

TH/80

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE D'ORAN, ES-SENIA.
INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE
LABORATOIRE DE GEODYNAMIQUE DES BASSINS
SEDIMENTAIRES

pour obtenir le titre de

MAGISTER

par

Mohamed BOUALLOUCHE

ETUDE ELECTROSEDIMENTOLOGIQUE
DU
SILURO-DEVONIEN DU BASSIN DE
TIMIMOUN

Soutenue le 28/06/1999

Devant la commission d'examen

- M. BESSEDIK Professeur, Université d'Oran Président
- R. AIT OUALI Professeur, Université d'Alger (U.S.T.H.B) Rapporteur
- A. BENTELIS Docteur Ingénieur, Université d'Alger (U.S.T.H.B) Examineur
- L. MEKAHLI Docteur d'Etat. Maître de conférence Examineur

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE D'ORAN, ES-SENIA.
INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE
LABORATