	Pas de T1	25 "	19,6 MA
ANZ-1	22 "	Basaltes	11 cycles	17 "	20 MA
0NN-1	23 "	18 cycles	24 "	16 "	32,4 MA
OCT-1	16 "	11 "	Pas de T1	15 "	16,8 MA
BKSW-1	12 "	Basaltes	Pas de T1	11 "	9,2 MA

Ce tableau nous donne au total une durée moyenne d'environ 23,35 MA pour un intervalle dont les pollens indiquent un âge Carnien-Rhétien; ce chiffre cadre assez bien avec celui indiqué sur la "Mesozoïc-Cenozoïc Cycle Chart" pour le Carnien-Rhétien.et qui est de 21 MA.

Conclusion.

L'utilisation de paraséquences censées enregistrer de petites fluctuations eustatiques, pouvant être assimilées aux PACs de Goodwin et Anderson et dont on a supposé que la durée était de 400.000 ans, pourrait ainsi conduire à un meilleur découpage stratigraphique et à une meilleure estimation des durées que ceux des mégaséquences ou mégacycles de VAIL.

VI. TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES.

A. INTRODUCTION - DEFINITIONS.

Le terme de diagenèse a été créé par les géologues qui étudiaient surtout les sédiments déposés en milieu marin sur le plateau continental. Il a fait l'objet de multiples interprétations au cours du temps et selon les écoles. G. DUNOYER DE SEGONZAC (1969) a remarquablement retracé toutes ces étapes.

La diagenèse, au sens large, concerne l'ensemble des processus affectant un sédiment après son dépôt et avant le métamorphisme (PETTIJOHN & al., 1987).

Les sédiments détritiques du Trias de la région de Ouargla ont subi, après leur dépôt, des transformations diagénétiques notables et d'intensité variable. Certaines se sont manifestées précocement, juste après le dépôt des sédiments; d'autres se sont produites tardivement, au cours de l'enfouissement de ces formations sédimentaires.

Donc, il conviendra de bien faire la distinction entre ces deux types de transformations diagénétiques.

B. ASPECT PETROGRAPHIQUE.

1. Place des carbonates dans la séquence.

A l'échelle de la carotte de sondage, la dolomite montre dans les niveaux argileux et/ou argilo-silteux, des formes en nodules isolés qui deviennent par la suite coalescent vers le haut de la séquence; ainsi que, moins fréquemment, des réseaux de filonnets se recoupant presque perpendiculairement (aspect en grilles) et constituant alors des accumulations en masses dolomitiques. Ils s'observent généralement au sommet des séquences élémentaires.

2. Aspect macroscopique.

Dans les grès existent la plupart du temps des taches blanchâtres de taille variable allant du millimètre au centimètre . Elles sont de nature dolomitique et/ou anhydritique (pl. 1, fig. 3 et 4).

3. Aspect microscopique.

Dans les niveaux argileux et/ou argilo-silteux, l'examen des lames minces montre des amas dolomicritiques dans lesquels flottent des grains de quartz en partie corrodés par la dolomicrite et/ou l'anhydrite. Dans les grès se développent, la plupart du temps, des taches de tailles très variables allant du millimètre au centimètre. Elles sont de nature dolomitique et/ou anhydritique. En lames minces, elles ont une forme plus ou moins circulaire (pl. 3, fig. 7 et 8); les quartz et autres matériaux détritiques y sont fortement corrodés et remplacés par la dolomite et/ou l'anhydrite, ce qui peut réduire leur volume initial de 75%. A cause de cette corrosion les grains ne sont jamais jointifs au sein de ces taches sphériques; les quartz, ainsi que les autres grains détritiques, sont disjoints les uns des autres et paraissent flotter au sein de grands cristaux poeciloblastiques de dolomite. Par contre, dans la roche encaissante, la texture est jointive; les grains détritiques se touchent et leurs contacts sont en général droits et concavo-convexes; le peu d'espace restant entre les grains est oblitéré par de la silice secondaire qui se développe en auréoles autour des grains de quartz.

Ces taches de forme subsphérique ont l'aspect d'un assemblage de grands cristaux accolés les uns aux autres, au sein desquels baignent les grains détritiques corrodés. On obtient ainsi toute une gamme de taches dolomitiques subsphériques de différentes tailles au sein des sédiments gréseux.

A ce stade là, ces taches sont comparables aux formes dolomitiques circulaires observées au sein des sédiments argileux et argilo-silteux.

En outre, l'anhydrite apparaît, au sein des grès, avec les mêmes formes en taches et/ou en plages subsphériques De plus, elle corrode et remplace les quartz. Cette anhydrite représente le résultat de la déshydratation du gypse suivie d'une recristallisation sous forme d'anhydrite au cours de l'enfouissement (JAUZEIN, 1974).

C. LA DIAGENESE PRECOCE ET SUPERFICIELLE : LES ENCROUTEMENTS EPIGENETIQUES.

1.- Généralités sur les encroûtements.

Les accumulations dolomitiques sont localisées au sein des grès sous forme de taches, et dans les niveaux argileux et/ou argilo-silteux (en sommet de séquence élémentaire) où elles se présentent à l'oeil nu sous deux aspects : l'un en nodules devenant plus ou moins coalescents au sommet de la séquence, l'autre en grilles, lui aussi au sommet de la séquence élémentaire.

Une telle disposition géométrique en nodules, en plages subsphériques, et en grilles, relève de l'épigénie carbonatée telle qu'elle a été définie par : MILLOT et al., 1977 ; MILLOT, 1979 ; NAHON, 1976 ; RUELLAN et al.,1978 ; TRUC et al., 1985.

Ces structures rappellent celles qui se forment en domaine continental dans les encroûtements calcaires. Elles proviennent d'une **épigénie.** Ce terme concerne les phénomènes de "remplacement à volume constant d'un minéral ou d'une roche par un autre minéral de composition toute différente" (G. TRUC et al., 1985).

Le problème de la genèse de ces accumulations carbonatées a été étudié par de nombreux auteurs : DURAND, 1959; BOULAINE, 1957; REEVES, 1976 ; BREWER, 1964 ; GILE et al., 1965, 1966 ; RUELLAN, 1970; GOUDIE , 1973; NETTERBREG, 1966; MILLOT et al., 1969 & 1977; RUELLAN et al., 1977; TRUC, 1975; TRUC et al., 1985 ; SASSI et al., 1984; NAHON 1976; BOCQUIER et al., 1974; FREYTET et PLAZIAT, 1978; ROULLIN, 1985, 1987; BEAUCHAMP et PERRIAUX, 1978.

On distingue plusieurs catégories:

- L'encroûtement carbonaté, au sens de RUELLAN, qui désigne une séquence de formes matérialisées successivement par des amas friables, granules, nodules, encroûtements, croûtes et dalles compactes.
- L'encroûtement au sens strict est constitué d'une multitude de nodules coalescents et/ou de barreaux à développement centripète dans le cas d'une "grille".
- Le mécanisme de cette accumulation est le remplacement par épigénie (RUELLAN et al.,1977 ; MILLOT et al., 1977 ; TRUC et al.,1985).

Certaines de ces formes d'accumulations ont été seulement signalées par les géologues pétroliers, dans le Trias du Sahara algérien, mais leur attribution à des phénomènes d'épigénie n'a pas été faite.

On peut distinguer plusieurs types d'encroûtements selon le matériel chimique qui les constitue :

- Encroûtement calcaire ou "calcrête".
- Encroûtement dolomitique ou "dolocrête".
- Encroûtement siliceux ou "silcrête".
- Encroûtement gypseux ou "gypcrête".

Les formes d'accumulations sont les mêmes et, dans le cas de la région de l'Oued Mya, le matériel chimique qui constitue ces encroûtements est la dolomite; il s'agit donc d'encroûtements dolomitiques ou "dolocrêtes", pareils à ceux décrits et étudiés par SPY-ANDERSON (1980) dans la région des Vans, RICHTER (1985) en Allemagne, EL-YOUSSI (1986) dans le Haut Atlas du Maroc, OUJIDI (1988) dans la bordure Cévenole, BENSALAH (1989) dans l'Eocène d'Algérie.

On peut distinguer deux types d'encroûtements carbonatés :

- les encroûtements carbonatés pédogénétiques;
- les encroûtements carbonatés liés aux battements d'une nappe phréatique (SPY-ANDERSON, 1980).

2. Les encroûtements carbonatés de nature pédogénétique.

a.-Etat des connaissances.

Un sol est défini comme une "formation superficielle en place (formation pédologique) résultant de l'altération des roches" (A. FOUCAULT et J.F. RAOULT, 1984).

Le sol est constitué de différents niveaux appelés horizons; du haut vers le bas, la succession classique est la suivante:

UNIVERSITE DE LYON C.S.T. GÉOLOGIE

- horizon A (éluvial);
- horizon B (illuvial);
- horizon C (roche mère peu transformée);
- horizon R (roche mère non transformée).

Le terme de roche mère a ici un sens tout à fait différent de celui employé par les géologues pétroliers. Ici, il est employé pour désigner une roche saine non altérée.

C'est dans l'horizon B que s'accumulent les éléments chimiques tels que les carbonates, le fer, ou la silice pour constituer une croûte.

La pédogenèse commençante est caractérisée par l'argilisation (montmorillonite, palygorskite, séricite néoformées). L'épigénie carbonatée est le stade postérieur à l'argilisation

Cette épigénie est toujours isovolume (MILLOT et al., 1977; G. TRUC et al., 1985). On parlera d'encroûtements carbonatés pédogénétiques.

Toutes ces notions, d'abord développées par de nombreuses études sur les calcrêtes, se sont avérées ensuite également applicables au dolocrêtes (SPY-ANDERSON, 1980, par exemple).

b.- Applications aux sédiments détritiques du Trias de la région étudiée.

Ces encroûtements dolomitiques pédogénétiques se localisent aux sommets des séquences de premier ou de deuxième ordre. Macroscopiquement on observe des niveaux dolomitiques minces (10 à 20 cm d'épaisseur) souvent tronqués au sommet par une cicatrice d'érosion. Ils sont constitués de nodules plus ou moins épars devenant coalescents au sommet (pl. 1, fig. 2); on note aussi la présence de racines épigénisées par les carbonates; parfois des fissures carbonatées subhorizontales et subverticales se recoupent et donnent des figures en "grilles" (pl. 1, fig. 1).

A l'échelle de la lame mince, un sédiment dolomicritique montre des reliques du sédiment originel argileux et des glaebules à fentes planaires ou courbes dolosparitisées ou dolomicrosparitisées (pl. 3, fig. 4 et 5).

"Un glaebule est une entité au sein du fond matriciel, que l'on distingue de celui-ci par une concentration plus grande en un quelconque constituant ou par une différence d'assemblage avec celui-ci" (R. BREWER, 1972, in SPY ANDERSON, 1980).

SPY ANDERSON, en 1980 (France), ELYOUSSI, en 1987 (Maroc) OUJIDI, en 1988 (France) ont décrit et étudié les mêmes phénomènes dans les sédiments du Trias, de même que BENSALAH (1989) dans l'Eocène d'Algérie.

Au-dessus de ces dolocrêtes, il existe souvent une cicatrice d'érosion surmontée par un conglomérat à galets de "croûtes"; ce qui témoigne du caractère subaérien de ces encroûtements qui se forment à la fin de chaque séquence sédimentaire. Ils matérialisent bien une période d'arrêt des apports détritiques avant l'installation d'une nouvelle séquence sédimentaire au-dessus de la précédente (pl. 3, fig. 3).

Certaines accumulations dolomitiques épigénétiques montrent des formes ressemblant à celles observées en France (Ardèche) et au Maroc; d'autres formes apparaissent plus typiques à la région étudiée (pl. 5, fig. 3 et 4).J'ai choisi comme exemple trois sondages assez bien carottés : NH-1 (NECHOU), KG-2 (KEF -EL-ARGOUB) et KG-1 (Tableau 7).

Dans le sondage NH-1, la formation T1 montre de grandes concrétions dolomitiques qui apparaissent typiques de la région; il en est de même pour la série inférieure où l'on observe l'évolution depuis des concrétions du type Ardèche et Maroc vers des concrétions à forme typique de la région étudiée.

Dans la série intermédiaire, le sondage KG-2 livre, au sein de la roche éruptive (basaltique) une forme à sections rectangulaires très particulière chez la dolomite. Ces sections cristallines rectangulaires ne semblent avoir été décrites jusqu'ici que dans le Trias pédogénétique d'Ardèche (SPY-ANDERSON, 1980). Ici, elles sont encore mieux développées qu'en Ardèche.

Le sondage KG-1 montre surtout au sein des basaltes une dolomite à clivages courbes et à sections lenticulaires et une autre de forme rectangulaire.

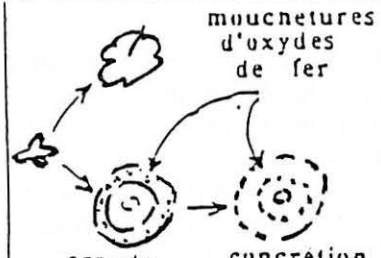
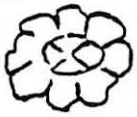
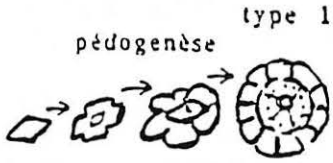
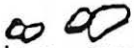
	NH-1	KG-2	KG-1
FORMATION T2			
FORMATION T1	 typiques du sondage	type Ardèche et Maroc  petites concrétions dolomite rectangulaire  (zone supérieure de l'encroûtement)	
SERIE INTERMEDIAIRE	ciment ferrugineux dans les fissures circulations d'eaux vadoses fissures comblées par du détritique: eaux vadoses.	 dolomite rectangulaire typique au sondage  concrétion typique du sondage	  dolomite rectangulaire dans une vacuole
SERIE INFERIEURE		cristaux zonés: encroûtement en plusieurs étapes  type Ardèche et Maroc	 petites concrétions type Ardèche  ébauche des type Ardèche et Maroc

Tableau 7: Schémas des différents types de formes dolomitiques pédogénétiques rencontrées dans les sédiments du Trias de l'Oued Mya. Noter l'absence de ces formes au sein de la formation T2.

3. Encroûtements carbonatés liés aux battements d'une nappe phréatique.

a.- Etat des connaissances.

Ces types d'encroûtements ont été étudiés par SPY ANDERSON, 1980; G. TRUC et al., 1985; ELYOUSSI, 1987; ils sont caractérisés par :

- la présence d'horisons marmorisés,
- l'absence de structures superficielles (terriers, racines),
- le respect des structures sédimentaires originelles,
- la répartition en taches du carbonate au sein du sédiment gréseux,
- une carbonatation le long des joints de stratification,
- le caractère oblique du front carbonaté par rapport au litage.

G. TRUC et al., 1985, ont montré que les transformations sous couverture, par diagenèse de nappe, de roches sédimentaires en roches carbonatées s'effectuent par remplacement à volume constant, dit encore **épigénie carbonatée.** Remarquons d'ailleurs que la dolomitisation en général s'effectue bien à volume constant et non ion par ion. Cette altération sous couverture est provoquée par le mouvement des nappes phréatiques.

b.- Application aux sédiments du Trias de l'Oued Mya

On observe ces dolocrètes ou "croûtes de nappes" dans les grès sous formes de sphérules, taches ou mouchetures dolomitiques et le long des litages horizontaux; les fronts de nappes dolomitisantes recoupent des litages inclinés.

Au microscope, le front de dolomitisation présente une zone limite extérieure à gros cristaux de dolomite; derrière le front, la taille des cristaux est plus petite. C'est là un dispositif original, dont j'ignore la cause exacte.

Les taches dolomitiques ont des tailles qui sont proportionnelles à la granulométrie du sédiment dans lequel elles se développent. C'est là une caractéristique classique de la dolomitisation en général. Dans les grès grossiers à moyens (sondage ORA-1) elles ont des diamètres de 1 à 3 cm environ (sphérules); dans les grès fins à très fins elles ont des diamètres de 1 mm à 1 cm au maximum (mouchetures et taches; pl. 1, fig. 4; pl. 2, fig. 1).

Ces types d'encroûtements au sein des sédiments gréseux sont le résultat de l'action d'une nappe aquifère dolomitisante. Ainsi, les transformations sous couverture que subit le sédiment hôte correspondent à des remplacements par diagenèse de nappe d'une roche détritique en une roche dolomitique; ces remplacements s'effectuent à volume constant (épigénie carbonatée) car il y a respect des formes et des structures sédimentaires et **absence de déplacement de matière à l'échelle microscopique.**

La présence de taches dolomitiques, dans certains niveaux gréseux, et de marmorisations au sein des silts indiquerait la zone de battement de la nappe aquifère.

Sur les flancs en glacis de la paléovallée (fig. 45 à 48) les taches dolomitiques sont de grande taille (sphérules de 2 à 3 cm de diamètre); leur taille est fonction de la granulométrie qui est grossière à moyenne dans ces zones (sondages DET-1 et ORA-1). Par contre, au sein de la paléovallée, là où le sédiment est fin, les taches sont plus petites (quelques millimètres) et plus nombreuses (taches et mouchetures); on les observe sur toute l'épaisseur d'un ensemble constitué par l'empilement de plusieurs séquences élémentaires.

C'est là que se situe la différence avec les encroûtements pédogénétiques qui se forment à la fin de presque chaque séquence élémentaire.

En ce qui concerne les encroûtements dolomitiques dus à la diagenèse de nappe sous couverture, dans la région de l'Oued Mya, se pose le problème de l'origine de la dolomite. En effet, les roches qui génèrent les sédiments ne sont pas de nature carbonatée. Donc si l'arrière-pays distributeur de sédiments est dépourvu d'éléments carbonatés, il faut alors supposer une source de carbonate qui ne peut être que le réservoir marin qui fournirait en plus le magnésium nécessaire à la formation de la dolomite. Ce domaine marin littoral est situé au Nord et au Nord-Est de cette région. Ses fluctuations influenceraient probablement le niveau des nappes aquifères continentales. Ainsi, vers le Nord-Est de la région étudiée (sondage HDR-1), le gamma ray nous

montre le développement de séquences en "oeuf" typiques des barres littorales; de plus les diagrammes de FRIEDMAN (1967) et les courbes granulométriques de VISHER (1969) nous indiquent que ces sédiments se sont déposés dans un environnement proche du littoral (plage). Vers le continent, vers le Sud et le Sud-Ouest), ces influences littorales s'estompent et n'existent que par intermittence, intercalées au sein des séquences fluviatiles et uniquement au niveau de quelques chenaux fluviatiles. Ceci pourrait être interprété comme étant des lèches marines qui s'avanceraient loin dans le continent en empruntant certains chenaux fluviatiles. C'est ce que l'on observe généralement dans les zones estuariennes.

En fait, la dynamique de ces nappes aquifères est liée non seulement à leur recharge en eau lors des périodes de fortes précipitations, ce qui provoque la remontée de leur niveau supérieur ainsi que leur déplacement latéral, mais aussi aux fluctuations du niveau marin peu éloigné de cette région. Ce déplacement latéral peut être mis en évidence par la présence de glaebules en voie de dolomicritisation (polyphasage). C'est un exemple de déplacement latéral d'une nappe aquifère qui a atteint la zone superficielle où s'est auparavant développé un encroûtement dolomitique pédogénétique; en effet, on est en présence, au cours du Trias, d'une topographie assez plane avec des reliefs très émoussés. Cette planéité favorise l'influence des fluctuations du niveau marin du littoral proche sur les battements des nappes souterraines continentales dolomitisantes. Celles-ci viennent épigéniser des niveaux détritiques très ferrugineux situés dans l'arrière-pays (AIT-SALEM et TRUC, 1987).

Par ailleurs, il faut noter l'existence de certains niveaux à baryte qui traduisent probablement la présence d'un coin salé (sondage HDR-1, 3949 m).

Après avoir mis en évidence que l'épigénie dolomitisante des sédiments détritiques du Trias de l'Oued Mya est due à la présence et à l'action dynamique de nappes aquifères proches de la surface, il apparaît que l'on se trouve donc en présence d'un **problème d'hydrologie,** comme dans la plupart des cas de dolomitisation d'ailleurs (MACHEL et MOUNTJOY, 1986).

4 Hydrologie.

La série inférieure.

Pendant et après le dépôt de la série inférieure, des nappes dolomitisantes envahissent cette formation dont la base repose sur un sédiment imperméable (argiles noires du Silurien); on peut donc dire que l'on est en présence d'un **aquifère à nappe libre.**

G. CASTANY (1982) souligne l'intérêt d'utiliser toutes les méthodes modernes de la lithologie, de la sédimentologie, de la paléogéographie et de la géologie structurale pour mieux connaître l'extension géographique des aquifères.

En observant la carte paléogéographique établie d'après la zonéographie séquentielle (fig. 45), il ressort les faits suivants.

- La dolomite se développe surtout au centre de la paléovallée parcourue par les chenaux fluviatiles à méandres. La granulométrie du sédiment est fine, et dans la zone de battement de la nappe phréatique carbonatée la dolomite est en général présente dans les grès fins sous la forme de petites taches blanchâtres. Le coeur de la nappe voit surtout un développement de la dolomite le long des stratifications, par déplacement latéral de la nappe (pl. 2, fig. 1; pl. 3, fig. 4). En l'absence de failles et fractures, les fluides empruntent les joints de stratifications dans leur migration, la perméabilité étant moins élevée au sein des couches gréseuses entre les joints.

- Sur les flancs de cette paléovallée, surtout sur le flanc nord-ouest qui est peu incliné, c'est en majeure partie l'anhydrite qui se développe sous forme de grandes taches blanches. Les zones où il y a coexistence de taches d'anhydrite et de dolomite sont des zones limites entre ces deux types de nappes, des zones d'affrontement des nappes phréatiques. On peut observer ainsi en lames minces la dolomite qui remplace l'anhydrite, et aussi l'inverse (pl. 5, fig. 2). Il semble donc bien qu'il y ait deux nappes occupant chacune une zone bien définie, à savoir la nappe dolomitique au sein de la paléovallée et la nappe sulfatée présente surtout dans les flancs Nord et Nord-Ouest de celle-ci.

La série intermédiaire.

Dans la zone Nord-Ouest (sondage ORA-1), la nappe phréatique présente au sein de la série intermédiaire peut être considérée comme une nappe libre. Par contre, la nappe originellement libre de la série inférieure sous-jacente se comporte à présent comme une nappe semi-captive, car il existe des échanges d'eau avec l'aquifère sus-jacent appartenant à la série intermédiaire. En effet, en certains endroits ces deux formations ne sont pas séparées par une couche imperméable de nature argileuse.

Lorsque l'on se déplace vers le Sud-Est, entre les sondages Bi-1 et HEB-1, cette série intermédiaire vient buter contre les basaltes qui constituent dans l'ensemble une barrière imperméable aux fluides. Cependant, les fissures syntectoniques présentes au sein de la roche éruptive ont permis localement les circulations des liquides. On peut tout de même dire qu'après le dépôt de la série intermédiaire, la limite Sud-Est de l'aquifère était représenté par la limite naturelle des basaltes.

La formation T1.

A la fin du dépôt de la formation T1 la nappe phréatique qui se trouvait en son sein fonctionnait comme une nappe libre, alors que celles qui se trouvaient respectivement au sein de la série intermédiaire, et de la série inférieure qui lui sont sous-jacentes, se comportaient comme des nappes captives, limitées à la base et au sommet par des couches imperméables.

La formation T2.

Le scénario est identique à celui des formations précédentes, à savoir que la nappe présente au sein de la formation T2 est une nappe libre, alors que celles qui se trouvent dans les formations sous-jacentes (respectivement T1, série intermédiaire et série inférieure) se comportent comme des nappes captives.

Après le dépôt, au-dessus de la formation T2, de "l'argileux" puis du salifère et des séries Jurassique, Crétacée et Tertiaire, toutes les nappes se trouvant au sein des formations T2, T1, série intermédiaire et série inférieure ont alors fonctionné comme des nappes captives.

5. Conclusion : dynamique des nappes dolomitisantes et fluctuations littorales - Proposition d'un modèle génétique.

Le niveau de ces nappes phréatiques continentales pouvait fluctuer en fonction des précipitations météoriques et des variations du niveau marin. Il s'agirait donc d'une zone transitionnelle où se mélangeaient les eaux douces et les eaux marines. En effet, les fluctuations du niveau marin provoquent une remontée du "nuage dolomitique" et son déplacement latéral vers l'intérieur des terres jusqu'à ce que des niveaux ferrugineux soient épigénisés en dolomite.

Pour MACHEL et MOUNTJOY (1986) la dolomite peut se former dans des milieux très variés : dans la zone de mélange eau douce / eau de mer ("mixing zone"), dans les environnements subtidaux, dans n'importe quel cadre évaporitique (lagon, sebkha, playa) **et en subsurface sous l'influence de températures supérieures à 40°-50°C.**

Du point de vue chimique la dolomite peut se former donc dans presque dans tous les environnements de surface et de subsurface. Ce sont donc en fait les paramètres hydrologiques (vitesse de flux, perméabilité, etc...) qui déterminent vraiment la formation de la dolomite dans chaque situation donnée.

Proposition d'un modèle génétique.

La carte d'isopourcentages de la dolomite montre une plus grande abondance de la dolomite au sein de la paléovallée (fig.63).

Parallèlement, la carte d'isopourcentage de l'anhydrite (qui était initialement du gypse, avant la diagenèse) montre que celle-ci est en plus grande quantité sur les flancs des paléoreliefs (fig. 64).

Ces cartes, cependant, ne traduisent pas directement le caractère chimiquement plus ou moins favorable à la dolomitisation (ou à la gypsification) du milieu d'origine. En effet, la quantité actuellement mesurée de dolomite (ou d'anhydrite) est très influencée par

la porosité qui était disponible dans le sédiment originel pour accueillir la dolomite (ou le gypse). Autrement dit, les cartes d'isoteneurs en dolomite (ou en anhydrite) risquent de traduire surtout la plus ou moins grande perméabilité du sédiment d'accueil et pas seulement le plus ou moins grand potentiel chimique de dolomitisation (ou de gypsification) du milieu.

Pour s'affranchir autant que possible du paramètre "porosité-perméabilité du sédiment d'accueil", j'ai établi une carte du rapport dolomite / anhydrite. Elle indique, en effet, essentiellement l'oscillation du potentiel chimique du milieu entre le pôle "dolomitisation" d'une part, "gypsification" d'autre part. Ceci indépendamment des variations dans la porosité initiale des sédiments. Cette carte (fig. 51) révèle l'existence d'une barre dolomitique transversale à l'axe estuarien, d'orientation Sud-Ouest - Nord-Est, représentant la zone chimiquement la plus favorable à la dolomitisation.

Cela peut s'expliquer facilement en prenant comme modèle de départ le modèle Dorag de BADIOZAMANI (1973; cf. aussi HANSHAW, BACK, DEIKE, 1971; et FOLK et LAND, 1975). Le modèle Dorag et ses variantes a été appliqué à de très nombreuses dolomitisations, surtout pour les faciès dolosparitiques (BADIOZAMANI, 1976; FOLK et SIEDLICKA, 1974; LAND, 1970, 1973 a et 1973 b; LAND, SALEM, MORROW, 1975; CHOQUETTE et STEINEN, 1980; MEYERS et LOHMANN, 1978; CUMELLA, 1981; MACHEL et MOUNTJOY, 1986; SEARL, 1988 a et 1988 b; WARD et HALLEY, 1985).

Ce modèle a été défini à l'origine pour une bordure de plate-forme carbonatée en zone côtière (fig. 52). Sous le littoral, la zone de mélange entre eaux phréatiques continentales, douces, et marines, salées, serait particulièrement favorable à la dolomitisation des sédiments littoraux.

Je propose une adaptation du modèle Dorag au contexte estuarien, bien qu'il n'ait pas été conçu initialement pour ce milieu. En effet, il est clair que la zone phréatique de mélange entre eaux douces et eaux salées doit se retrouver dans les sédiments d'un estuaire, mais nettement décalée vers l'intérieur des terres par rapport au littoral. Cette zone de mélange est d'ailleurs bien connue dans le cours d'eau estuarien lui-même, où elle est responsable de nombreux autres phénomènes comme la floculisation des argiles.

En somme, je propose une extension du modèle Dorag en milieu estuarien, par la notion de "bouchon dolomitique estuarien", pour parler de façon imagée, que l'on pourrait encore nommer "Estuarine dolomitic mixing zone", en adaptant les termes classiques du modèle Dorag. Cette zone est plus interne que la "mixing zone" côtière des auteurs; elle remonte dans l'entonnoir estuarien (fig. 53), sur des dizaines de kilomètres.

D'un point de vue économique, la zone du "bouchon dolomitique estuarien" est à priori **défavorable** à de bonnes qualités réservoirs de la roche. En effet, elle favorise l'installation de ciments dolomitiques, du moins si la perméabilité de la roche-hôte le permet. Or ces ciments causent une forte poronécrose. De plus, ils sont ultérieurement, lors de la diagenèse, plus difficiles à remobiliser ou à dissoudre que des ciments sulfatés par exemple, et ne favorisent alors pas la porogenèse.

UNIVERSITÉ DE LYON
C.G.T.
GÉOLOGIE

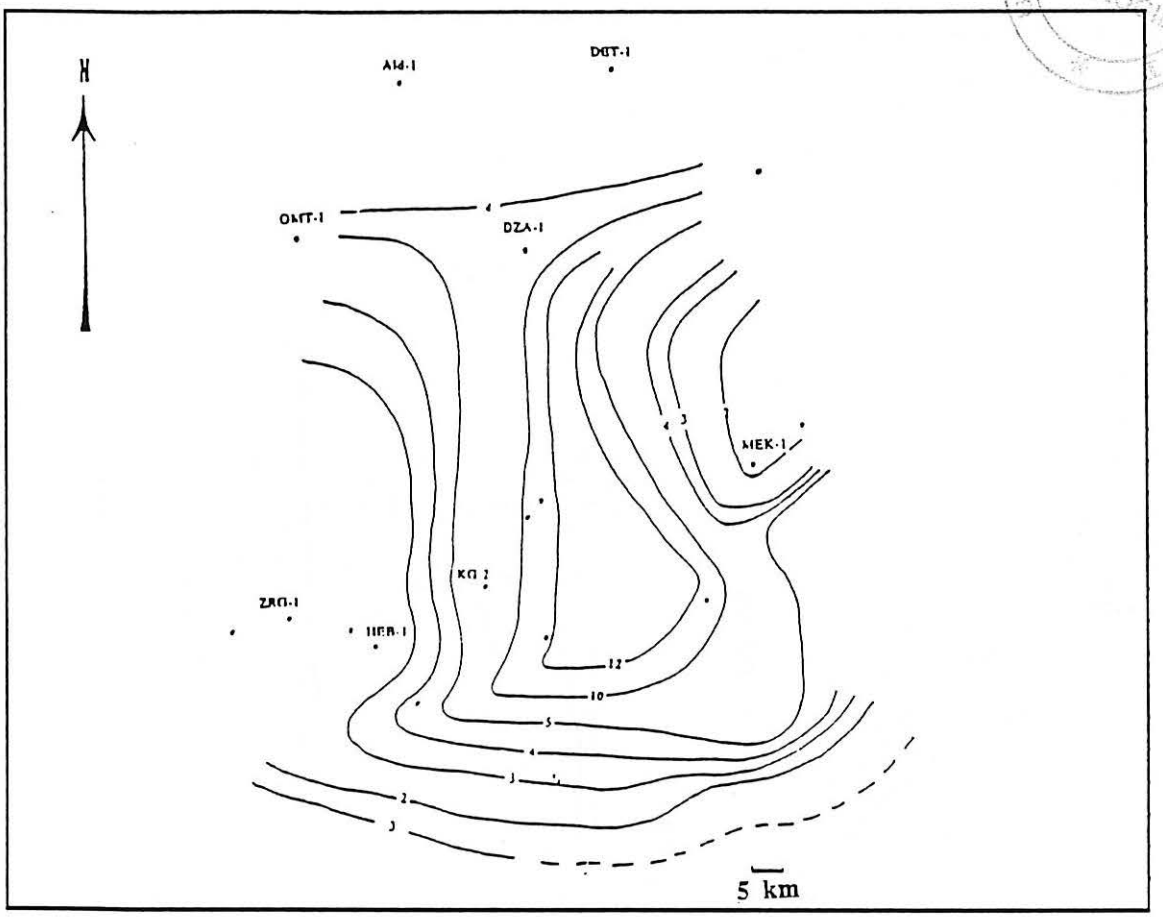


Fig. 51: Rapport des pourcentages dolomite/anhydrite dans la série inférieure.

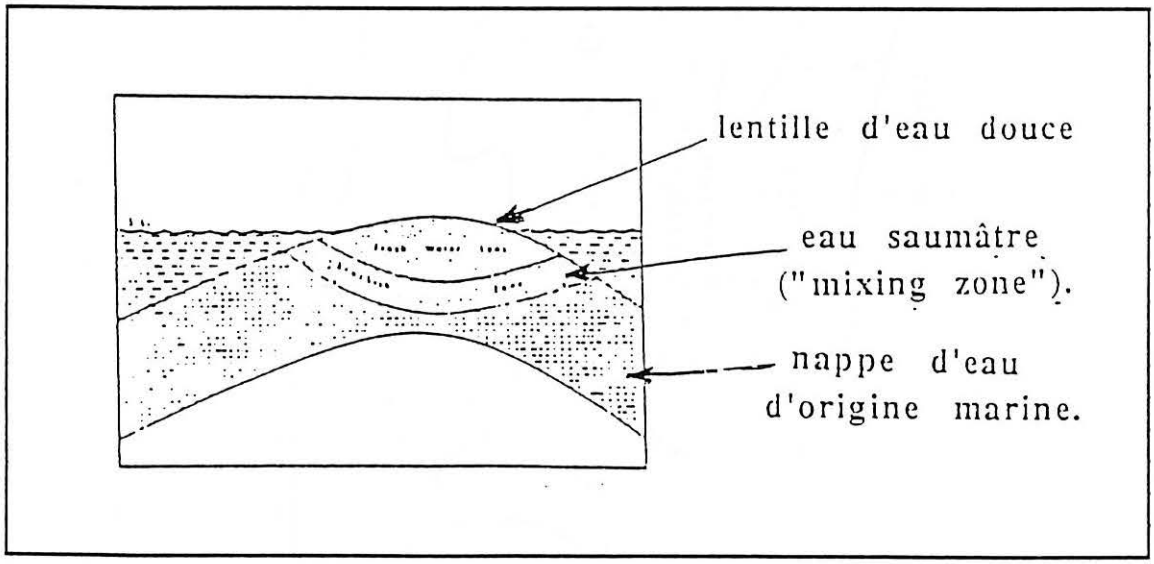


Fig. 52: Modèle Dorag de BADIOZAMANI (1973), d'après le schéma original.

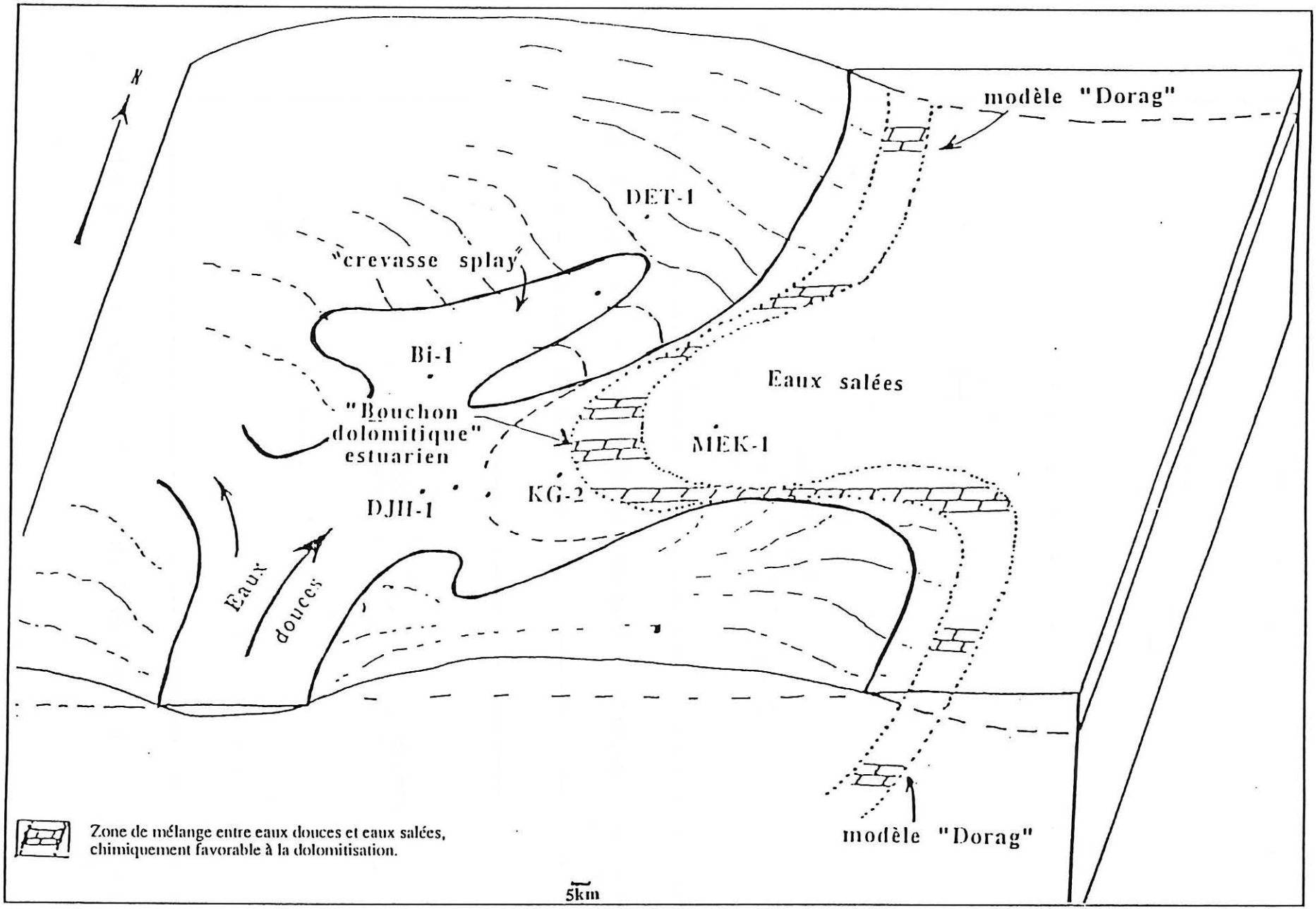


Fig. 53: Modèle proposé pour la région de l'Oued Mya: "Bouchon dolomitique" estuarien ("Estuarine dolomitique mixing zone").

D. LA DIAGENESE TARDIVE ET D'ENFOUISSEMENT : RECRISTALLISATIONS ET CIMENTATIONS CARBONATEES ET SULFATEES.

1. Les effets de la diagenese tardive sur les sédiments.

En général, la diagenèse tardive se manifeste surtout grâce à :
- des phénomènes de compaction qui engendrent des expulsions d'eau;
- une augmentation de température qui permet la réalisation de la plupart des réactions chimiques, surtout si de l'eau est présente; il se produit tour à tour des phases de cimentation, de dissolution du ciment et même des grains qui constituent l'assise de la roche, ainsi que des remplacements et des recristallisations.

Nous avons vu que les dolocrêtes rencontrés dans les séries détritiques du Trias se sont formées soit au cours de la pédogenèse soit sous l'action de nappes phréatiques dolomitiques proches de la surface (épigénie carbonatée sous couverture).

Au cours de l'enfouissement les sédiments détritiques, ainsi que les dolocrêtes qui s'y sont déjà installées, vont subir d'importants processus physiques et chimiques dus à la diagenèse de profondeur.

Le matériel sédimentaire se présente donc à elle sous un aspect en partie assez consolidé avec une réduction déjà notable de la porosité et de la perméabilité. Cela entrave déjà la circulation des solutions profondes dans les sédiments. La seule possibilité qui s'offrirait aux nappes de profondeur (dolomitiques et sulfatées) est de suivre le même chemin emprunté par la dolomite d'épigénie. C'est pour cela que l'on peut observer une importante recristallisation des plages, taches et mouchetures dolomitiques de formes subsphériques (pl.1, fig.3 et 4). Il existe cependant des reliques de dolomicrite (indices probables d'une épigénie proche de la surface) dans les sondages KG-1 (3795 m, 3800,5 m, 3831,5 m), DET-1 (3695,80 m, 3686,10 m), DRT-1 (3568,50 m).

Dans l'étude des lames minces il a donc fallu distinguer les phénomènes appartenant à l'épigénie carbonatée de surface de ceux propres à la diagenèse de profondeur. On peut donc observer les effets suivants attribuables à cette dernière.

- La compaction : elle se manifeste dans les grès par des interpénétrations des grains à certains niveaux; au sein des niveaux dolomitisés et gréseux existent des stylolites.

- La recristallisation avec accroissement de la taille cristalline : elle peut aussi provoquer la corrosion et le remplacement du matériel détritique par le carbonate. Dans certains niveaux, des quartz corrodés flottent au sein de poeciloblastes de dolomite. Dans d'autres niveaux, les quartz sont enrobés d'une auréole de silice secondaire qui réduit la porosité du sédiment, le reste des pores est comblé par de la dolomite et/ou de l'anhydrite. On assiste donc à certains endroits à un remplacement des quartz par la dolomite, la silice libérée allant se déposer ailleurs en ciment.

- La dissolution : elle produit des vides au sein de la roche par des remises en mouvement de solutions diverses.

- La cimentation : c'est la croissance des cristaux dans les vides (remplissages de fissures), directement à partir des solutions.

-Le remplacement : il implique la simultanéité de la dissolution d'un minéral existant et la précipitation d'un nouveau minéral, le long d'un front microscopique de dissolution / reprécipitation.

2. Différentes étapes diagénétiques subies par ces sédiments au cours de leur enfouissement.

L'étude des lames minces a permis d'observer plusieurs phénomènes et étapes diagénétiques qui sont les suivantes.
- Phase d'ocrification (micrograins ferrugineux en forme de piquants d'oursins) qui serait précoce et qui pourrait rappeler le même phénomène décrit par J.M. TRIAT (1982) dans les ocres de Provence (G. TRUC, communication orale).
- Silicification secondaire qui proviendrait probablement de la transformation de la montmorillonite en illite; la rareté de contacts suturés entre les grains suggère que la silice a précipité à partir de fluides en mouvement (pl. 4, fig. 5).

- Phase d'anhydritisation, par déshydratation du gypse.
- Remplacement des quartz (secondaires et/ou primaires) par l'anhydrite (pl. 4, fig. 3).
- Phase de dissolution de l'anhydrite créant une porosité secondaire; selon MONKERT et AL-SHAIEB (1984), la dissolution de l'anhydrite est un important événement diagénétique dans le développement d'un réservoir (pl. 4, fig. 1, 3, 4).
- Phase de mise en place des hydrocarbures au sein de la porosité secondaire créée par la dissolution de l'anhydrite (pl. 4 , fig. 2).
- Phase de remplacement de l'anhydrite par la dolomite (sondage HDR-1, 3969,4 m.) (pl. 5, fig. 2).

D'après les travaux d'ASMAT (1983) la structuration de la région de l'Oued Mya s'est réalisée à partir du Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé supérieur; la migration et le piégeage des hydrocarbures n'ont pu se réaliser que pendant ou après cette période.

3. Importance et place de la dolomite en temps qu'indice du degré d'enfouissement.

Le degré d'enregistrement de l'enfouissement est bien indiqué par les cristaux de dolomite au sein des niveaux fins (silts, argiles); en effet, la dolomite est l'un des rares minéraux à pouvoir traduire, par l'évolution de la forme de ses cristaux, un degré d'enregistrement de l'enfouissement lors de la diagenèse (GREGG et SIBLEY, 1984, 1987).

L'étude des textures des cristaux peut ainsi nous renseigner sur l'importance de l'enfouissement.

A la suite de nombreux auteurs (FRIEDMAN, 1965; RADKE et MATHIS, 1980), GREGG et SIBLEY (1984, 1987) ont remarqué l'existence de deux types principaux de textures chez les dolomites:
- la texture idiotopique (ou planaire) à cristaux rhomboédriques (pl. 5, fig. 1);
- la texture xénotopique (ou non planaire), de recristallisation, à faces cristallines souvent irrégulières ou courbes (dolomite baroque), à scontacts dentelés entre cristaux et à extinction roulante (pl. 5, fig. 2).

Ces deux auteurs considèrent de plus, et c'est là leur apport capital, que la dolomite formée au-dessous d'une "C.R.T." (Critical Roughening Temperature, ou "Température Critique d'Irrégularité") d'environ 50°C à 100°C, montre une texture idiotopique; par contre la dolomite formée au-dessus de cette température montre une texture xénotopique.

ELYOUSSI et JAUTEE (1989) ont montré, dans les épigénies de sols et de nappes des sédiments détritiques du Trias du Haut Atlas Central du Maroc, l'influence de facteurs locaux précoces (irrégularités des précipitations et/ou permanence des eaux) et des facteurs globaux tardifs agissant sur l'ensemble de la formation, pendant la diagenèse tardive d'enfouissement, sur la forme des cristaux de dolomite. La présence de cristaux xénotopiques dans les épigénies de sols et de nappes leur permet de conclure "qu'au cours de l'enfouissement profond des séries détritiques épigénisées (phase post-triasique) l'effet de la C.R.T. a pu s'exercer : acquisition d'une forme xénotopique de recristallisation lorsque, par suite de l'enfouissement, la température a dépassé la "critical roughening temperature" d'environ 50°C" (pl. 5, fig. 2).

Dans les sédiments détritiques du Trias de l'Oued Mya, on constate que dans les silts et argiles les cristaux de dolomite montrent des diamètres moyens variables et des contours irréguliers (sondage KG-1, 3831,5). Ces caractères sont surtout observables dans les niveaux à encroûtements dolomitiques pédogénétiques; cela traduit des facteurs locaux. Dans d'autres niveaux, à encroûtements cette fois de nappes, les cristaux ont des diamètres plus importants et moins variables, toujours à cause de facteurs locaux. En outre dans ces deux types d'encroûtements dolomitiques (de sol et de nappe) les cristaux de dolomite ont acquis en général des formes xénotopiques très probablement dues à un facteur global : l'enfouissement à un degré suffisant pour que la température dépasse la "Critical Roughening Temperature" d'environ 50°C.

Nous savons que la région de l'Oued Mya a subi une structuration à partir du Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé supérieur (ASMAT, 1983) et que la migration et le piégeage des hydrocarbures n'ont pu se réaliser que pendant ou après cette période. Si l'on prend comme exemple le sondage EH-1, la base du Jurassique se situe à environ

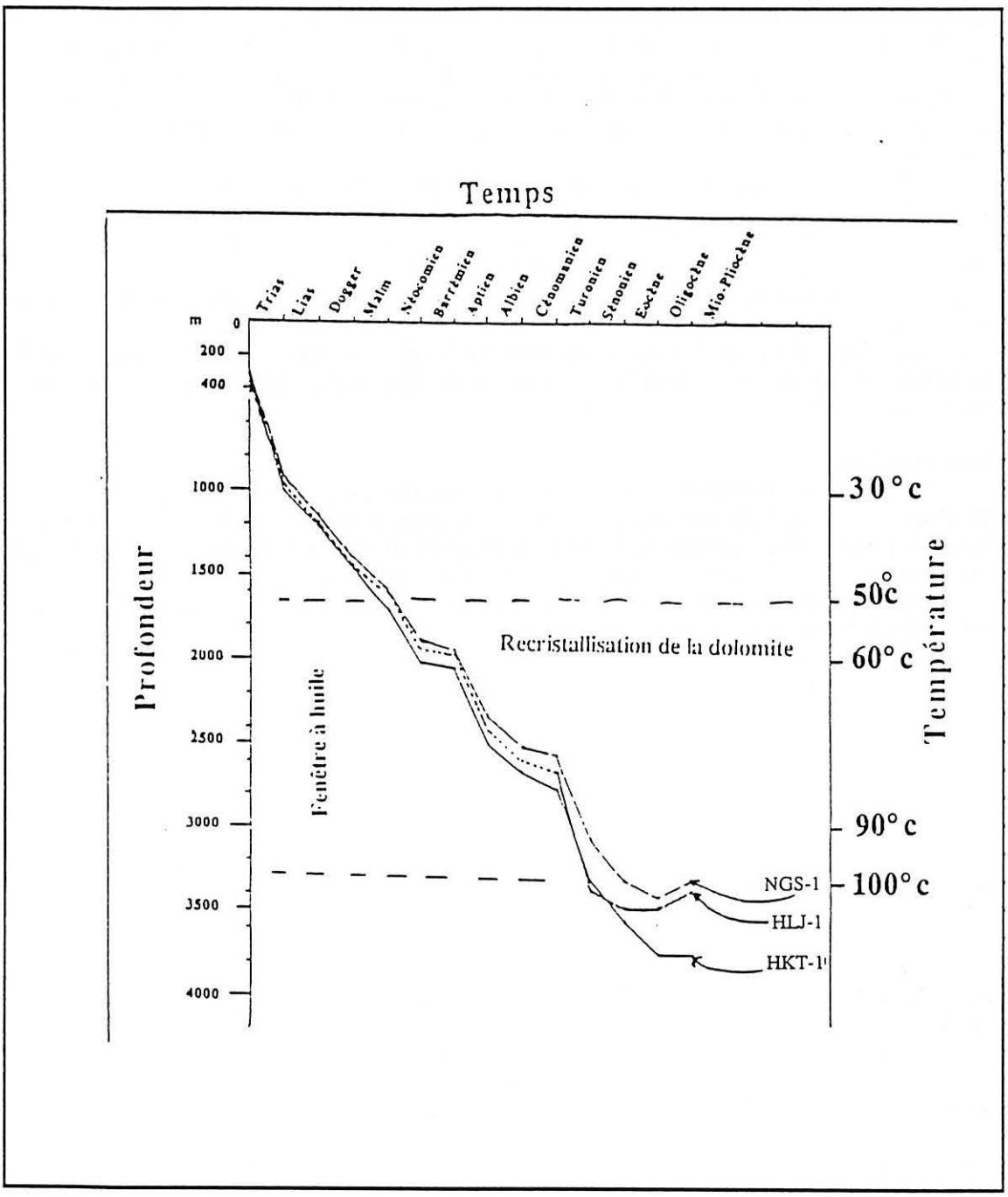


Fig. 54: Diagramme Temps/Profondeur mettant en évidence la CRT (vers 50°c-100°c) qui correspond au début de la maturation des hydrocarbures.

3790 m et le sommet à environ 2200 m, ce qui donne un enfouissement d'environ 1590 m des séries triasiques; la limite supérieure du Crétacé supérieur se situe à environ 352 m; d'où une profondeur d'enfouissement des séries triasiques d'environ 3459 m, ce qui donnerait une température due à l'enfouissement de l'ordre de 105°C. La figure 55 nous fournit des exemples d'autres sondages. La C.R.T. à 50° a été atteinte vers le Jurassique supérieur.

Donc nous avons du Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé supérieur une température qui se situe entre 50°C et 105°C (fig. 54) qui correspond à la C.R.T. de GREGG et SIBLEY et qui cadre assez bien avec les conclusions de RADKE et MATHIS (60°C - 120°C), ainsi que celles d'ELYOUSSI et JAUTEE.

Par ailleurs la valeur de la C.R.T. de 50°C à 100°C correspond au début de la maturation des hydrocarbures ("fenêtre à huile"), ce qui irait aussi dans le même sens que les conclusions d'ASMAT (1983) à propos de la structuration de cette région, et de la migration des hydrocabures, qu'il situe à partir du Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé supérieur.

Conclusion.

La théorie de GREGG et SIBLEY permet d'expliquer par la diagenèse tardive d'enfouissement la présence d'une texture en général xénotopique observée au sein des niveaux dolomitiques dans les sédiments détritiques du Trias de l'Oued Mya. De plus ces résultats sont comparables à ceux présentés auparavant par ELYOUSSI et JAUTEE (1989) dans leur étude sur les sédiments détritiques du Haut Atlas central du Maroc, qui ressemblent beaucoup à ceux de l'Oued Mya.

VII-POTENTIALITES PETROLIERES.

A. RAPPELS DE QUELQUES NOTIONS DE BASE EN GÉOLOGIE PÉTROLIERE

Les conditions nécessaires à la formation d'un gisement d'hydrocarbures sont :

- une roche mère génératrice d'huile et/ou de gaz ;
- une roche réservoir ou magasin ;
- un piège ;
- une roche couverture.

1.- La roche mère

C'est une formation sédimentaire dans laquelle prennent naissance les hydrocarbures à cause de sa richesse en matière organique (planctons, produits humiques, etc..). Cette matière organique doit être rapidement enfouie avec le sédiment dans des conditions anaérobies. Par la suite, au cours de la subsidence, la pression et surtout la température transforment cette matière organique en hydrocarbures.

2.- Le réservoir

Les roches qui présentent des vides (pores) ou des microvacuoles communiquant entre eux sont qualifiées de réservoirs ou magasins.

3.- Les pièges.

Au cours de leur migration, les hydrocarbures rencontrent des barrières susceptibles de les arrêter qui les contraignent à s'accumuler; ces zones s'appelent des "pièges". Elles arrêtent les hydrocarbures en cours de migration et les obligent à s'y accumuler.

Pour former un piège il faut une fermeture étanche et aussi des facteurs structuraux, stratigraphiques et hydrodynamiques. On distingue en général deux principaux types de pièges :

- les pièges structuraux,
- les pièges stratigraphiques et mixtes.

a.- Pièges structuraux.

- Pièges par plissement (dômes, anticlinaux; fig. 55).
- Pièges par failles.

b.- Pièges stratigraphiques et mixtes (fig. 56).

- Pièges stratigraphiques.
- Pièges mixtes.

4.- La couverture.

"Les couvertures sont des couches qui font obstacle au déplacement des hydrocarbures perpendiculairement aux strates" (PERRODON, 1980).

B. FACTEURS PHYSIQUES RÉGISSANT LA CIRCULATION DES HYDROCARBURES DANS LA ROCHE.

Les déplacements des fluides en général et des hydrocarbures en particulier se font depuis les zones à haute pression en direction des zones à plus faible pression.

Ces hydrocarbures migrent à partir des roches mères qui les ont générés vers des roches réservoirs au sein desquelles ils peuvent se déplacer plus facilement jusqu'à ce qu'ils rencontrent une barrière qui les arrête. Leur déplacement au sein des roches réservoirs dépend des caractéristiques physiques de celles-ci (porosité et perméabilité). Parmi ces mouvements on distingue les migrations primaires qui sont des déplacements d'hydrocarbures de la roche mère vers les roches réservoirs. Ces déplacements sont de l'ordre du mètre ou de la dizaine de mètres. Les migrations secondaires ont lieu dans la roche réservoir (perméable) et peuvent se poursuivre sur des distances et des périodes plus longues. Elles sont en relation avec la poussée d'Archimède, le lent déplacement des aquifères et les caractéristiques de la roche réservoir (perméabilité, pression capillaire).

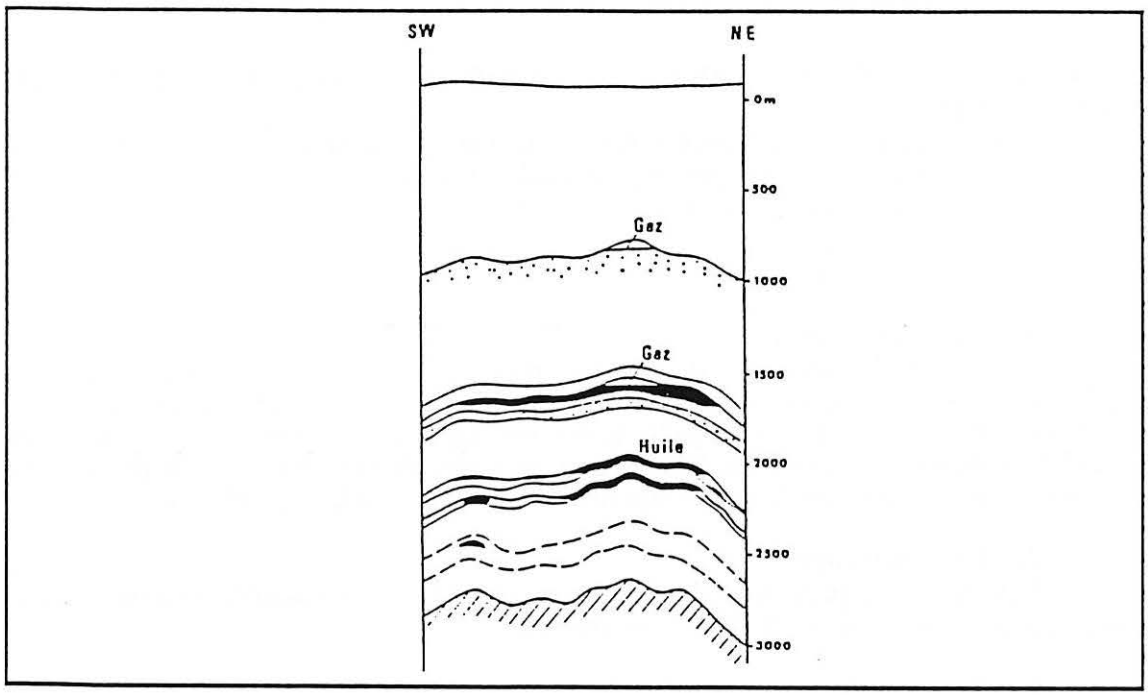


Fig. 55: Exemple de piège structural (dômes larges). Champ de Samotlor (Sibérie occidentale, (d'après ROVNIN et al., 1970; in PERRODON, 1980).

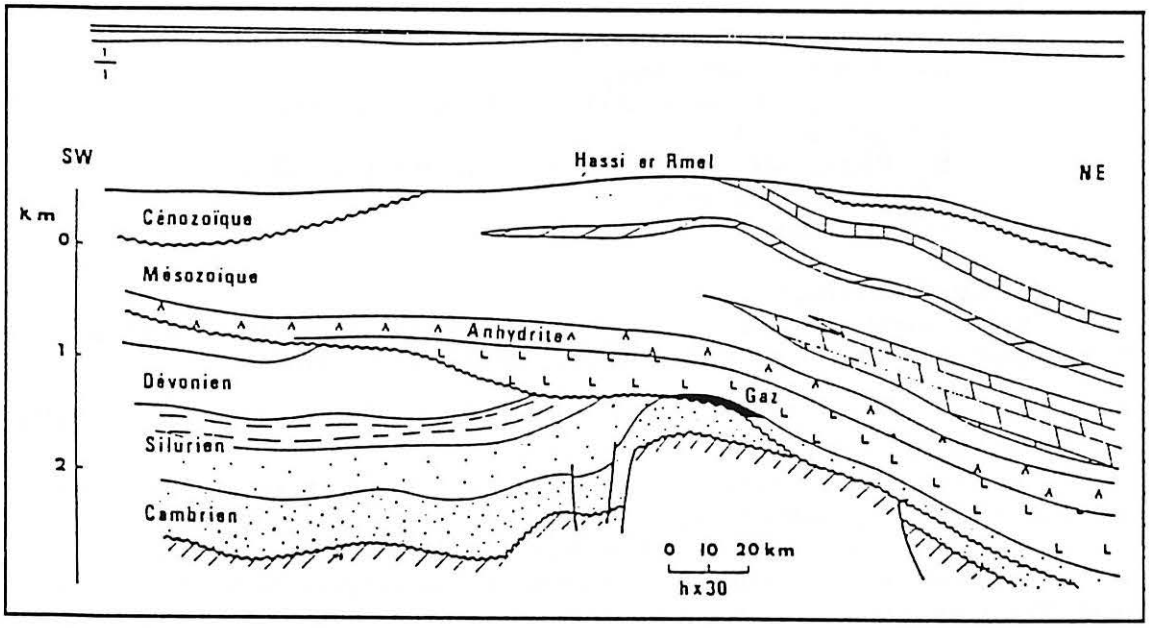


Fig. 56: Exemple de gisement par discordance (Hassi-R'Mel, Algérie; d'après MAGLOIRE, 1970; in PERRODON, 1980).

C. LES RÉSERVOIRS.

Ce sont des roches poreuses et perméables au sein desquelles les fluides peuvent circuler et se rassembler.

1. La porosité.

C'est la propriété que possède une roche de présenter des vides, pores et fissures. La porosité est théoriquement indépendante de la taille des grains dans le cas d'un sédiment bien calibré, mais non de leur forme. Elle dépend largement de **l'arrangement** et du **classement** des grains. On considère en général les valeurs suivantes :

- de 0% à 5% la porosité est négligeable;
- de 5% à 10% la porosité est pauvre;
- de 10% à 20% la porosité est bonne;
- supérieure à 20% la porosité est très bonne.

La porosité se mesure :

- soit par calcul à partir des diagraphies: courbes de microrésistivité (microlog-microlatérolog), logs gamma-gamma et acoustiques (CVL ou SONIC), courbes de neutron.

Le sonic mesure la vitesse du son dans la formation traversée. Cette vitesse dépend de la nature de la roche et de sa porosité.

Le gamma-gamma mesure la densité de la roche et indirectement sa porosité.

Le neutron donne indirectement la porosité puisqu'il mesure les rayons gamma émis par les atomes bombardés par des neutons; ce rayonnement est foncton de la concentration en hydrogène, donc surtout de la concentration en fluide, eau et hydrocarbures).

- soit sur des échantillons de roches; dans notre cas, des petits échantillons (plugs) ont été prélevés sur carottes de sondages; on mesure le volume "total", en utilisant la méthode par immersion (le fluide d'immersion étant le mercure). Les mesures de porosité et de perméabilité ont été réalisées au Centre de Recherche et Développement de la SONATRACH à Boumerdès. Le pas d'échantillonnage est de 25 cm; c'est un prélèvement systématique; les résultats des mesures ont été repris et exploités dans le cadre de cette étude.

s 2. La perméabilité.

"La perméabilité représente la facilité avec laquelle une formation permet à un fluide de viscosité donnée de la traverser" (PERRODON, 1980).

La perméabilité diminue avec la taille des grains; elle est fonction de la **taille** des grains et de leur **classement.**

3. Répartition de la porosité et de la perméabilité dans les sédiments du Trias de l'Oued Mya.

- Porosité dans la série inférieure (fig. 57).

Les analyses de porosité ont été réalisées sur 21 sondages. Les porosités moyennes ont été calculées pour chaque formation.

Les valeurs des porosités moyennes, pour la série inférieure,ont été reportées sur une carte (fig. 57); les courbes d'isoporosité montrent grosso-modo une orientation Nord-Est - Sud-Ouest. Les valeurs sont à peine moyennes avec un maximum de 11,8 % au sondage TKT-2. L'équidistance est de 3 % entre les courbes. Il faut noter que les sondages qui ont produit des hydrocarbures ont une porosité faible (7,7 % à NGS-1 par exemple); de plus, ce sont les porosités moyennes les plus fortes dans la région étudiée.

La carte des isoporosités moyennes permet de localiser approximativement des zones à porosité acceptable et qui pourraient être intéressantes pour la recherche pétrolière. Ce sont les suivantes :

- le Nord-Est du sondage HEB-1;
- l'Ouest et le Sud-Ouest du sondage KG-2;
- le Nord-Est du sondage SBS-1;
- l'Est du sondage BKZ-3;
- le Sud-Est et le Sud du sondage EBR-1.

Il faut souligner que ces zones seront mieux précisées lorsque l'on regroupera tous les résultats, à savoir : les zonéographies séquentielles (environnements sédimentaires), les cartes d'isoperméabilités, les cartes en isopaques, les cartes de répartition des differents ciments chimiques (dolomite, anhydrite, silice).

- Porosité dans la série intermédiaire

Il n'y a pas eu de mesures car dans cette région c'est la roche éruptive qui représente la série intermédiaire. La roche éruptive a été négligée au point de vue analyses pétrophysiques car elle ne représente pas un objectif pétrolier.

- Porosité dans la formation T1 (fig. 58).

Du seul point de vue de la porosité, certaines zones paraissent intéressantes, ce sont :

- le Nord-Est du sondage ZRG-1;
- l'Ouest du sondage KGN-1.

Pour obtenir un piège stratigraphique il est nécéssaire d'avoir une bonne porosité, et une perméabilité qui diminue progressivement latéralement.

- Porosité dans la formation T2 (fig. 59).

Les valeurs moyennes de la porosité sont très faibles, avec un pourcentage maximum de 7,5 % au sondage HEB-1. En général elles sont très faibles le long de la paléovallée car le sédiment est fin; elles deviennent un peu plus fortes vers les flancs de celle-ci à cause de la granulométrie qui devient moyenne.

Cette formation est de plus en plus envahie par les saumures; la présence du sel a fortement oblitéré la porosité de la roche. Pour cela la formation T2 est à écarter de tout objectif pétrolier. L'intérêt de son étude résidera seulement dans la compréhension de l'évolution des environnements sédimentaires successifs.

- Perméabilité dans la série inférieure (fig.60).

Il faut noter des contrastes nets des valeurs des perméabilités, à savoir : 8,6 md pour KG-2 et 53,5 md pour KG-4 situé à environ 2 km au Nord-Ouest; 101 md à TKT-1 et 25 md à TKT-2 (ces deux sondages sont distants de 1 km). L'équidistance entre les courbes est de 10 md.

En général les valeurs des perméabilités diminuent progressivement vers l'Est et le Nord-Est. Cette diminution progressive de la perméabilité est un élément assez important, car cela veut dire que c'est vers l'Est et le Nord-Est que l'on a des chances de rencontrer des pièges stratigraphiques par variation de faciès; le sondage MEK-1 en est un exemple.

- Perméabilité dans la série intermédiaire.

Comme pour la porosité, la perméabilité n'a pas été analysée, car dans cette zone c'est la roche éruptive qui constitue la série intermédiaire.

- Perméabilité dans la formation T1 (fig. 61).

Les valeurs des perméabilités tendent à diminuer vers le flanc Nord-Ouest de Hassi-Messaoud. La courbe de 10 millidarcies passe par le sondage NGS-1 qui est producteur d'hydrocarbures dans la formation T1.

La porosité et la perméabilité ont tendance à augmenter ensemble vers le Nord et le Nord-Est.

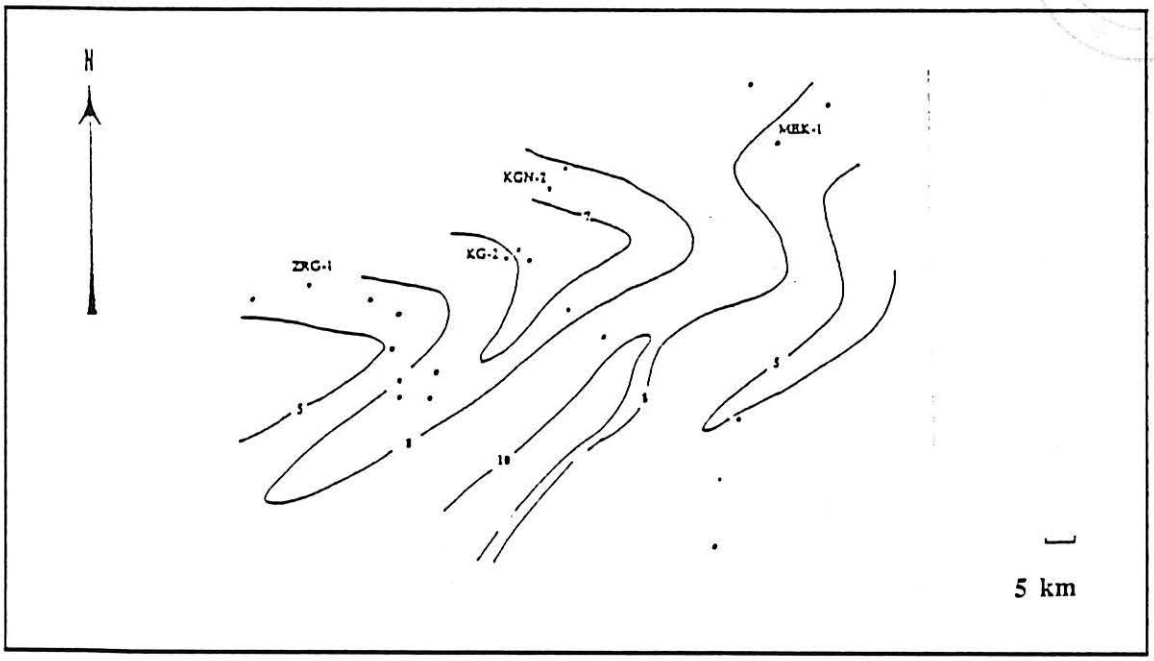


Fig. 57: Courbes d'isoporosité (%) dans la série inférieure.

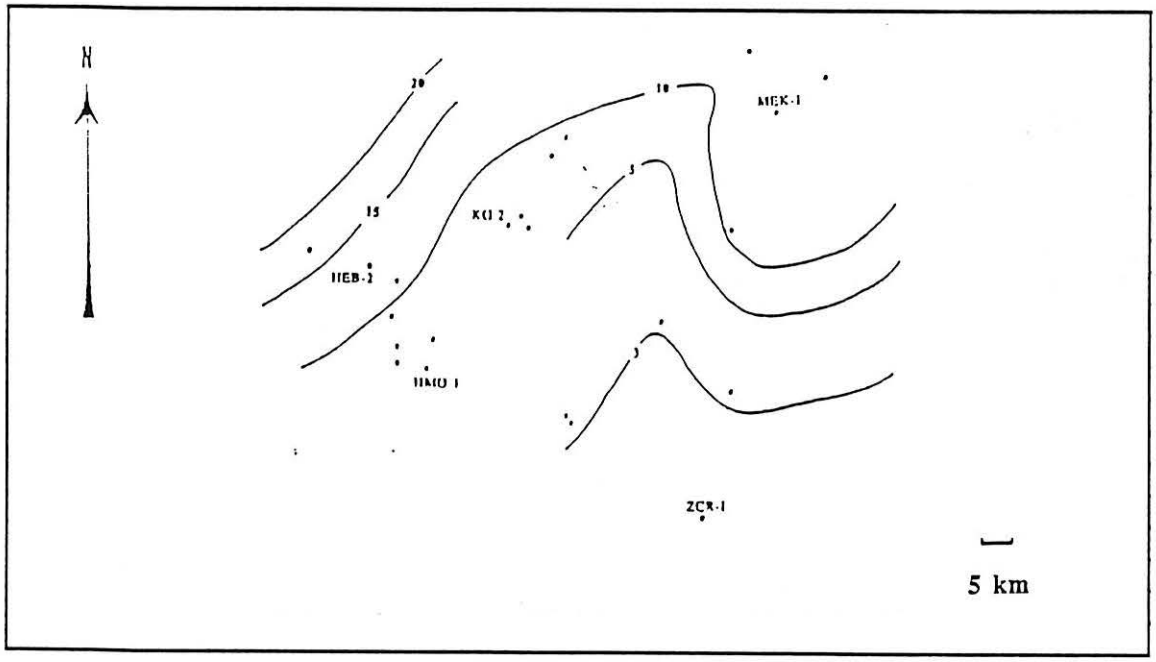


Fig. 58: Courbes d'isoporosité (%) dans la formation T1.

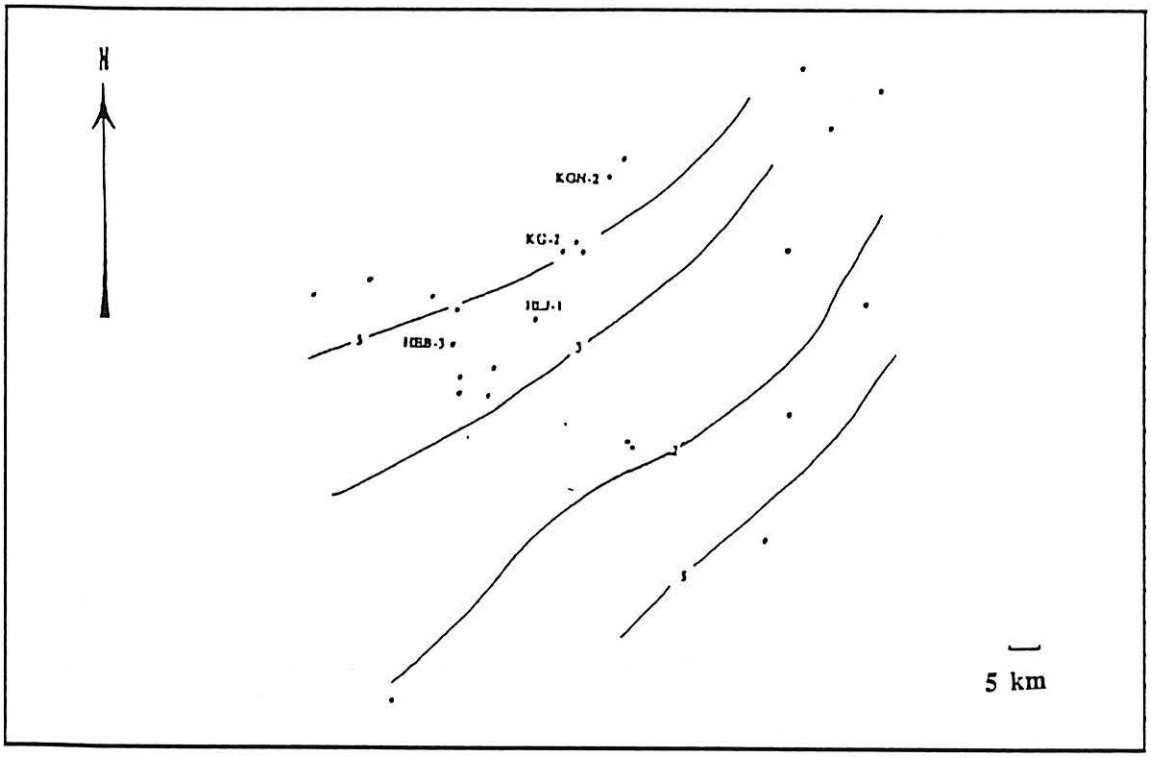


Fig. 59: Courbes d'isoporosité dans la formation T2.

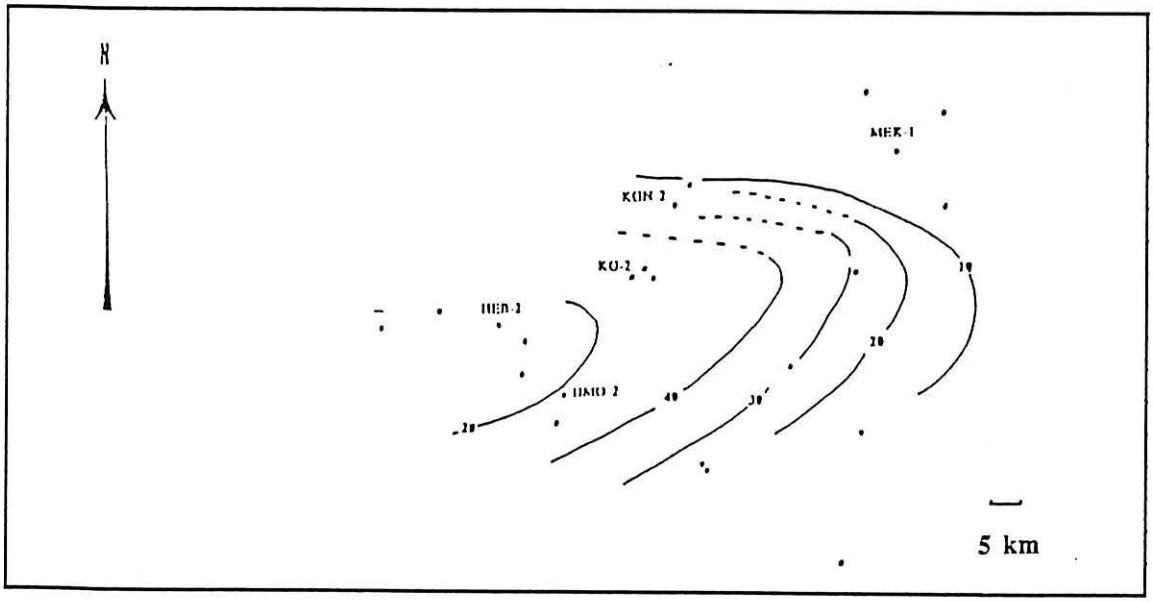


Fig. 60: Courbes d'isoperméabilité (md) dans la série inférieure.

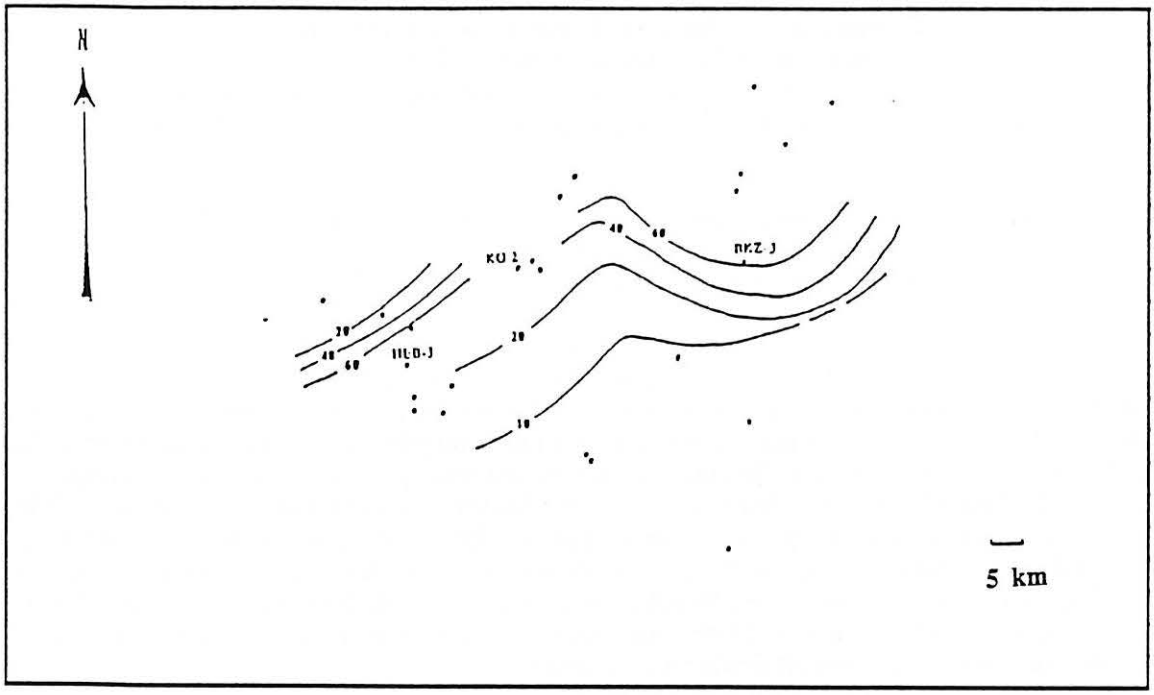


Fig. 61: Courbes d'isoperméabilité (md) dans la formation T1

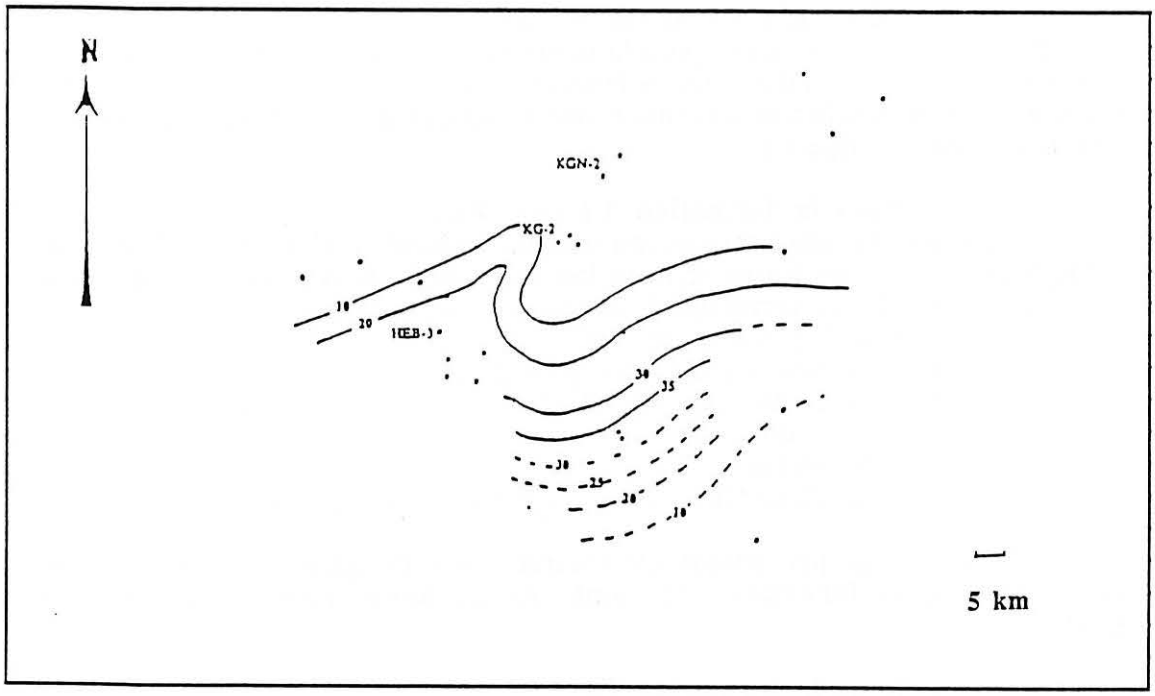


Fig. 62: Courbes d'isoperméabilité (md) dans la formation T2.

- Perméabilité dans la formation T2 (fig. 632.

Les valeurs des perméabilités augmentent vers le Sud, c'est à dire en sens inverse de celles de la formation T1. Malheureusement la formation T2 est en très grande partie envahie par le sel, ce qui diminue fortement son potentiel réservoir. Elle ne présente donc pas un intérêt pétrolier certain.

4. Localisation des pièges possibles dans cette région (fig. 70).

C'est en associant les diverses cartes réalisées que l'on pourra déterminer les zones qui pourraient s'avérer favorables à l'accumulation des hydrocarbures.

a.- Dans la série inférieure (fig.70).

C'est la formation qui a fourni le plus grand nombre de sondages producteurs d'hydrocarbures dans le Trias de cette région. En effet, elle est située immédiatement au-dessus de la roche mère génératrice d'hydrocarbures (argiles noires du Silurien). Jusqu'à présent les sondages ont été effectués sur des structures repérées à l'aide de la sismique.

Si l'on observe les différentes cartes réalisées et notamment la zonéographie séquentielle, il en ressort qu'au sein de la paléovallée, un certain nombres de barres de méandres se sont formées. En y superposant les cartes en isopaques, en isoporosité, en perméabilité, en granulométrie, en pourcentages des différents ciments (fig. 45, 57, 60, 63, 64, 65, 66), certaines zones qui semblent favorables à l'accumulation des hydrocarbures sont mises en évidence. Ce sont :

- le Nord-Est du sondage HEB-3;
- le Nord-Ouest du sondage KG-2;
- le Nord-Est du sondage KG-4;
- le Nord-Est du sondage BKZ-3;
- l'Est du sondage HKT-2.

Les zones qui paraissent les plus interessantes, dans le cas de la série inférieure, pour l'implantation de forages sont en hachures verticales dans la figure 70.

b.- Dans la série intermédiaire.

Il existe très peu de sondages à la limite roche éruptive-roche détritique. Cette carence ne permet pas d'élaborer une paléogéographie de détail comme pour les autres formations. Néanmoins, la zone de contact entre la roche éruptive et la roche sédimentaire serait intéressante à prospecter.

c.- Dans la formation T1 (fig. 70).

Comme pour la série inférieure, en combinant les differentes cartes réalisées (fig. 47, 58, 61, 68), certaines barres de méandres s'avèrent coïncider avec les courbes de bonne porosité et de bonne perméabilité. Ainsi, notons les zones suivantes:

- le Nord-Est du sondage ZRG-1;
- le Nord_Nord-Est du sondage HEB-1;
- le Nord-Est du sondage HMO-2;
- le Sud -Est du sondage KG-2;
- l'Est du sondage MEK-1;
- l'Ouest - Nord-Ouest des sondages KGN-1 et BKZ-3.

Les zones qui présentent un intérêt pour l'implantation de forages, dans le cas de la formation T1, sont en hachures horizontales dans la figure 70.

d.- Dans la formation T2.

Comme indiqué précédemment, elle n'est pas intéressante pour la prospection pétrolière car elle est en grande partie envahie par le sel.

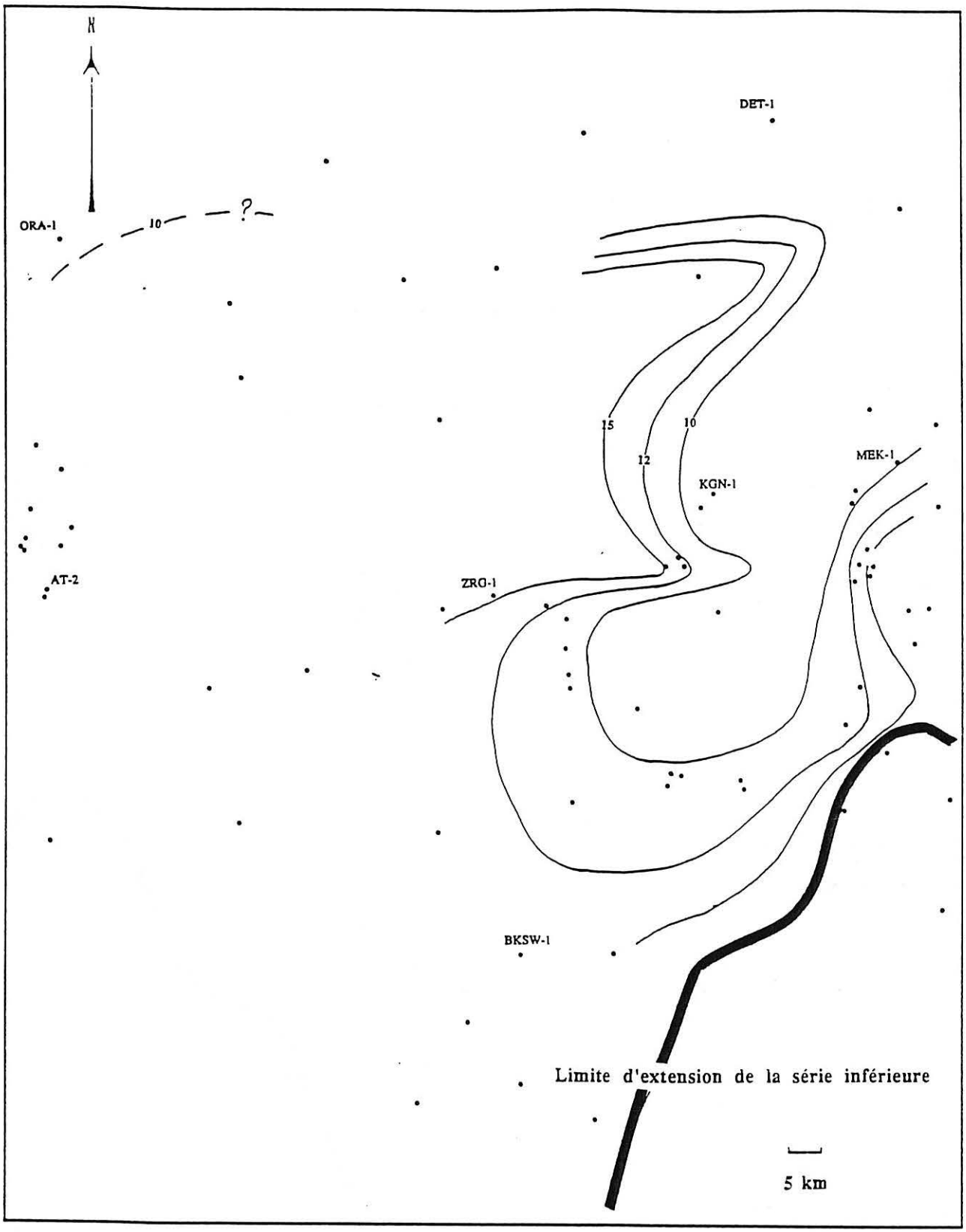


Fig. 63: Carte des pourcentages de dolomite dans la série inférieure.

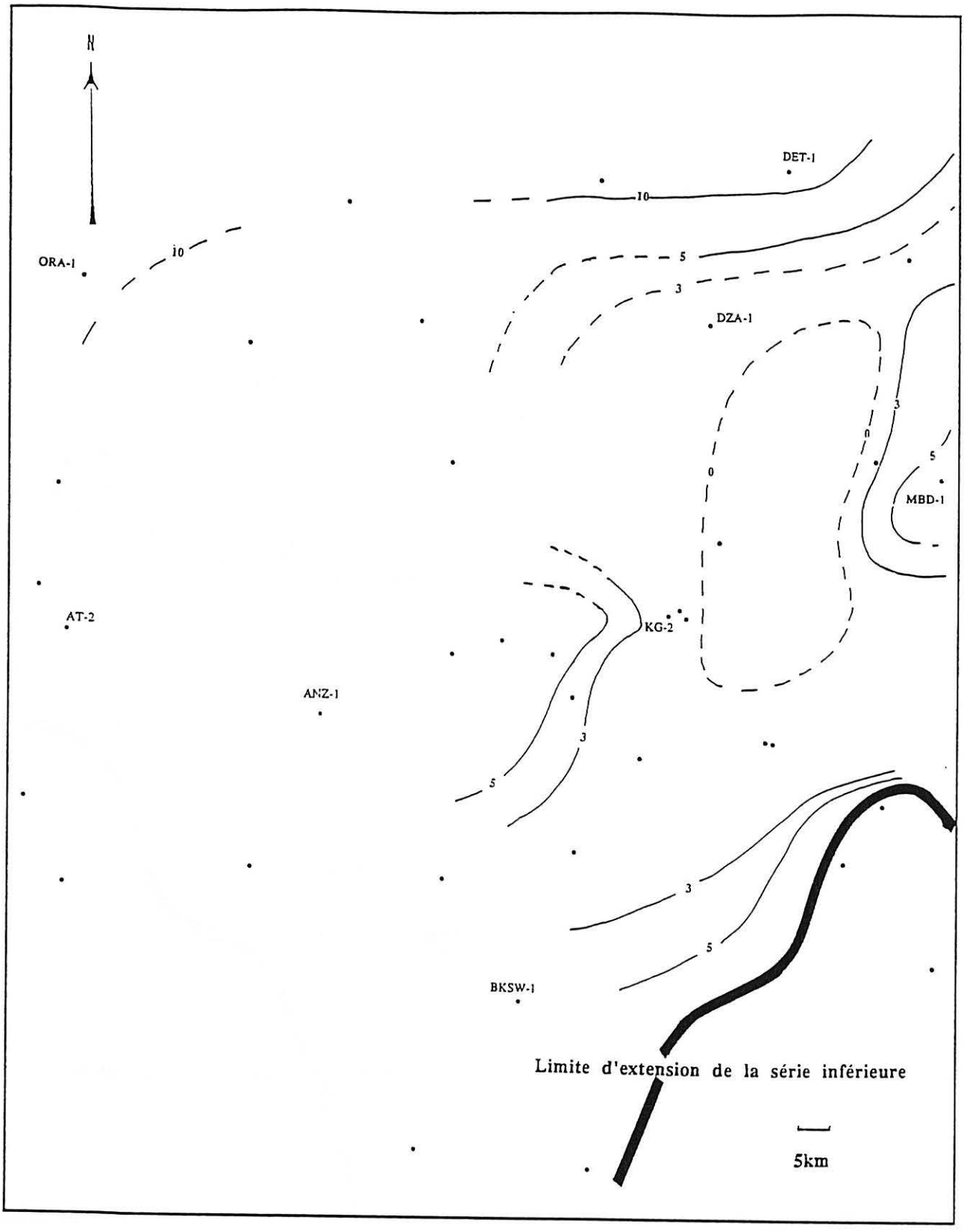


Fig. 64: Carte des pourcentages d'anhydrite dans la série inférieure.

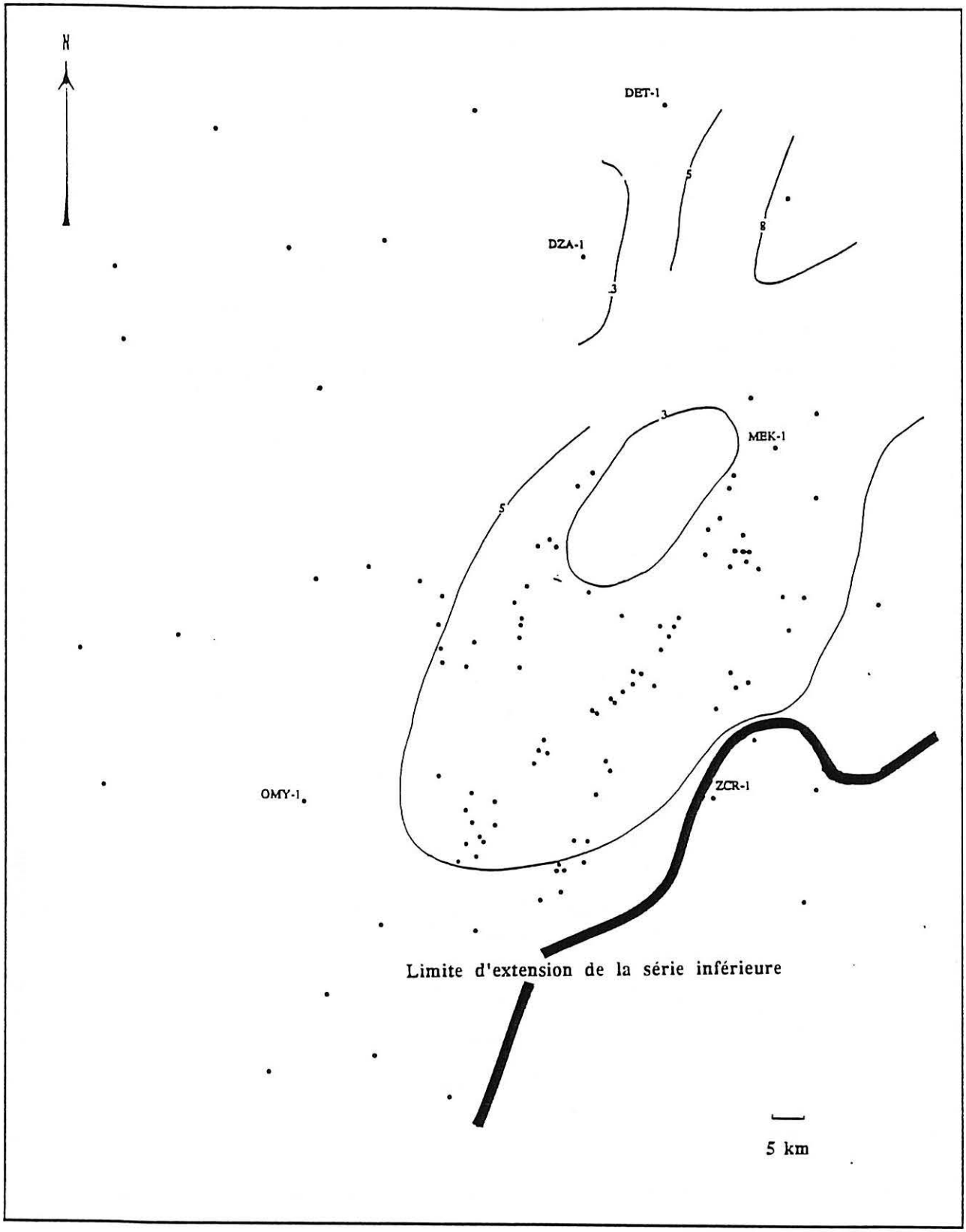


Fig. 65: Carte des pourcentages de silice dans la série inférieure.

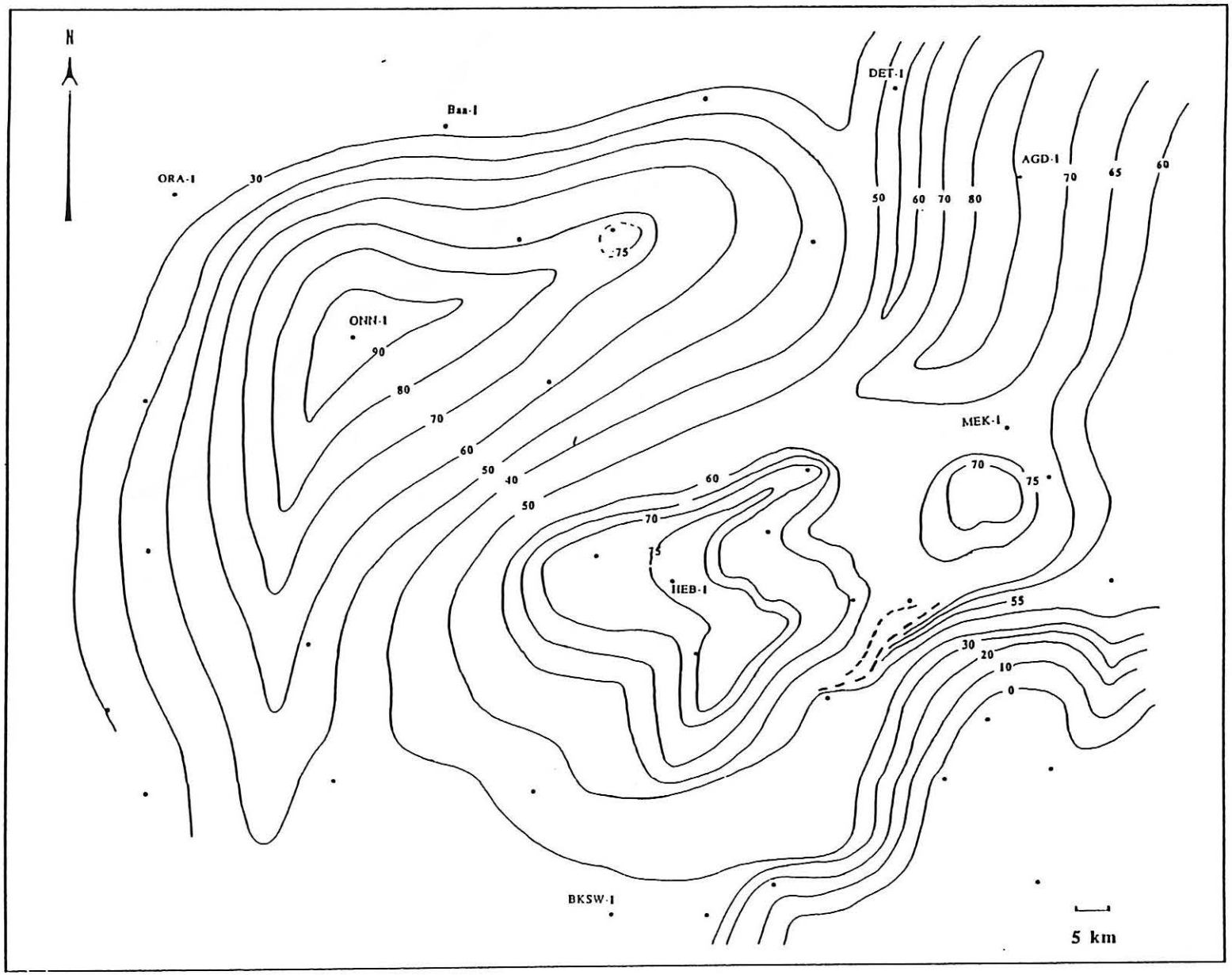


Fig. 66: Carte en isopaques de la série inférieure.

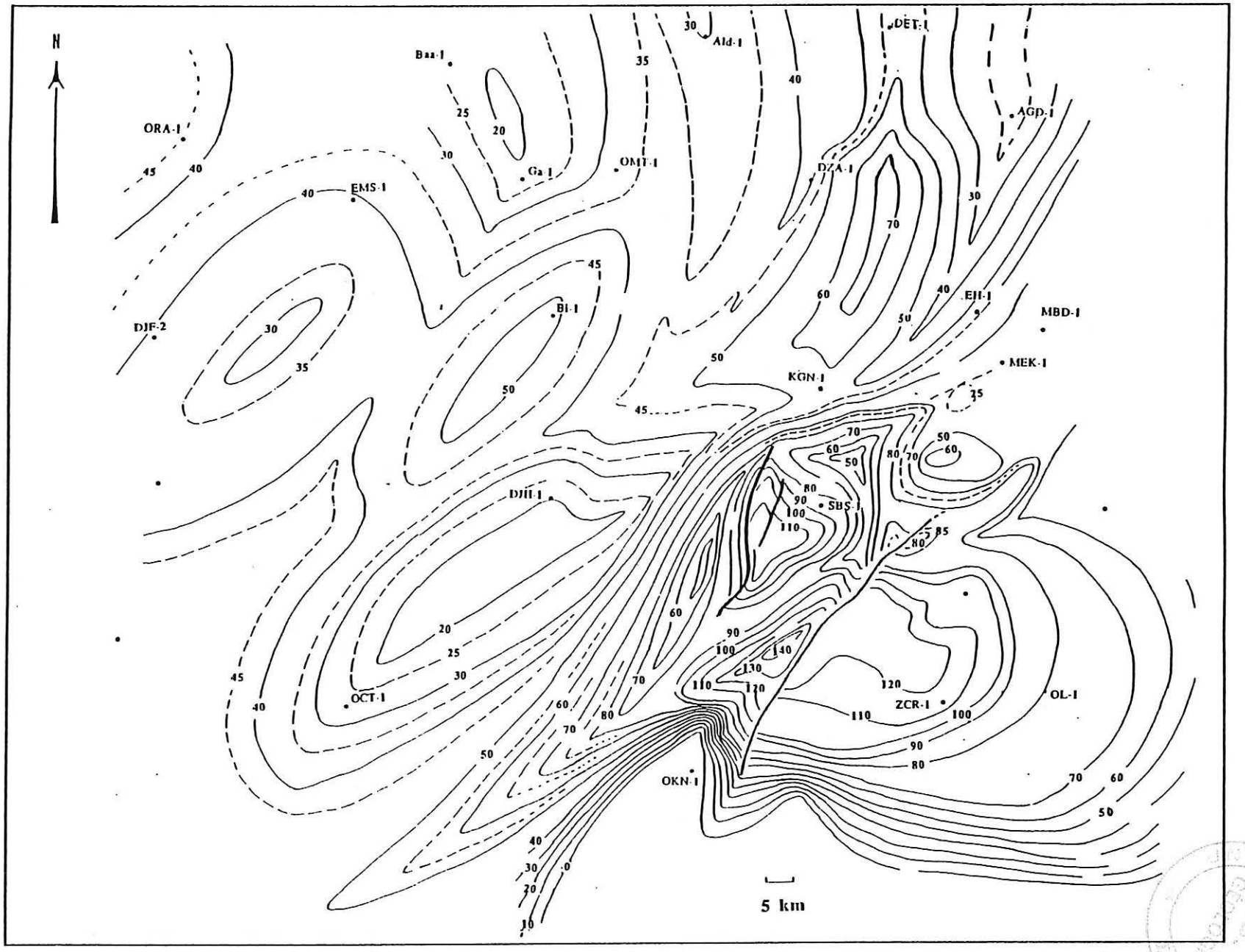


Fig. 67: Carte en isopaques de la série intermédiaire.

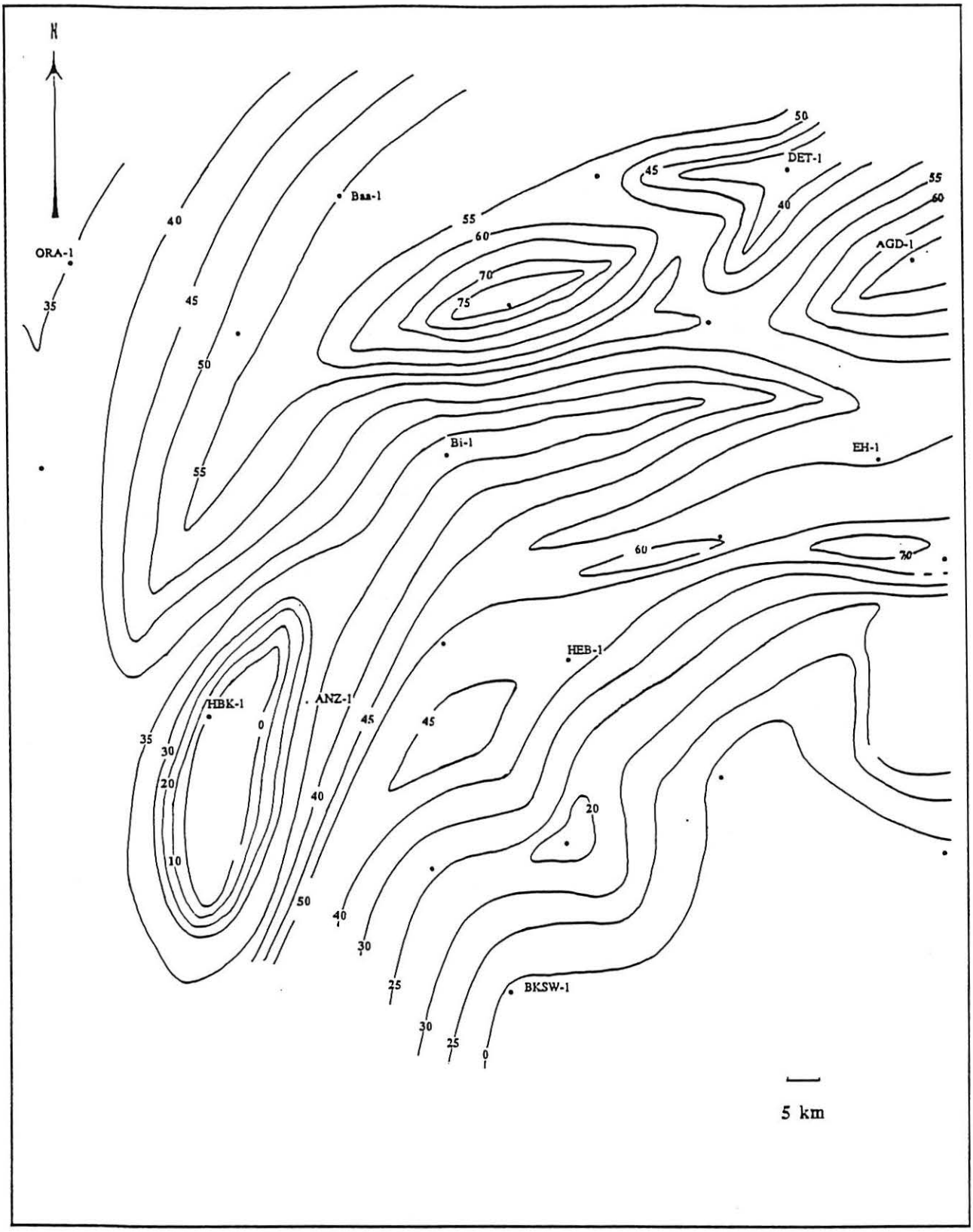


Fig. 68: Carte en isopaques de la formation T1.

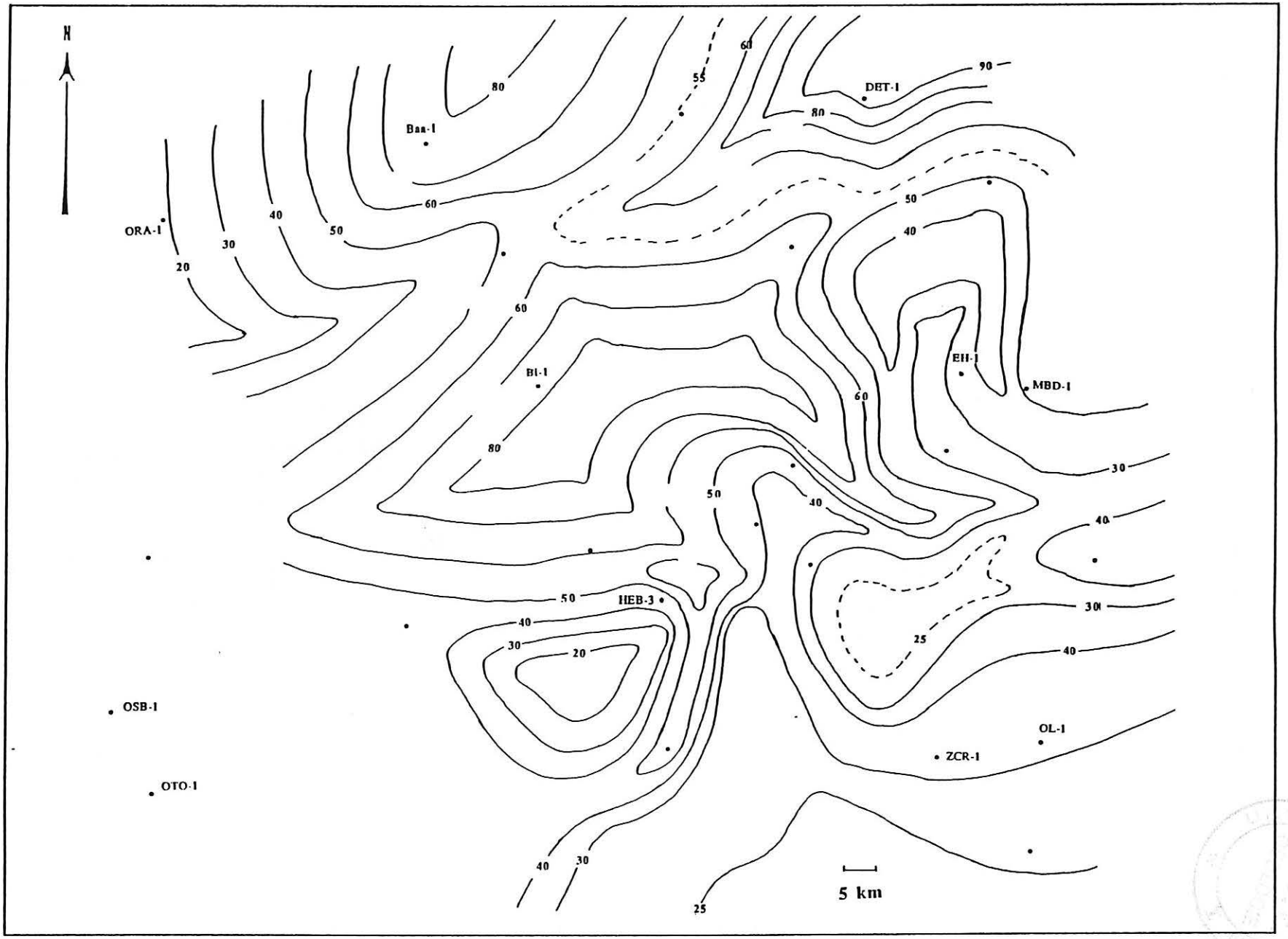


Fig. 69: Carte en iscpaques de la formation T2.

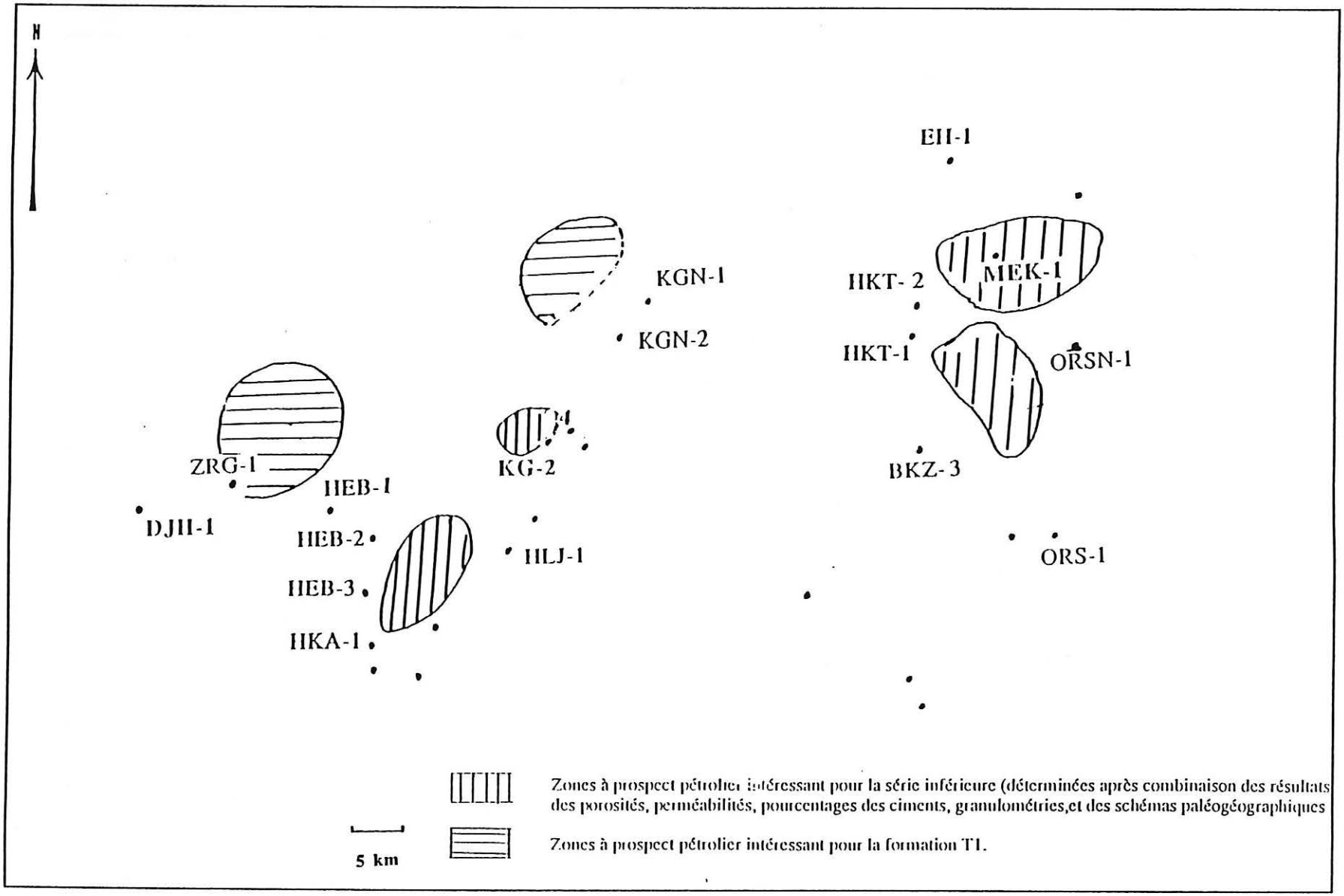


Fig. 70: Localisation des zones à potentiels d'hydrocarbures possibles (pièges stratigraphiques) pour la série inférieure et pour la formation T1.

CONCLUSION GENERALE.

L'étude des sédiments détritiques du Trias de la région de l'Oued Mya nous a permis de mettre en évidence les faits suivants.

- **Une série intermédiaire**, déterminée grâce à l'analyse séquentielle, est constituée dans ses parties Ouest, Nord-Ouest et Nord par des sédiments détritiques déposés dans un environnement fluviatile à chenaux en tresses. **Elle est latéralement équivalente des basaltes épanchés dans les zones Est et Sud-Est .**

- L'association étroite entre l'analyse des séquences sédimentaires à l'échelle des mésoséquences et celle des séquences diagraphiques a permis d'établir des corrélations stratigraphiques, de définir le tracé de l'Oued Mya triasique et de reconstituer les paléogéographies successives. La **mésoséquence** apparaît donc comme un **outil** pratique qu'il convient d'utiliser et d'étendre à tout le Trias détritique de la plate-forme saharienne.

- Grâce à la **zonéographie séquentielle**, la paléogéographie apparaît comme un ensemble de seuils (Talemzane, Hassi-R'Mel au Nord-Ouest et Hassi-Messaoud au Sud-Est) entre lesquels se déroule une large paléovallée où se sont développés des **chenaux fluviatiles à méandres.** Sur les flancs très plats en glacis (quelques degrés d'inclinaison) de ces seuils se sont développés des **chenaux fluviatiles en tresses** qui sont les affluents des chenaux à méandres de la paléovallée.

- **Des apports détritiques lointains** auraient comme source la dorsale d'El Biod et même les Tassilis; ce qui permet de mettre en évidence un **Paléo-Mya** ancêtre de l'Oued Mya actuel qui, de nos jours, prend naissance sur le plateau de Tademaït .

- Il existe de nombreux **encroûtements dolomitiques** diagénétiques précoces, de nature pédogénétique ou relevant de l'épigénie de nappe sous couverture. C'est un fait nouveau dans les sédiments détritiques du Trias saharien. Ce phénomène, cause de poronécrose, permet de mieux comprendre la stérilité de certains forages situés à proximité immédiate de sondages déjà producteurs en hydrocarbures.

- Bien que le **modèle Dorag** de dolomitisation précoce en zone de mélange entre eaux phréatiques continentales et marines ait été créé pour une plateforme carbonatée côtière, il semble aussi s'appliquer ici, au prix d'une adaptation qui nous a conduit à en définir un sous-modèle, celui du **"bouchon dolomitique estuarien",** probablement applicable à d'autres séries détritiques.

- L'étude de l'évolution des tailles et des formes texturales des cristaux de dolomite a conduit à confirmer la valeur de ce minéral comme **indice du degré d'enfouissement,** important pour l'évaluation de la poronécrose.

- **La diagenèse profonde** due à l'enfouissement des séries détritiques a produit des phases de dissolution, de recristallisation de la dolomite, des remplacements mutuels entre dolomite et anhydrite. Elle a aussi causé une transformation des smectites en illite et chlorite.

- **La combinaison** des schémas paléogéographiques (zonéographies séquentielles), des cartes en isopaques, en isoperméabilité, en isoporosité, en isopourcentage des differents ciments chimiques, des pendagemétries et des résultats de la granulométrie, a permis de situer les **zones** qui présentent le plus de chances d'emmagasiner des **hydrocarbures.**

BIBLIOGRAPHIE

ABDELDJAOUAD S. (1987).- Sur l'âge paléocène supérieur-miocène des dépôts continentaux à calcrêtes ou dolocrêtes de la formation Bou-Loufa en Tunisie méridionale. Conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. Géol. France , sér. 8, t.III, n°4, p. 777-781.

ACHAB A. (1970).- Le Permo-trias saharien. Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. Thèse de 3e cycle. Faculté des sciences de l'Université d'Alger. S. N. Repal, département laboratoires, laboratoire de géologie.

ADAMS A.F., Mac KENZIE and C. GUILFORD (1984).- Atlas of Sedimentary rocks under the microscope. Longman Scientific and Technical.

AIT-HAMOUDA (1979).- Oïl and gas potential - Ouargla region (Triassic basin, Algeria). Am. Ass. Petrol. Geol.-S.E.P.M., Houston.

AIT-SALEM H. et TRUC G. (1987).- Diagenèse des réservoirs gréseux : poronécrose par dolomitisation épigénétique sous contrôle de nappes aquifères (processus d'encroûtement météorique ou profond) affectant les sédiments gréseux fluviatiles du Trias dans le Sud-Est de l'Algérie. 8th IAS Regional Meeting of sedimentology - Tunis.

AIT-SALEM H. et SALEH A. (1984).- Synthèse sédimentologique et caractérisations géochimiques du Trias T1 de l'Oued Mya (région de Ouargla). Entreprise Nationale Sonatrach - Division Hydrocarbures - Direction Laboratoire Central des Hydrocarbures. Rapport n°511/1. 2046 - Boumerdès.

ALLEN J.R.L. (1963).- The classification of cross-stratified units with notes on their origin. Sedimentology, vol. 2, n°2, Elsevier édit., Amsterdam.

ALLEN J.R.L. (1964).- Studies in fluviatile sedimentation : six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, vol. 3, p. 153-193.

ALLEN J.R.L. (1966).- On bedforms and paleocurrents. Sedimentology, vol. 6, p. 153-190.

ALLEN J.R.L. (1970).- Studies in fluviatile sedimentation, a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 40, n°1, p. 298-323.

ASMAT A.R. (1981).- Etude sédimentaire dans le Trias au niveau de la région de Oued Mya. Sonatrach. Rapport A 2288.

ASMAT A.R. (1984).- Paleostructural evolution of the Oued Mya region (Triassic Bassin) with special reference to the search for hydrocarbons. Sonatrach, Division hydrocarbures, 2e Conférence sur l'exploration.

ASMAT A.R. (1985).- Présence et distribution des différents corps gréseux dans la séquence sédimentaire triasique de la région de l'Oued Mya. Sonatrach- Direction Explor. Rapport interne.

BADIOZAMANI K. (1973).- The Dorag dolomitization model - Application to the middle Ordovician of Wisconsin. Journal of Sedimentary Petrology, 43, 4, p. 965-984.

BADIOZAMANI K. (1976).- Reply to the discussion of the Dorag dolomitisation model by A.B. Carpenter. Journal of Sedimentary Petrology, 46, p. 256-258.

BEAUCHAMP J. et PERRIAUX J. (1978).- Pédogenèse ancienne et diagenèse des grès permo-carbonifères du bassin du Nil Bleu (Ethiopie). 103e congrès national des sociétés savantes, Nancy, Sciences, fasc.IV, p. 197-207.

BENAMRANE O. (1987).- Diagraphies et sédimentologie : une combinaison efficace pour l'étude des bassins et l'exploration des pièges stratigraphiques d'hydrocarbures (Trias du bassin de l'Oued Mya, Algérie). Thèse Doctorat-Université Pierre et Marie Curie - Paris IV.

BENSALAH M. (1989).- L'Eocène continental d'Algérie. Importance de la tectogenèse dans la mise en place des sédiments et des processus d'épigénie dans leur transformation.Thèse Doctorat, Université Claude Bernard-Lyon 1.

BERG R. R. (1968).- Point-bar origin of Fall River sandstone reservoirs, Northeastern Wyoming. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 52, n° 11, p.2116-2122.

BERSIER A. (1958).- Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 51, p. 854-893.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., De CHARPAL O., ROGNON P, GARIEL O., BENNACEF A. (1971).- Les grès du paléozoïque inférieur du Sahara. Sédimentation et discontinuités - évolution structurale d'un craton - Publ. I.F.P., collection "Science et Tehnique du Pétrole", n°18, Ed. Technip.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., STEVAUX J. et KUBLICKI G. (1966).- Ampleurs des glaciations "siluriennes" au Sahara : leurs influences et leurs conséquences sur la sédimentation. Rev. Inst. fr. Pétrole, Vol. 21, n°3, p. 363-381, 10 fig., 3 pl., Paris.

BIARD A. (1963).- Contribution à l'étude palynoplanctologique du Permo-Trias en France et en Afrique du Nord. Thèse 3° cycle, 187 p. ronéot., 24 pl. photos, 20 pl. h. t. Dijon (inédit).

BLATT H., MIDDLETON G., MURRAY R. (1980).- Origin of sedimentary rocks, 2nd edition, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

BOUDJEMA A. (1987).- Evolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara Nord-oriental (Algérie). Thèse de Docteur en Sciences de l'Université Paris XI-Orsay.

BOULAINE J. (1982).- Problèmes épistémologiques de la classification des sols. Mém. géol. Université Lyon I, Livre jubilaire Gabriel Lucas.

BUSSON G. (1967).- Le Mésozoïque saharien, 1ère partie : l'Extrême Sud tunisien. 1 vol., 194 p., 18 fig., 7 pl. h.- t. Publ. C.R.Z.A., Géologie,n°8, Paris (C.N.R.S.).

BUSSON G. (1968).- La sédimentation des évaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles. "Mém. Mus Nat. Histoire nat." Nle sée., c, Sci. de la Terre, t. XIX, fasc. 3, p. 125-169, 12 fig., pl. I-II.

BUSSON G. (1970).- Le Mésozoïque saharien. Essai de synthèse des données de sondages algéro-tunisiens. Deuxième partie. Tome 1. C.N.R.S. éd.

BUSSON G. (1972).- Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Mém. Mus. Nat. Hist. nat., Sér. C, XXVI, 441 p. 140 fig., 8 pl. photos, 2 cartes géol., Paris.

BREWER R. (1972).- Glossaire sommaire des termes micromorphologiques utilisés. Traduction de J. Laruelle. Bull. Assoc. Franc. Etude Sol, Paris, n°1-2, p. 91-92.

CAMPBELL C.V.(1976).- Reservoir Geometry of a fluvial Sheet Sandstone. The American Assoc. of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 60, n°7.

CANT D.J. (1984).- Subsurface Facies Analysis. Facies Model, Second Edition. Geoscience Canada, Reprint series 1.

CHOQUETTE P.W. STEINEN R.P. (1980).- Mississippian Non-Supratidal Dolomite, Ste-Genevieve limestone, Illinois basin : evidence for mixed-water dolomitization, S.E.P.M. special publication, 28, p. 163-196, Tulsa.

CLARET J. et TEMPERE C. (1967).- Une nouvelle région productrice au Sahara algérien : l'anticlinorium d'Hassi-Touareg. Proc. 7th World Petrol. Congr. Mexico, 2, p. 81-100, 12 fig. Barking, Elsevier éd.

CUMELA S.P. (1981).- Mixing zone origin of "primary" dolomite grains from Cretaceous marine sandstones of western interior basins. A.A.P.G., 65, 5, p.915.

DELFAUD J. (1974).- La sédimentation deltaïque ancienne - exemples nord-sahariens. Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A., vol. 8, n°1.

DELFAUD J. (1983).- Fondements d'une lithostratigraphie scalaire : séquences et discontinuités sédimentaires.- Résumé. Colloque de stratigraphie. Soc. géol. France., Paris.

DEMAISON G.J. (1965).- The Triassic salt in the Algerian sahara. Proc. of a joint meeting of the Institut of Petroleum and the Geological Society, p. 91-99, 3 fig., Londres.

DOLIVO E. (1985).- The lower clastic member (Triassic Clastic Complex) in the North Oued Mya bassin (Algeria, block 417). Shell Exploration (Algérie).

DUNOYER de SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Thèse Doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Strasbourg.

ELYOUSSI M. (1986).- Sédimentologie et paléogéographie du Permo-trias du Haut Atlas Central (Maroc). Thèse Doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

ELYOUSSI M. et JAUTEE E. (1989).- L'épigénie dolomitique dans le Permo-trias continental du Haut Atlas Central. Facteurs locaux et facteurs globaux. Huitième conférence de la Société géologique de l'Afrique. Rabat (Maroc).

FABRE J. (1976).- Introduction à la géologie du Sahara algérien. S.N.E.D., Alger.

FOLK R.L. (1968).- Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin Texas.

FOLK R.L. LAND L.S. (1975)- Mg/Ca ratio and salinity : two controls over cristallization of dolomite. A.A.P.G., 59, 1, p. 60-68.

FOLK R.L. SIEDLICKA A. (1974).- The schizohaline environment : its sedimentary diagenetic fabrics as exemplified by late paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. Sedimentary Geology, 11, 15.

FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1984).- Dictionnaire de géologie. Masson édit., Paris, 2° édit.., Coll. Guides géol. régionaux, 352 P., 1 fig.

FREYTET P. (1971).- Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés aux dépôts fluviatiles dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc. Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), vol. XIII, fasc. 3, pp. 245-268, Paris.

FREYTET P. et PLAZIAT J.C. (1978).- Les redistributions carbonatées pédogénétiques (nodules, croûtes, "calcrètes") : les deux types principaux d'environnements favorables à leur développement. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 286, série D.

FREYTET P. (1984).-Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émersion et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. Bull. Centres Rech. Explor.-prod. Elf-Aquitaine, 8, 1, 223-247, 9 fig., 3 pl., Pau.

FRIEDMAN G. M. (1965).- Terminology of cristallization textures and fabrics in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 35, n°3, pp. 643-655.

FRIEDMAN G. M. (1967).- Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sand. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 37, n° 2, p. 327-354.

GALL J.C. (1971).- Faunes et paysages du grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléogéographique sur le Buntsandstein supérieur. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr. Strasbourg, n° 34, 318 p., 39 fig., XX tabl., XXXVI pl.

GOODWIN P.W. and ANDERSON E.J. (1985).- Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. Journal of geology, vol. 93, n° 5, p. 515-533.

GOUDIE A. (1973).- Duricrust in tropical and subtropical landscapes. Clarendon Press. éd., Oxford, 174 p.

GREGG J.M.& SIBLEY D.F. (1984).- Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 54, n°3, pp. 908-931.

GUERFI L. et BOURMOUCHE R. (1981).- Etude palynologique du Mésozoîque du sondage Garet - Ech- Chouf 2 (GEC-2).- Entreprise Nationale Sonatrach. - Division Hydrocarbures.- Direction Laboratoire Central des Hydrocarbures. Rapport n° 268: 8 - 2007. Boumerdès.

HAGUENAUER B. (1973).- Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage au Portugal. Thèse d'état, Nancy, 290 p.

HAGUENAUER B. (1974).- Signification paléogéographique de l'enregistrement sédimentaire séquentiel. Extrait du Bulletin de la Société géologique de France, t. XVI, n°6.

HAGUENAUER B. et HILLY J. (1975).- Les environnements continentaux, lagunaires et marins du Muschelkalk, du Keuper, du Lias et du Dogger. Environnements continentaux et marins du Trias et du Jurassique de l'Est du bassin de Paris. Excursion 8, IX° congrès international de sédimentologie, Nice.

HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. Science, vol. 235.

HAMEL A. (1988).- Etude géologique des grès triasiques du gisement de Hassi-R'Mel (Algérie). Caractérisation, extension et milieu de dépôt. Thèse Doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon.

HANSHAW B.B., BACK W., DEIKE R.G. (1971).- A geochemical hypothesis for dolomitisation by groundwater. Economic Geology, 66, p. 710-724.

JACKSON R.G.II. (1976).- Depositional model of point bars in the lower Wabash River. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 46, n°3, p. 579-594.

KAZI-TANI N. (1986).- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intra-plaque nord-algérien. Approche séquentielle.Thèse Sc. Pau, n°59, t. 1 et 2.

KRUMBEIN W.C. (1938).- Size frequency distribution of sediments and the normal curves. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 8, n°6, pp. 84-90.

KRUMBEIN W.C. and Sloss L.L. (1963).- Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed.: San-Francisco, Freeman, 660 pp.

LAND L.S. (1970).- Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestone : evidence from a fossil water table. Sedimentology, 14, 3/4, p. 175-185.

LAND L.S. (1973, a).- Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestone, North Jamaica, Sedimentology, 20, p. 411-424.

LAND L. S. (1973, b).- Contemporaneous dolomitization of middle pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. Bull Marine Sci., 23, p. 64-72.

LAND L.S., SALEM M.R.L., MORROW D.W. (1975).- Paleohydrology of ancient dolomite : geochemical evidence. A.A.P.G., 59, p.1602-1625.

LAPIERRE H., MANGOLD C., EIMI S., BROUXEL M. (1984).- Deux successions volcano-sédimentaires dans le Trias d'Oranie (Algérie occidentale) : témoins de la fracturation d'une plate-forme continentale. Revue de géologie et de géographie physique, vol. 25, fasc. 5, p. 361-373, Paris.

LEGRAND Ph. (1962).- Connaissances acquises sur la limite des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara septentrional. Symp. Silur./Dévon. Grenze, p. 151-159, 2 pl., 2 tabl., Stuttgart.

Le FOURNIER J. (1966).- La série de Zarzaïtine (Sahara central). Analyse architecturale des dépôts et interprétation sédimentologique sur la base des données de la sédimentation actuelle. Rev.I.F.P., XXIV, n° 5, p. 549-614.

LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris, Masson et Cie, 722 p.

LOMBARD A. (1972).- Les séries sédimentaires, genèse et évolution. Paris, Masson et Cie, 425 p.

MANGIN J.Ph. (1964).- La séquence unité et les séries sédimentaires. Trav. Lab. Fac. Sci. Dijon. n° 181.

MEYERS W.J., LOHMAN K.C. (1978).- Microdolomite-rich syntaxial cements : proposed meteoric-marine mixing zone phreatic cements from Mississippian limestone, New Mexico. Journal of Sedimentary Petrology, 48, 2, p. 475-488.

MIALL. A.D. (1977).- A review of the Braided-river Depositional Environment. Earth Science Review, 13, 1-62, Elsevier, Amsterdam.

MIALL. A.D. (1978).- Lithofaciès types and vertical profile models in braided river deposits : a summary. In : A.D. MIALL (Editor), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem, 5, 597-604.

MIALL. A.D. (1980).- Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. Bull. Can. Petrol. Geol., 28, 59-80.

MIALL. A.D. (1981).- Analysis of fluvial depositional systems. Am. Assoc. Petrol. Geol., Education Course Note Series, 20, 75 pp.

MIALL A.D. (1985).- Architectural - Element Analysis : A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. Earth-Science Reviews, 22, 261-308, Elsevier, Amsterdam.

MILLOT G., PAQUET H. et RUELLAN A..(1969).- Néoformation de l'attapulgite dans les sols à carapaces calcaires de la Basse Moulouya (Maroc oriental). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 268, p. 2771-2774.

MILLOT G. (1977).- Géochimie de la surface et formes du relief. Sci. Géol. Bull., vol. 30, n°4, Strasbourg.

MILLOT G. (1980).- Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. Mém. h. sér. Soc. géol. de France, n°10, Livre Jubilaire de la Soc. géol. de France, p. 1830-1980.

OUJIDI M. (1988).- La Formation bariolée d'Ucel (Trias supérieur) de la bordure Cévenole (France). Sédimentologie, dynamique sédimentaire, diagenèse. Thèse Doctorat, Univ. Claude Bernard - Lyon 1.

PAILHE P. et THOMAS G. (1984).- Les enseignements de la morphologie et de la sédimentologie pour la définition des relations tectonique-sédimentation en domaine continental. Exemple de la chaîne ibérique et du bassin du Bas Chélif. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. La sédimentation continentale, 8/1.

PAQUET H. (1970).- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens, tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, n°30, 212 p., Strasbourg.

PASSEGA R. (1957).- Texture as characteristic of clastic depositions. Bull.Am. Assoc. Petrol. Geologists, vol. 41, n°9, p. 1952-1984.

PASSEGA R. et BYRAMJEE R. (1969).- Grain size image of clastic deposits. Sedimentology, Amsterdam, vol. 13, n° 3/4, p. 233-252, fig. 5.

PERRIAUX J. (1961).- Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 18, 236 p., Strasbourg.

PERRIAUX J. (1974).- Généralités sur les grès. Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A., vol.8, n°1.

PERRODON A. (1980).- Géodynamique pétrolière. Genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 2.

PETTIJOHN F.J., POTTER P E., SIEVER R. (1987).- Sand and sandstone. 2nd ed. Springer-Verlag, New York , 355 fig.

PUPIN J.P. (et TURCO G. (1970).- Observations nouvelles sur les nucléis et le zonage des cristaux de zircon. Problèmes pétrogénétiques qui en découlent. Schweiz. Min. Petr. Min. ,vol. 50, n°3, p. 527-538.

PUPIN J.P. et TURCO G. (1972).- Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. Fr. Min. Cristall., t. 95, p. 348-359.

PUPIN J.P. (1976).- Signification des carctères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Doct. ès Sciences, Nice, 394 pages.

RADKE B.M. et MATHIS R.L. (1980).- On the occurrence and formation of saddle dolomite. Journal of Sed. Petrology, vol. 50, pp. 1149-1168.

RAT P. (1978).- Sur le concept de faciès en géologie sédimentaire : Faciès et environnements Docum. Labo. Géol. Fac. Sc. Lyon, Hors série, n°4, Livre Jubilaire Jacques Flandrin.

REYRE Y. (1973).- Palynologie du Mésozoïque saharien. Traitement des données par l'informatique et applications à la stratigraphie et à la sédimentologie. Mém. Mus.Hist. nat., Nle série, sér.c, Sciences de la Terre, T. XXVII.

RICHTER K. (1985).- Die Dolomite der Evaporit und der Dolocrete Playassequenz im Mittleren Keuper bei Cobur (NE Bayern). N. Jb. Paleont. Abh., 170, 1, pp. 87-128, 7 fig.

ROULIN F. (1985).- L'éocène continental du synclinal d'Apt (Vaucluse, SE de la France). Enchaînement silcrète-calcrète et argilogenèse. Travaux de l'ADEP. n°2, Lyon.

ROULIN F. (1987).- Enchaînements géodynamiques, climatiques et géochimiques dans un bassin continental tertiaire : dépôts détritiques, silcrêtes, calcrètes et argiles associés. Le bassin éocène d'Apt, Vaucluse (France). C.R.Acad. Sci. Paris, t. 305, série II, p. 121-125.

RUELLAN A. (1970).- Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes : les sols à profils calcaires différenciés des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental). Thèse Sc. Strasbourg, 482 p., 41 fig., 19 tabl., 8 pl.

RUELLAN A. (1976).- Synthèses et perspectives: migrations et accumulations des carbonates. Bull. Soc. géol. France, 7e sér., t. XVIII, n°1, p. 41-44.

RUELLAN A., NAHON D., PAQUET H. et MILLOT G. (1977).- Géochimie de surface et formes de relief. Rôle des encroûtements et épigénie calcaires dans le façonnement du modèle en pays aride. Sc. géol., t. 30, fasc. 4, p. 238-288, Strasbourg.

RUST B.R. (1978).- A classification of alluvial channel systems. In : Fluvial sedimentology, (ed. by Miall, A.D.), Canad. Soc. Petroleum Geol., Mem. 5.

SASSI S., TRIAT J.M, TRUC G. et MILLOT G. (1984).- Découverte de l'Eocène continental en Tunisie centrale : la formation du jebel Chambi et ses encroûtements carbonatés. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 299, série II, n°7.

SEARL A.M. (1988, a).- Mixing zone dolomites in the Gully Oolite, Lower Carboniferous, South Wales. Journal of the Geol. Soc., London, 145, p. 891-899.

SEARL A.M. (1988).- The limitation of "cement stratigraphy" as revealed in some lower carboniferous oolites from South Wales. Sedimentary Geology, 57, 171-183.

SELLEY R.C. (1970).- Ancient sedimentary environments. Cornell Univ. Press, Ithaca, N. Y., 237 pp.

SHEPARD F.P. and MOORE D.G. (1955).- Central Texas coast sedimentation-characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis. Bull. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 1463-1593.

SIBLEY D. F., GREGG J. M. (1987).- Classification of dolomite rock textures. Journal of sedimentary Petrology, vol. 57, n°6, pp. 967-975.

SMITH N. D. (1970).- The braided stream depositional environment : comparison of the Platte River with some silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. Bull. Geol. Soc. Am., 81; 2993-3014.

SPY-ANDERSON F. L. (1980).- La bordure Vivaro-cévenole au Trias dans la région des Vans (Ardèche) : Histoire tectono-sédimentaire, évolution diagénétique d'encroûtements dolomitiques de piémont et de plaine alluviale. Thèse 3° cycle, Univ. Cl. Bernard - Lyon I.

THOUVENIN J. (1974).- Etude du Trias argilo-gréseux de la région de Naïl. Sahara algérien. TOTAL - C.F.P., Talence.

TRUC G. (1975).- Les encroûtements carbonatés liés à la pédogenèse; rôle important des microorganismes : biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. IX. Congr. Intern. Sedimentologie, Nice.

TRUC G., MILLOT G., PAQUET H., SASSI S., & TRIAT J.M (1984).- Remplacement isovolume dans les encroûtements carbonatés des roches meubles : exemples quaternaires, pliocènes et éocènes du Maghreb, de l'Espagne et du Sud-Est de la France. 5ème Congr. Europ. de Sédimentologie, Marseille.

TRUC G., TRIAT J.M., SASSI S., PAQUET H. & MILLOT G. (1985).- Caractères généraux de l'épigénie carbonatée de surface, par altération météorique liée à la pédogenèse et par altération sous couverture liée à la diagenèse. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 300, sér. II, 300, n°7, p. 283-290.

TRUC G., ELYOUSSI M., MAHDOUDI M.L., MILLOT G., PAQUET H., TRIAT J.M. (1989).- L'épigénie carbonatée dans les formations continentales anciennes du Maroc. Répercussions paléoclimatiques, paléogéographiques et économiques à l'échelle des bassins sédimentaires conçernés. Concepts relatifs à la dynamique de ce phénomène. G.S.A. "89", Huitème Conférence de la Société Géologique de l'Afrique. Les Sciences Géologiques en Afrique: état actuel et progrès, Rabat (Maroc).

TWENHOFEL W.H., (1950).- Principles of sedimentation. M.C. Graw-Hill, New York, 673 pp.

VAIL P.R., MITCHUM R.M.,Jr., and THOMPSON S. III. (1977).- Seismic stratigraphy and global sea level changes. A.A.P.G. Memoir 26.

VISHER G.S. (1969).- Grain size distributions and depositional processes. J sedim Petrol., v.39, p.1074-1106.

WARD W.C, HALLEY R.B. (1985).- Dolomitization in a mixing zone of near sea-water composition, late Pleistocene, northeastern Yucatan peninsula. Journal of Sedimentary Petrology, 55, 3, p. 407-420.

WALKER R.G. (1984).- General introduction : Facies, Facies sequence and Facies Models. Facies Models, 2nd ed., Geosciences Canada, Reprint Series 1.

WOODROFFE C.D., CHAPPELL J., THOM B.G., WALLENSKY E. (1989).- Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River Northern Australia. Sedimentology, 36, 737-756.

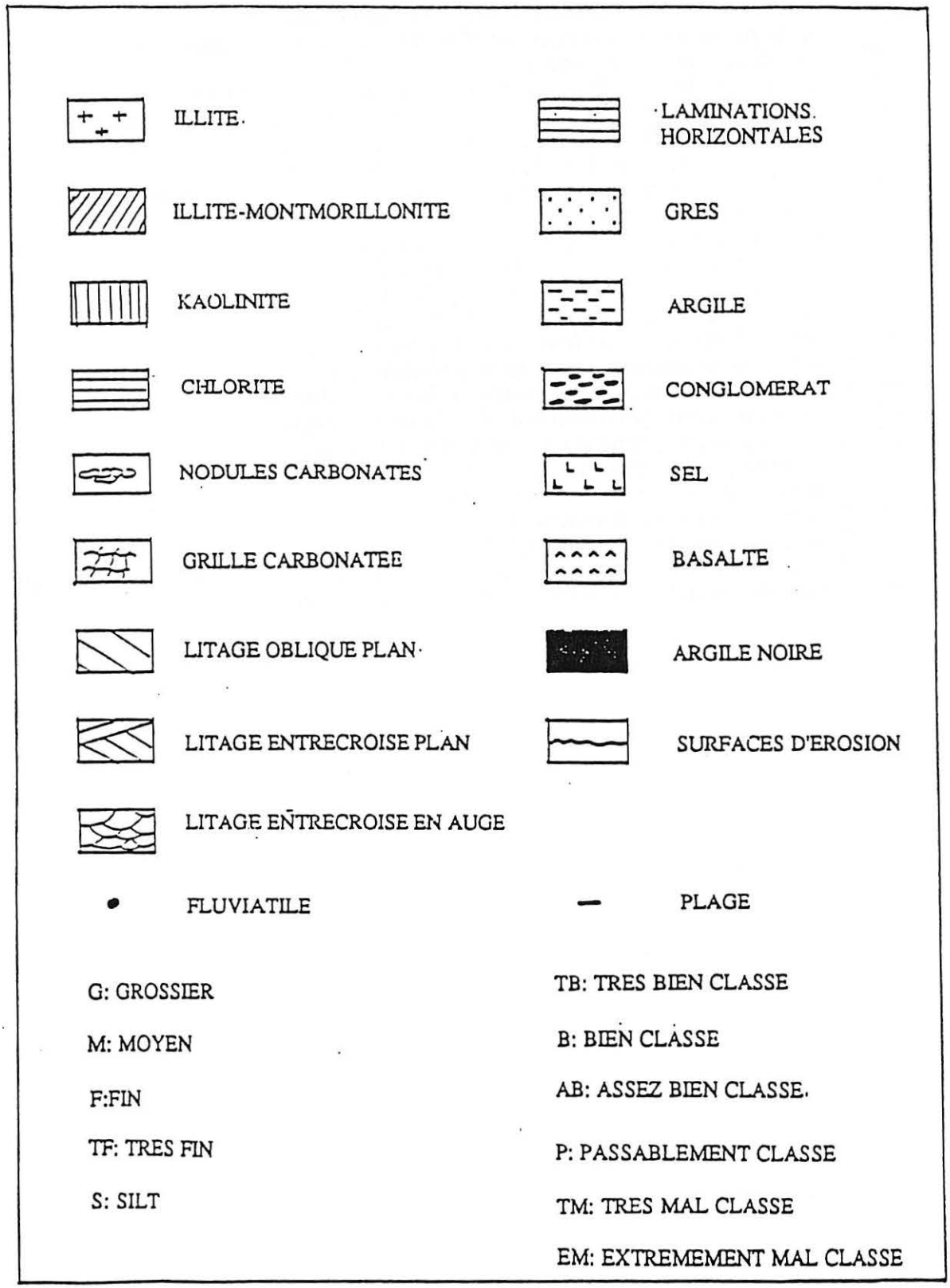
WRIGHT L.D., COLEMAN J.M., THOM B.G. (1972) - Process of channel development in a high-tide-range environment : Cambridge gulf-ord river delta, Western Australia. Journal of Geology, vol.81, p.15-41.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

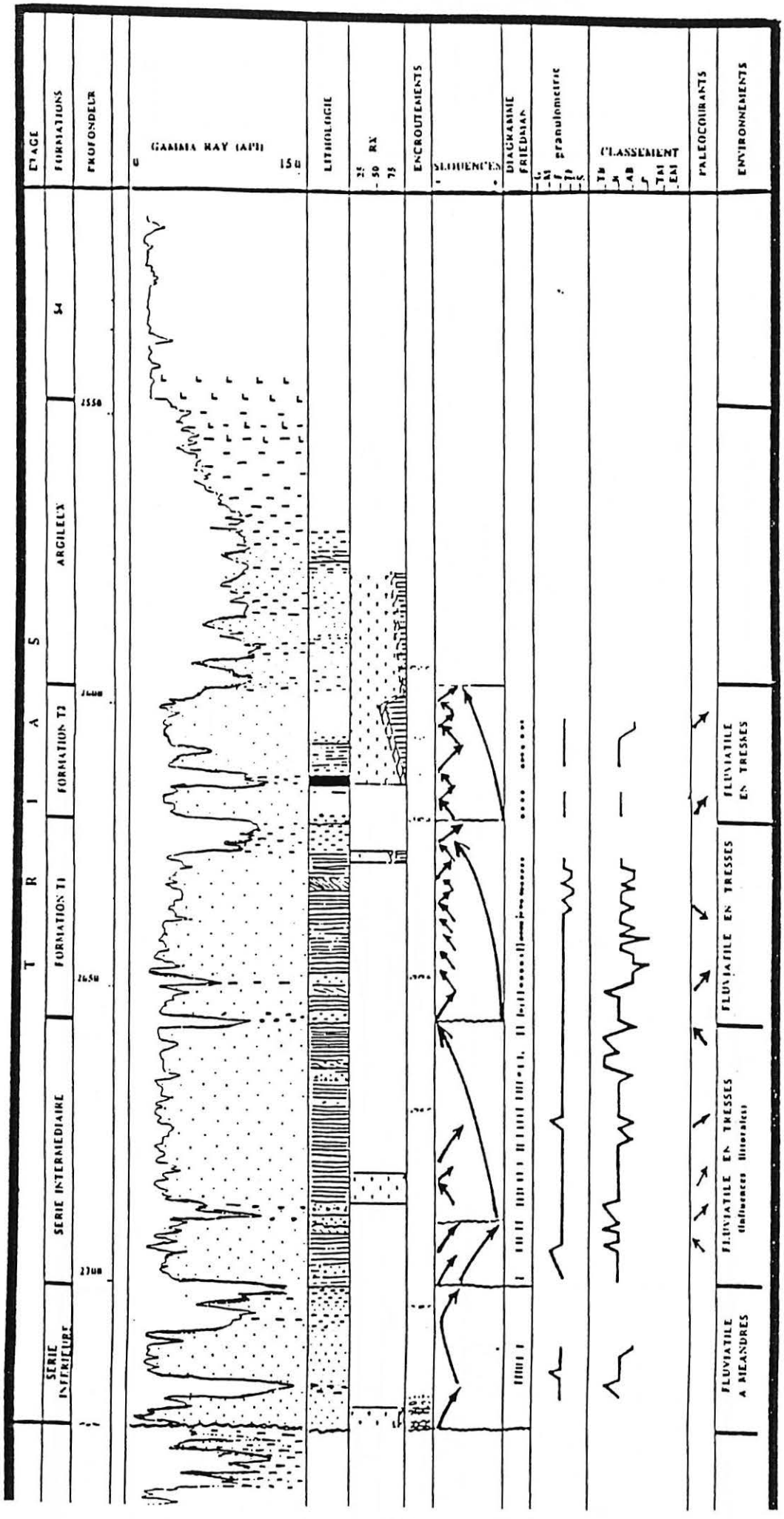
1 - Carte géographique avec implantation des principaux sondages (d'après BUSSON, 1970).
Tableau 1 : Tableau comparatif des tailles moyennes (en mm.) des granulométries réalisées sur lames minces et par tamisage sur 28 échantillons récoltés dans la série inférieure du sondage KG-2.
1 bis - Carte du substratum des séries mésozoïques (d'après BUSSON, 1970).
2 - Principales provinces délimitées par BUSSON (1970), dans l'étude du Trias gréseux du Sahara.
3 - Stratigraphie dans la région de Ouargla.
4 - Plan de position des sondages de la région de l'Oued Mya.
5 - (a) : Lithologie dans l'aire d'épanchement des basaltes; (b) : Lithologie en dehors de l'aire d'épanchement des basaltes.
6 - Classification triangulaire de Folk (1968, 1974) et relations entre classification des roches et les environnements sédimentaires.
Tableau 2 : récapitulation des différentes formations définies dans le Trias détritique saharien par BUSSON (1970, 1972).
7 - Différents types de discontinuités observables dans le Trias détritique de la région de l'Oued Mya.
Tableau 3 : Classification des structures sédimentaires (PETTIJOHN, 1975).
8 - Alternances de niveaux dolomitiques à aspect en grilles et en nodules, avec des niveaux à influences de plage et fluviatiles.
9 - Réponses typiques du gamma ray selon la lithologie (d'après BENAMRANE, 1987, simplifié).
10- Différents types de formes des courbes du gamma ray et leur interprétation environnementale (CANT, 1984).
11 - Divers types de formes des courbes du gamma ray rencontrées au sein de la série inférieure.
12 - Divers types de formes des courbes du gamma ray rencontrées au sein de la série intermédiaire.
13 - Divers types de formes des courbes du gamma ray rencontrées au sein de la formation T1.
14 - Divers types de formes des courbes du gamma ray rencontrées au sein de la formation T2.
15 - Corrélations mésoséquentielles, Nord-Ouest-Sud-Est, établies dans la région de l'Oued Mya.
16 - Courbe en ordonnée de probabilité (VISHER, 1969), montrant les divers types de populations liées avec le mode de transport et de dépôt ddes sédiments.
17 - Courbes en ordonnées de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la série inférieure.
18 - Courbes en ordonnées de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la série intermédiaire.
19 - Courbes en ordonnées de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la formation T1.
20 - Courbes en ordonnées de probabilité montrant les différents environnements pendant le dépôt de la formation T2.
21 - Diagramme CM de PASSEGA et BYRAMJEE (1969).
22 - Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la série inférieure.
23 - Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la série intermédiaire.
24 - Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la formation T1.
25 - Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la formation T2.

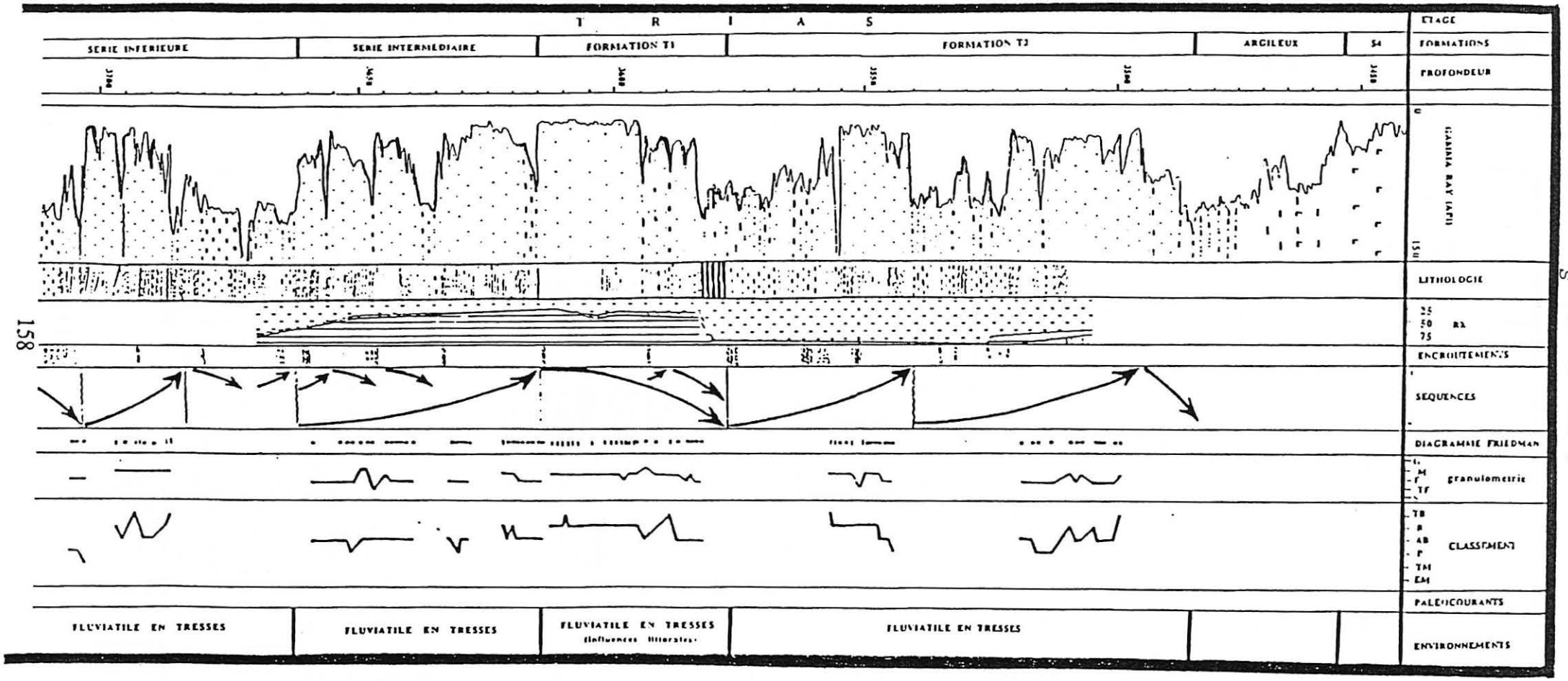
26 - Mise en évidence des différents modes de transport subis par les sédiments pendant le dépôt de la formation T2 (suite).
27 - Exemples de sondages montrant les influences littorales ("beach") et continentales ("river") au cours du dépôt de la série inférieure.
28 - Exemples de sondages montrant les influences fluviatiles nettes lors du dépôt de la série inférieure.
29 - Exemples de sondages montrant les influences fluviatiles nettes lors du dépôt de la série inférieure (suite).
30 - Exemples de sondages montrant les influences littorales ("beach") lors du dépôt de la série intermédiaire (partie Nord-Ouest: ORA-1 et Bi-1, partie Nord-Est: DET-1 et AGD-1). Les influences fluviatiles sont surtout marquées vers le Sud (ZCR-1).
31 - Exemples de sondages montrant les influences littorales ("beach") et continentales ("river") lors du dépôt de la formation T1.
32 - Exemples de sondages montrant les influences fluviatiles plus marquées au cours du dépôt de la formation T1.
33 - Exemples de sondages montrant la nette prépondérance des influences continentales ("river") lors du dépôt de la formation T2.
34 - Exemples de sondages montrant quelques influences littorales ("beach") lors du dépôt de la formation T2.
35 - Exemples de sondages montrant la nette prépondérance des influences continentales ("river") lors du dépôt de la formation T2.
Tableau 4 - Classification des lithofaciès (MIALL, 1978).
Tableau 5 - Eléments architecturaux pris en considération dans les dépôts fluviatiles (MIALL, 1985).
Tableau 6 - Classification des lithofaciès, éléments architecturaux et géométrie des corps sédimentaires dans la région de l'Oued Mya.
36 - Bloc-diagramme montrant les éléments morphologiques d'un système de rivière en tresse (braided river; WALKER et CANT, 1984)).
37 - Séquence résumée pour le "Devonian Battery Point Sandstone, Québec; développée dans un système fluviatile en tresse (braided river; CANT et WALKER, 1976, in WALKER et CANT, 1984).
38 - Bloc-diagramme montrant les éléments morphologiques d'un système de rivière à méandres (WALKER et CANT,1984).
39 - Modèle montrant l'accrétion latérale et verticale des dépôts de rivières à méandres (ALLEN, 1970).
40 - Exemple de morphologie estuarienne montrant l'embouchure en entonnoir en aval, et le développement de chenaux fluviatiles à méandres en amont.
41 - Ouverture en entonnoir typique d'un estuaire-Divers éléments morphologiques. (WOODROFFE et al., 1989).
42 - Eléments morphologiques en aval et en amont dans une zone estuarienne (WOODROFFE et al., 1989).
43 - Carte en isopaques, de l'ensemble compris entre la base de la dolomie-repère et le Paléozoïque, montrant la direction des apports détritiques, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, dans la région de Gassi-Touil.
44 - Evolution du Paléo-Mya au cours du temps.
45 - Paléogéographie au cours du dépôt de la Série Inférieure. Zonéographie séquentielle.
46 - Paléogéographie au cours du dépôt de la Série Intermédiaire. Zonéographie séquentielle.
47 - Paléogéographie au cours du dépôt de la Formation T1. Zonéographie séquentielle.
48 - Paléogéographie au cours du dépôt de la Formation T2. Zonéographie séquentielle.
49 - Place du Pléo-Mya dans le Sahara au Trias.
50 - Distribution et positionnement sur le diagramme IA et IT des points moyens des populations de zircons étudiés dans les grès du Trias du Sahara (Ouargla).
Tableau 6 bis - Résultats de l'analyse structurale (Boudjema, 1987).
Tableau 7 - Schémas des différents types de formes dolomitiques pédogénétiques rencontrées dans les sédiments du Trias de l'Oued Mya. Noter l'absence de ces formes au sein de la formation T2.
51 - Rapport des pourcentages dolomite / anhydrite dans la série inférieure.

52 -Modèle Dorag de BADIOZAMANI (1973) : schéma original.
53 - Modèle proposé pour la région de l'Oued Mya : "Bouchon dolomitique estuarien" ("Estuarine dolomitic mixing zone").
54 - Diagramme Temps / Profondeur mettant en évidence la CRT de GREGG & SIBLEY (vers 50°C-100°C qui correspond au début de la maturation des hydrocarbures.
55 - Exemple de piège structural (dômes larges). Champ de Samotlor (Sibérie occidentale; d'après Rovnin et al., 1970; in PERRODON, 1980).
56 - Exemple de gisement par discordance (Hassi-R'Mel, Algérie; d'après MAGLOIRE, 1970; in PERRODON, 1980).
57 - Courbes d'isoporosité (%) dans la série inférieure.
58 - Courbes d'isoporosité (%) dans la formation T1.
59 - Courbes d'isoporosité (%) dans la formation T2.
60 - Courbes d'isoperméabilité (md) dans la série inférieure.
61 - Courbes d'isoperméabilité (md) dans la formation T1.
62 - Courbes d'isoperméabilité (md) dans la formation T2.
63 - Carte des pourcentages de dolomite dans la série inférieure.
64 - Carte des pourcentages d'anhydrite dans la série inférieure.
65 - Carte des poucentages de silice dans la série inférieure.
66 - Carte en isopaques de la série inférieure.
67 - Carte en isopaques de la série intermédiaire.
68 - Carte en isopaques de la formation T1.
69 - Carte en isopaques de la formation T2.
70- Localisation des zones à potentiels d'hydrocarbures possibles (pièges stratigraphiques) pour la série inférieure et pour la formation T1.

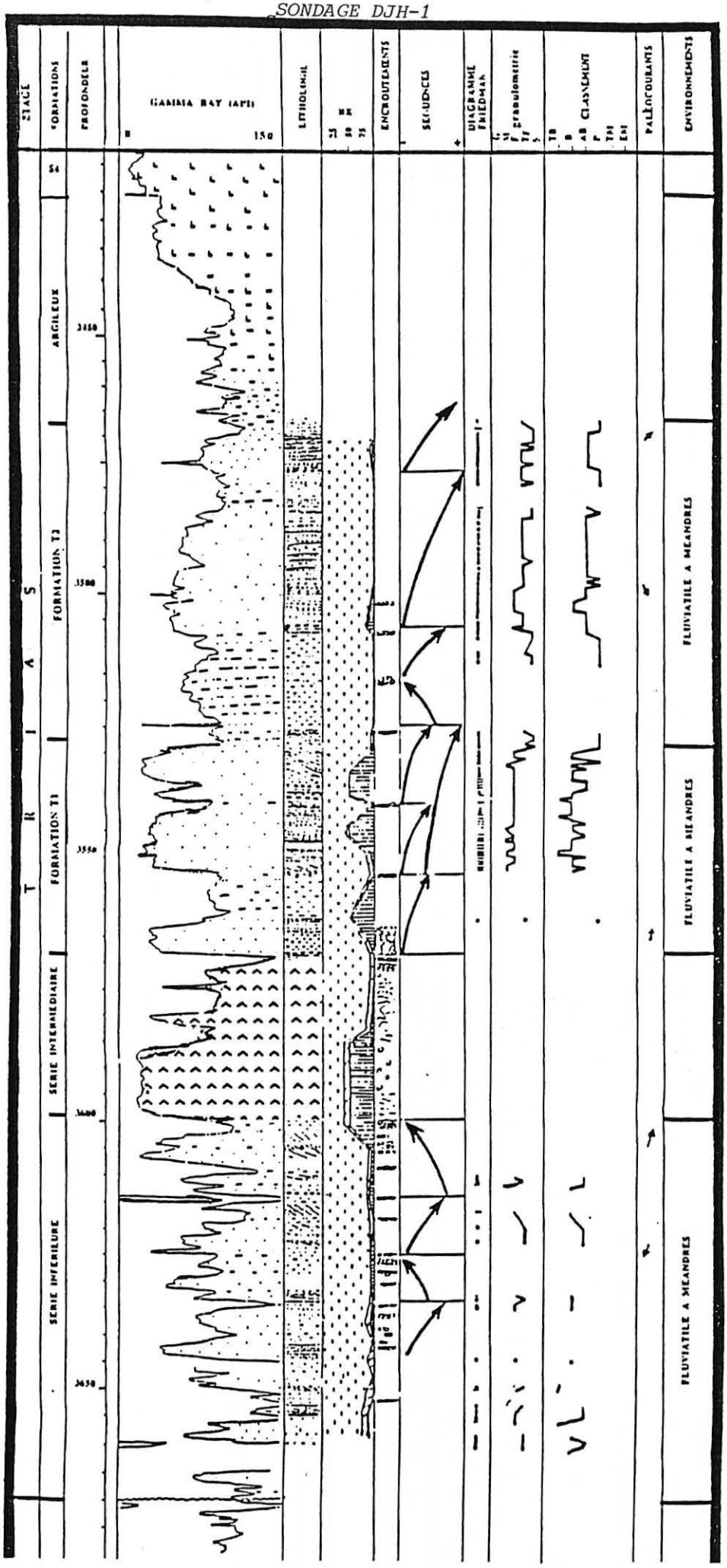

ILLITE
ILLITE-MONTMORILLONITE
KAOLINITE
CHLORITE
NODULES CARBONATES
GRILLE CARBONATEE
LITAGE OBLIQUE PLAN
LITAGE ENTRECROISE PLAN
LITAGE ENTRECROISE EN AUGE
FLUVIATILE
LAMINATIONS HORIZONTALES
GRES
ARGILE
CONGLOMERAT
SEL
BASALTE
ARGILE NOIRE
SURFACES D'EROSION
PLAGE
G: GROSSIER
M: MOYEN
F:FIN
TF: TRES FIN
S: SILT
TB: TRES BIEN CLASSE
B: BIEN CLASSE
AB: ASSEZ BIEN CLASSE.
P: PASSABLEMENT CLASSE
TM: TRES MAL CLASSE
EM: EXTREMEMENT MAL CLASSE

LEGENDE


ETAGE
FORMATIONS
PROFONDEUR
GAMMA RAY (API)
150
LITHOLOGIE
RX
ENCROUTEMENTS
SEQUENCES
DIAGRAMME FRIEDMAN
granulometrie
CLASSEMENT
PALEOCOURANTS
ENVIRONNEMENTS
TRIAS
SERIE INTERMEDIAIRE
FORMATION T1
FORMATION T2
ARGILEUX
2550
2650
2700
FLUVIATILE A MEANDRES
FLUVIATILE EN TRESSES
FLUVIATILE EN TRESSES

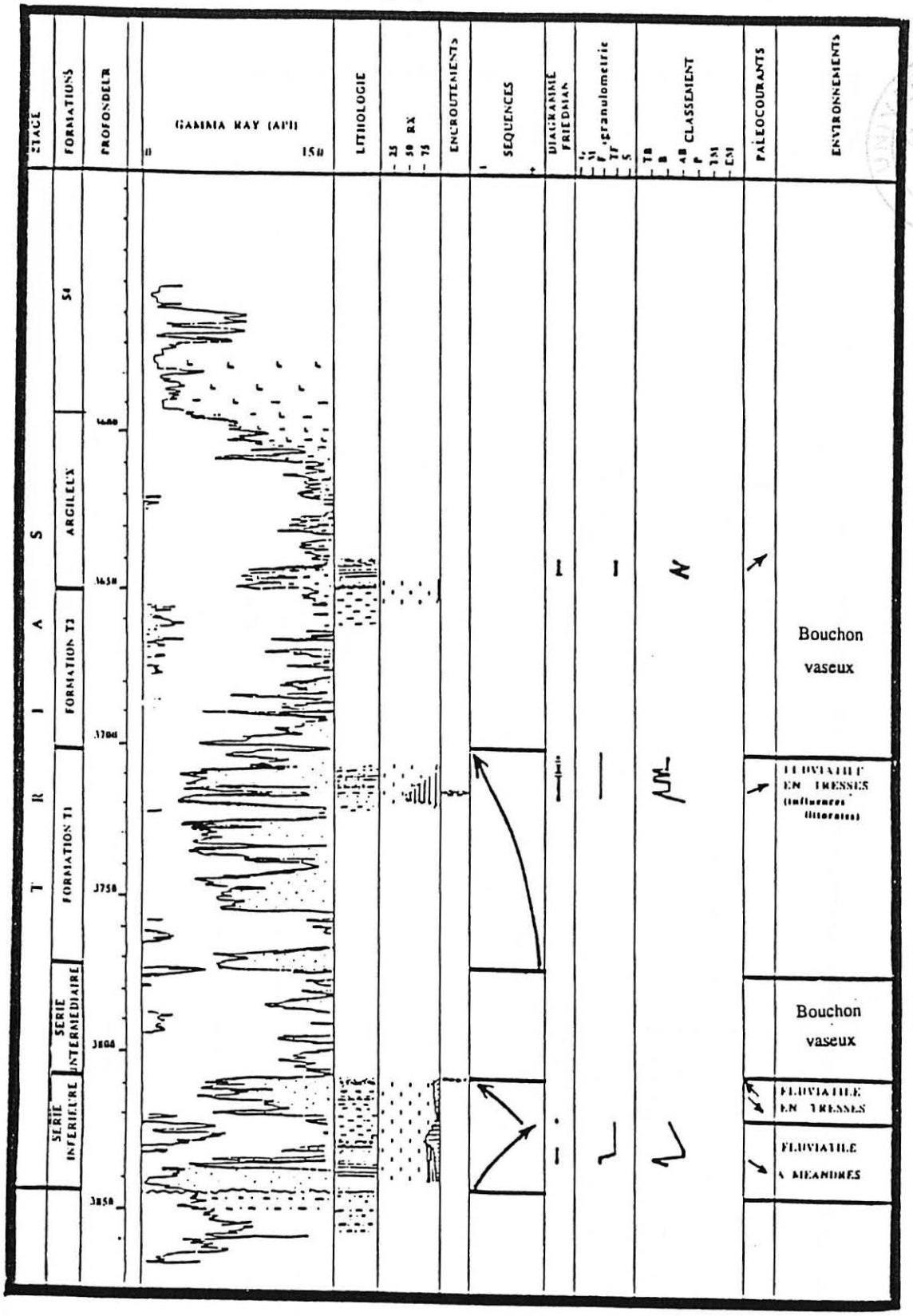

T R I A S
SERIE INFERIEURE
SERIE INTERMEDIAIRE
FORMATION T1
FORMATION T2
ARGILEUX
S4
ETAGE
FORMATIONS
PROFONDEUR
GAMMA RAY (API)
LITHOLOGIE
RA
ENCROUTEMENTS
SEQUENCES
DIAGRAMME FRIEDMAN
granulometrie
CLASSEMENT
PALEOCOURANTS
ENVIRONNEMENTS
FLUVIATILE EN TRESSES
FLUVIATILE EN TRESSES
FLUVIATILE EN TRESSES
FLUVIATILE EN TRESSES

SONDAGE DJH-1

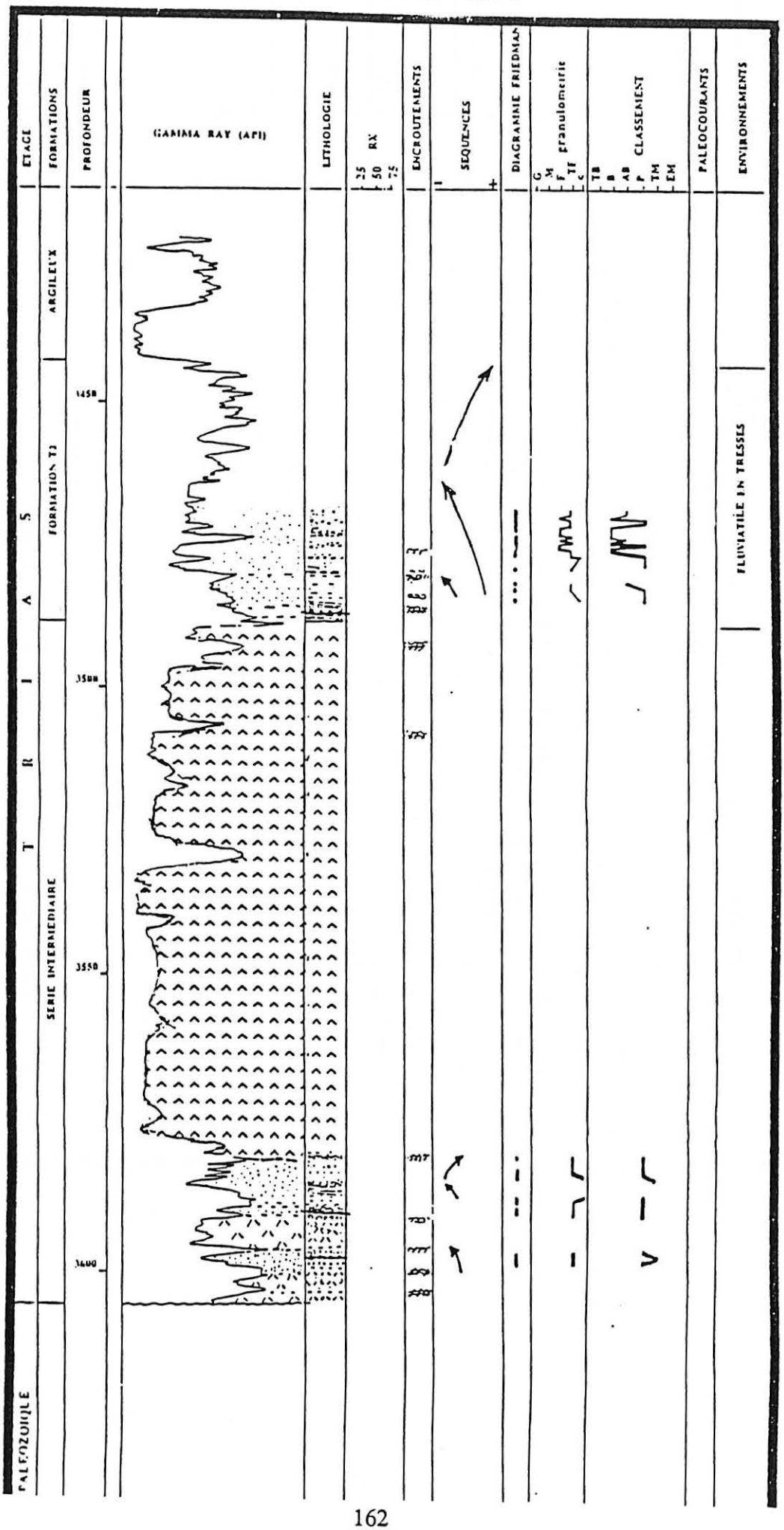


ETAGE
FORMATIONS
PROFONDEUR
GAMMA RAY (API)
0
150
LITHOLOGIE
ENCROUTEMENTS
SEQUENCES
DIAGRAMME TRIENNAL
Granulométrie
CLASSEMENT
PALEOCOURANTS
ENVIRONNEMENTS
SERIE INTERMEDIAIRE
FORMATION T1
FORMATION T2
SERIE INFERIEURE
FLUVIATILE A MEANDRES
"crevasse splay"

SONDAGE AGD-1



UNIVERSITE DE LYON
C.O.T.E.
GEOLOGIE


ETAGE
FORMATIONS
PROFONDEUR
GAMMA RAY (API)
LITHOLOGIE
RX
ENCROUTEMENTS
SEQUENCES
DIAGRAMME FRIEDMAN
granulometrie
CLASSEMENT
PALEOCOURANTS
ENVIRONNEMENTS
PALEOZOIQUE
TRIAS
SERIE INTERMEDIAIRE
ARGILEUX
FORMATION TJ
FLUVIATILE EN TRESSES

PLANCHES

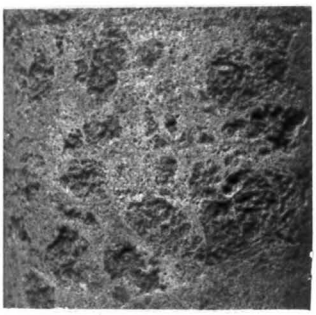
PLANCHE I

1: SONDAGE: KG-2 (3816,5 mètres). Série inférieure.
Encroûtement dolomitique en grille. En claire, apparaissent les fissures; les taches grisâtres sont les reliques du sédiment originel.

2: SONDAGE: KG-2 (3864 mètres). Série inférieure.
Encroûtement dolomitique en nodules tendant à devenir de plus en plus coalescents. Les nodules se développent de façon centrifuge.

3: SONDAGE: ORA-1 (2629,3 mètres). Formation T1.
Taches anhydritiques blanches dans un grès fin à moyen,rouge lie de vin. La taille des taches est proportionnelle à la granulométrie.

4: SONDAGE: ORA-1 (2608,3 mètres). Formation T2.
Sphérules anhydritiques blanches au sein d'un grès moyen, rouge lie de vin. Noter l'augmentation de la taille des taches avec la granulométrie.



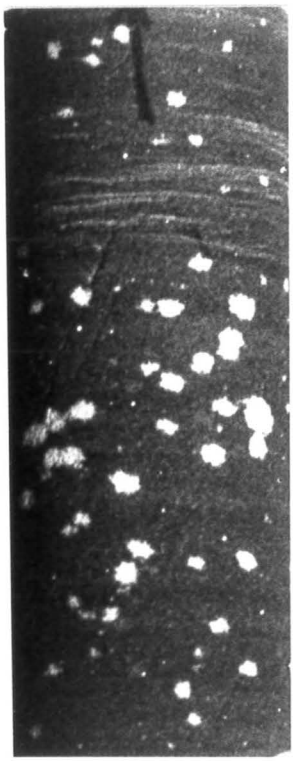
1

3cm



2

3cm



3

3cm



4

3cm

PLANCHE 2

1: SONDAGE: KG-2 (3869 mètres). Série inférieure.
Front de dolomitisation gagnant le niveau supérieur de la nappe phréatique (présence de taches dolomitiques).

2: SONDAGE: MEK-1 (3996,5 mètres). Série inférieure.
Présence d'hydrocarbures le long des litages auparavant occupés par l'anhydrite.

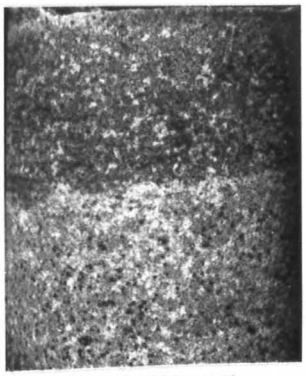
3: SONDAGE: KG-2 (3656,8 mètres). Formation T2.
Litages entrecroisés en auge

4: SONDAGE: KG-2 (3670,3 mètres). Formation T2.
Petits micro fronts de micro deltas qui se construisent et se détruisent à chaque marée (plage).

5: SONDAGE: KG-2 (3688,25 mètres). Formation T2.
Laminations subhorizontales dans un grès très fin.

6: SONDAGE: KG-2 (3688,25 mètres). Formation T2.
Litage plan entrecroisé dans un grès fin.

7: SONDAGE: KG-2 (3663,7 mètres). Formation T2.
Faciès de "slikke" à fentes de déssication, non colonisé par la végétation. C'est la zone intertidale: partie basse d'un marais maritime inondé à chaque marée.



1

3cm



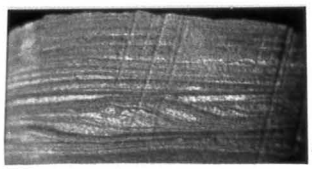
2

3cm



3

3cm



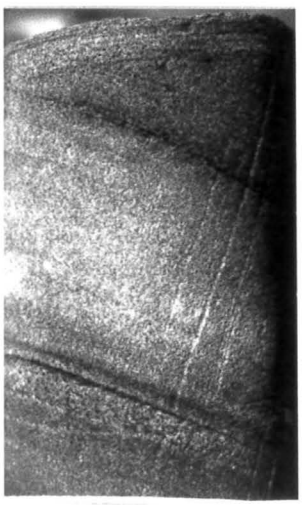
4

3cm



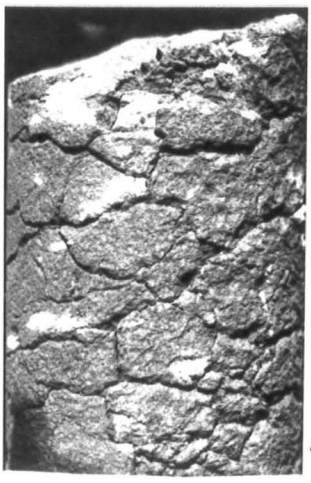
5

3cm



6

3cm



7

3cm

PLANCHE 3

1: SONDAGE: HEB-1 (3679,95 mètres). Formation T1.
Encroûtement dolomitique en grille. Galet d'argile rouge (1) disséqué par l'encroûtement: (2) fissures dolomitisées.

2: SONDAGE: KG-2 (3847,55 mètres). Série inférieure.s
Encroûtement dolomitique en nodules (1) qui deviennent coalescents et remplacent le sédiment originel ferrugineux (2).

3: SONDAGE: DJH-1 (3564,20 mètres). Formation T1.
Conglomérat à galets de micrite (1) et de débrie d'encroûtements dolomitiques remaniés (2), montrant le caractère contemporain de l'encroûtement par rapport à la sédimentation.

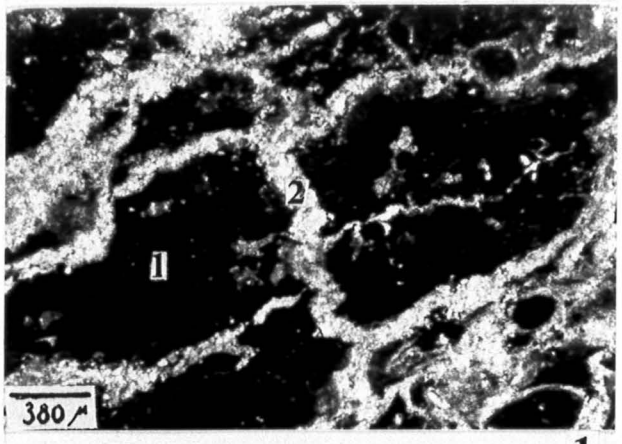
4: SONDAGE: DJH-1 (3567,5 mètres). Formation T1.
Conglomérat à galets de croûtes (flèche) partiellement remplacés par la dolomite (2): épigénie polyphasée.

5: SONDAGE: HEB-1 (3678,91 mètres). Formation T1.
Conglomérat à galets de micrite (1), glaebules (2), de roche éruptive (3), liés par un ciment de quartz.

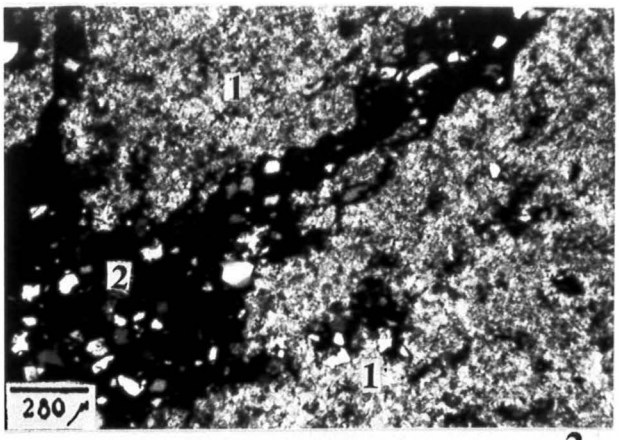
6: SONDAGE: KG-4 (3715,10 mètres).Formation T1.
Front de dolomitisation (flèche) dans un grès fin. Les quartz ont tendance à flotter au sein du ciment dolomitcrosparitique.

7: SONDAGE: AGD-1 (3833,79mètres). Série inférieure.
Tache dolomicritique (1) circulaire, dans un grès très fin, encerclée par les hydrocarbures; mise en évidence du caractère antérieur de ces taches dolomitiques par rapport à la mise en place des hydrocarbures au sein du sédiment.

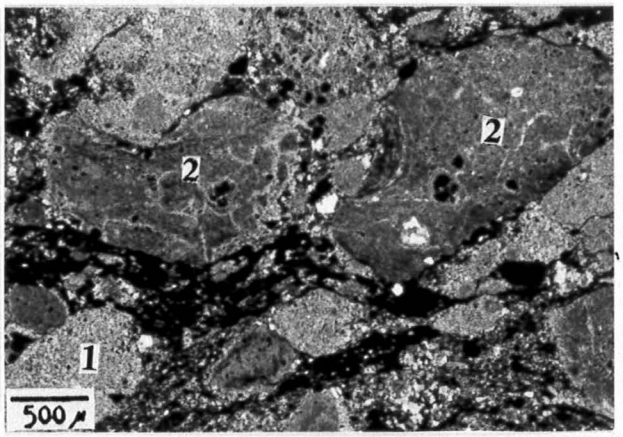
8: SONDAGE: ORA-1 (2677, 75 mètres). Série ibtermédiaire.
Taches anhydritiques subsphériques (1) dans un grès fin à moyen, encerclées par les hydrocarbures (en sombre, entre les grains détritiques).



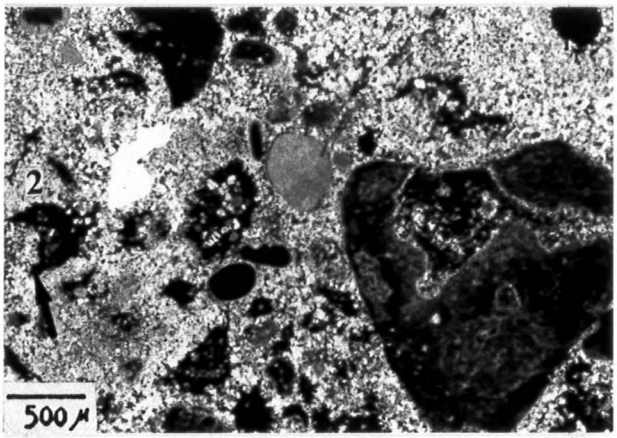
1



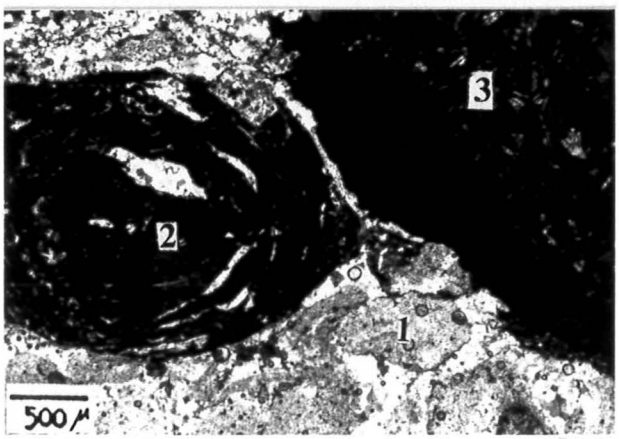
2



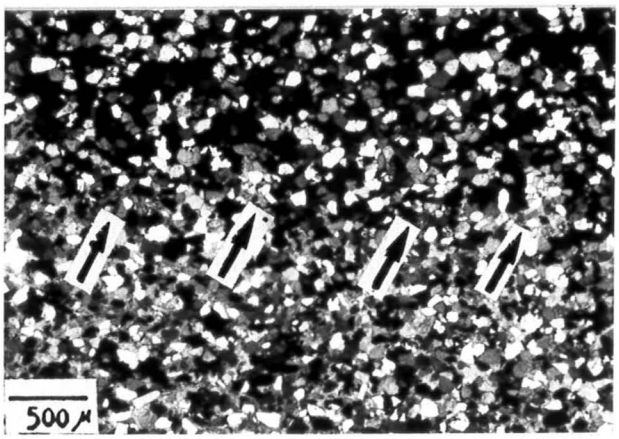
3



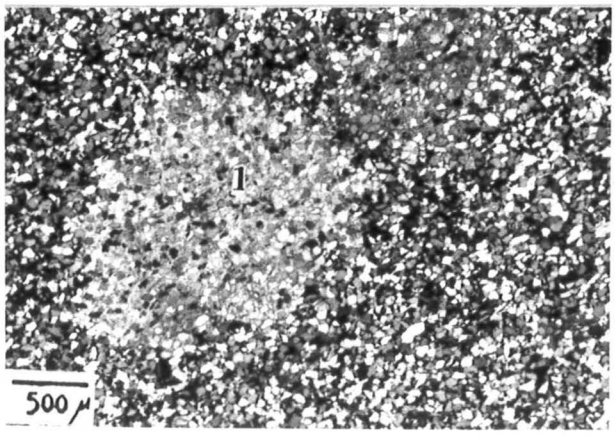
4



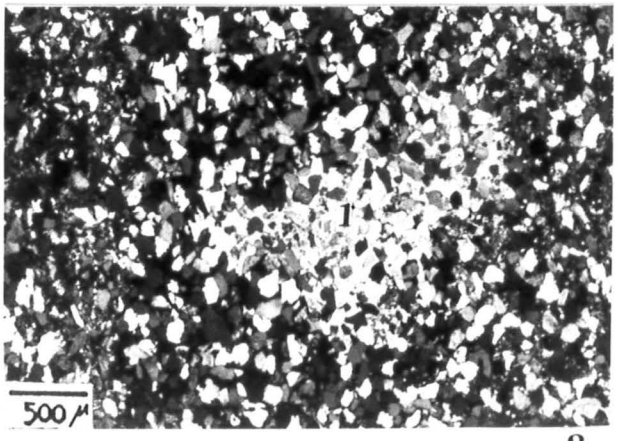
5



6



7



8

PLANCHE 4

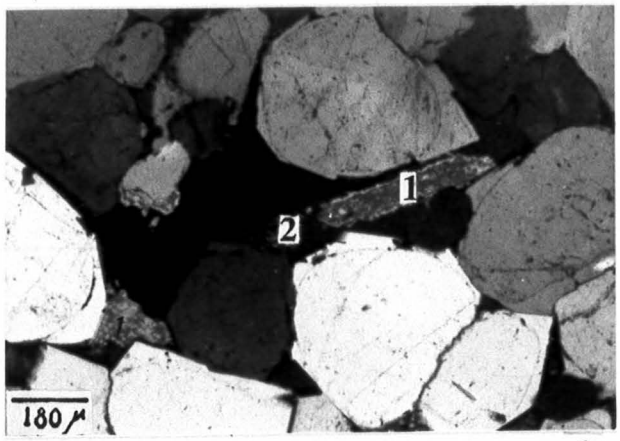
1: SONDAGE: KG-1 (3797,5 mètres). Série inférieure.
Anhydrite (1) presque entièrement dissoute. Création d'une porosité secondaire(2).

2 : SONDAGE: ORA-1 (2600,3mètres). Formation T2.
Hydrocarbures (1) occupant les pores secondaires engendrés par la dissolution de l'anhydrite. Golfes de corrosion à la périphérie des quartz.

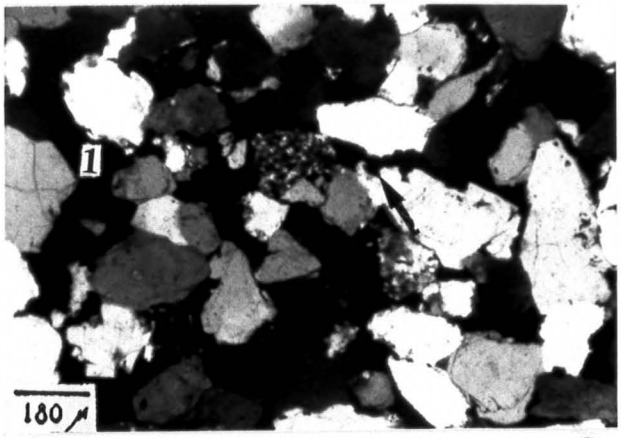
3: SONDAGE: KG-1 (3797,5 mètres). Série inférieure.
Anhydrite corrodant et remplaçant les quartz (golfes de corrosion). En haut et à gauche (flèche) de la photo: pores secondaires traduisant un début de dissolution de l'anhydrite.

4: SONDAGE: KG-1 (3797,5 mètres). Série inférieure.
Porosité secondaire (1) due à la dissolution de l'anhydrite. Les pores secondaires sont bordés par un film bitumineux (flèche).

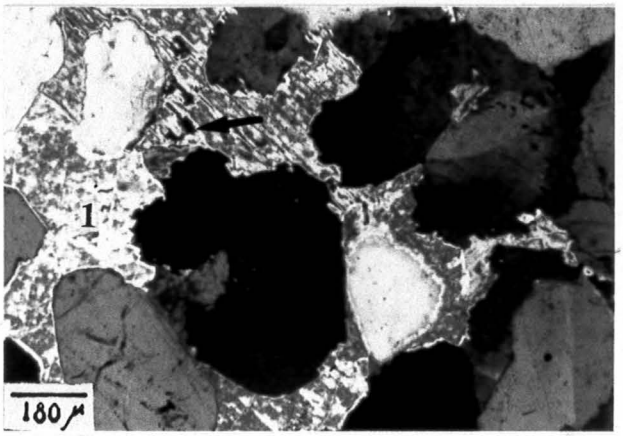
5: SONDAGE: ORA-1 (2677,75 mètres). Série intermédiaire.
Contacts droits (flèche) ou concavo-convexes (flèche) entre les grains détritiques. Présence d'un quartz à double auréole de nourrissage siliceux (1) traduisant au moins deux cycles de sédimentation subis par ce grain.



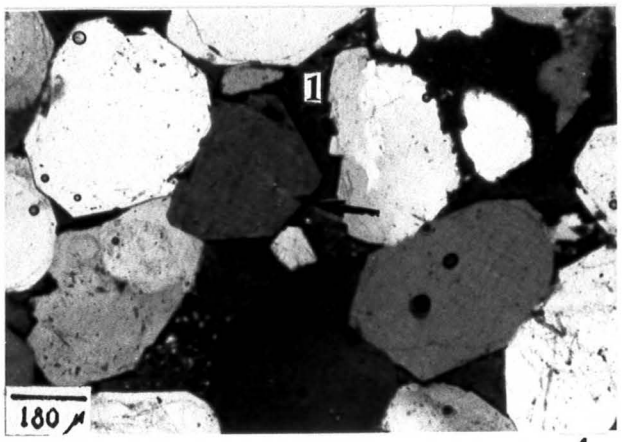
1



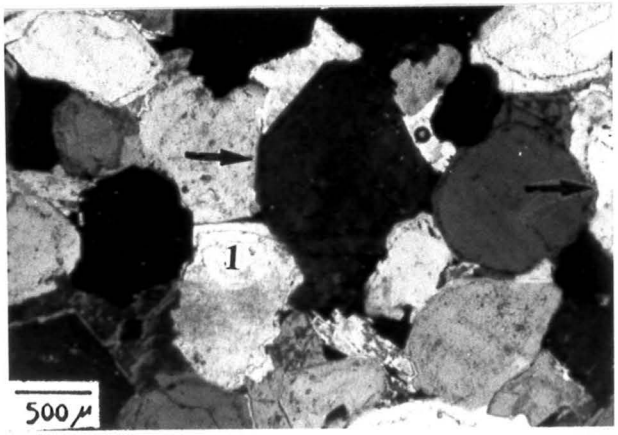
2



3



4



5

PLANCHE 5

1: SONDAGE: DJH-1 (3563,5 mètres). Formation T1.
Dolomite idiotopique (1) à formes cristallines nettes, contenant en son sein des reliques du sédiment originel.

2: SONDAGE: BKZ-3 (3949 mètres). Série inférieure.
Dolosparite (1) remplaçant l'anhydite (2). Dolomite xénotopique (3) sans formes cristallines.

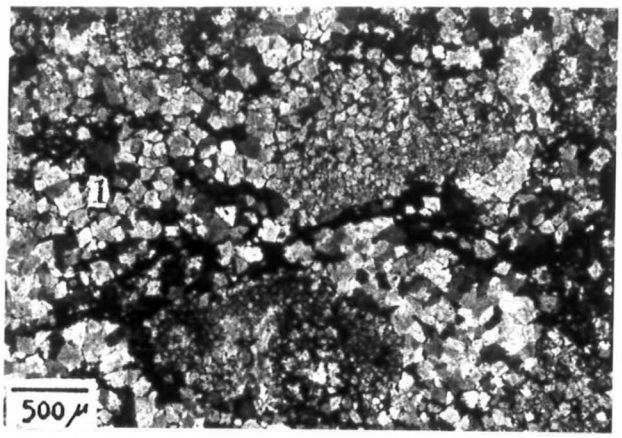
3: SONDAGE: KG-2 (3732,3 mètres). Formation T1.
Dolomite en forme de sphérules à structures concentriques, typiques à la région de l'Oued Mya.

4: SONDAGE: DET-1 (3561,85 mètres). Formation T2.
Dolmite de type "Ardèche" (France) et "Maroc". Noter la différence de forme avec la photo de gauche.

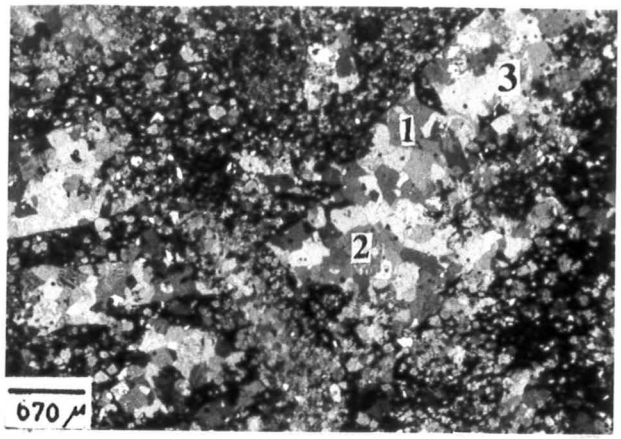
5: SONDAGE: KG-2 (3653,7 mètres). Formation T2.
Structures en "keystone vugs" (1), traduisant une zone de plage, au sein d'un grès très fin à laminations horizontales.

6: SONDAGE: BKZ-3 (3955,5 mètres). Série inférieure.
Niveaux à minéraux lourds (1) à zircons et tourmalines (orientés Ouest Sud Ouest-Est Nord Est sur la photo), soulignant des linéations de délit.

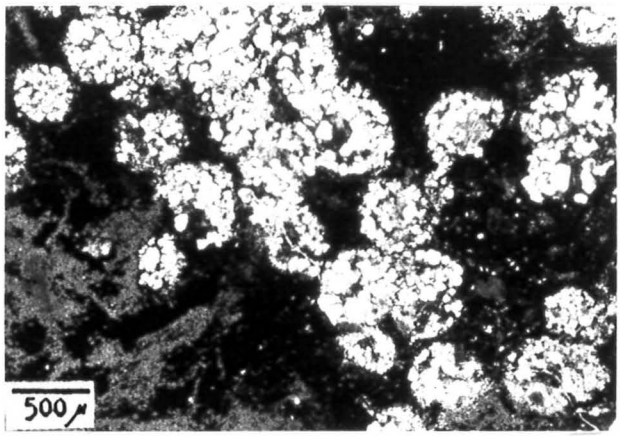
7: SONDAGE: Bi-1 (3481,5 mètres). Formation T1.
Particules détritiques fines (1) piégées parmi des grains plus grossiers (2): caractère typique des dépôts fluviatiles.



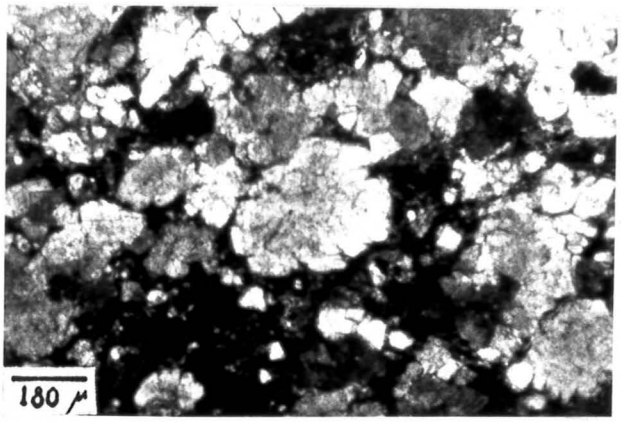
1



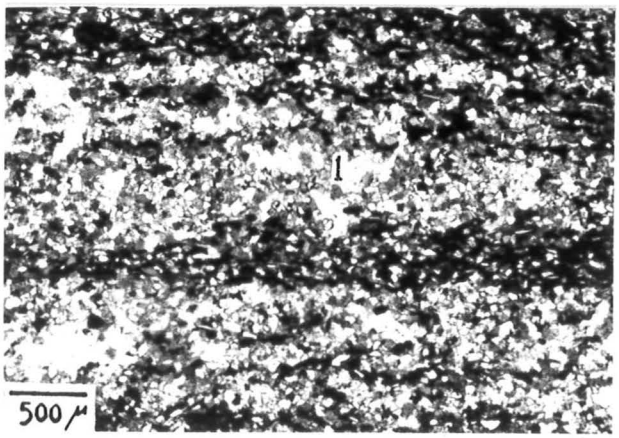
2



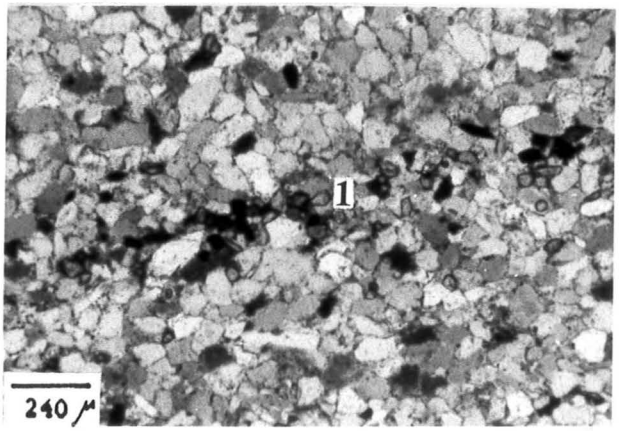
3



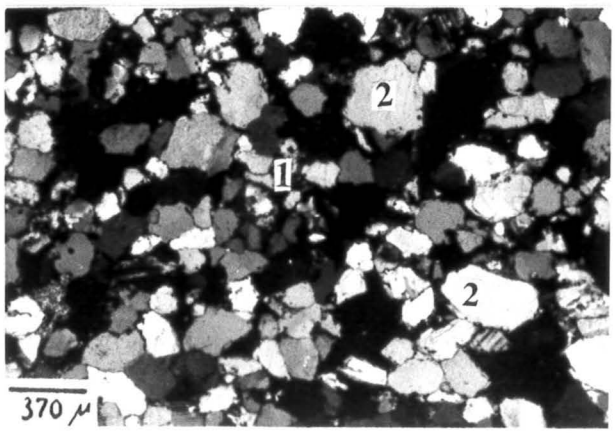
4



5



6



7

NOM : AIT-SALEM
(avec precision du nom de jeune fille, le cas échéant)

Prenoms : Hamid

DATE de SOUTENANCE

26 avril 1990

TITRE :

Le Trias détritique de l'Oued Mya
(Sahara algérien)
Sédimentation estuarienne.
Diagenèse et porogenèse.
Potentialités pétrolières.

NATURE :

Numéro d'ordre : 82-90

DIPLOME DE DOCT.	DOCTEUR-INGENIEUR	DOCTORAT D'ETAT	DOCTORAT DE 3e CYCLE	Specialité :
☒	☐	☐	☐	

Code B.I.U. - Lyon : T 50/210/19 / ec bis

CLASSE :

RESUME

Les sédiments détritiques de la région de l'Oued Mya (Sahara algérien) sont en majeure partie continentaux. Le but de cette étude est de reconstituer les environnements sédimentaires successifs afin de mieux y orienter la recherche pétrolière.

En effet, certains sondages, implantés à proximité immédiate de puits déjà producteurs d'hydrocarbures, se sont avérés stériles en huile.

La série stratigraphique, caractérisée auparavant par trois formations (série inférieure, T1, T2) a été précisée en définissant une nouvelle formation, la série intermédiaire.

Un large cours d'eau (Paléo-Mya) provenait du Sud (dorsale d'El-Biod) et se terminait au Nord-Est par un estuaire.

L'analyse séquentielle a permis d'établir des corrélations et de mettre en évidence les environnements sédimentaires. A savoir, un ensemble de seuils à flancs très plats, où se sont développés des chenaux fluviatiles en tresses, limitant de part et d'autre une vallée à chenaux fluviatiles à méandres.

La présence de dolocrêtes pédogénétiques ou relevant de l'épigénie de nappe sous couverture est un fait nouveau dans le Trias du Sahara. Au cours de la diagenèse précoce et superficielle ils provoquent une destruction de la porosité et de la perméabilité des sédiments, à cause de leur cimentation et leur remplacement par la dolomite pédogénétique.

A partir du model Dorag classique, un sous-modèle estuarien a été défini.

Plus tard, la diagenèse d'enfouissement a provoqué la recristallisation d'une dolomite à formes cristallines nette (idiotopic) en une dolomite à formes irrégulières (xénotopique). La porosité des grès a donc été beaucoup plus oblitérée.

Les zones favorables à la prospection pétrolière dans cette région ont été délimitées en considérant les cartes paléogéographiques, celles relatives aux pourcentages des différents ciments chimiques, les cartes en isopaques, les cartes de répartition latérale de la porosité et de la perméabilité ainsi que les résultats fournis par la granulométrie.

MOTS-CLES : Algérie, Sahara, Trias, fluviatile, estuaire, séquences, dolomitisation, hydrocarbures.

Laboratoire(s) de recherches : Centre des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard LYON I
27-43 bd du 11 novembre - 69622 Villeurbanne Cedex.

Directeur de recherches : Serge ELMI, Professeur.

Président du jury : Serge ELMI, Professeur

Composition du jury : Jacques PERRIAUX, Pierre COTILLON, Georges TRUC, Eric JAUTEE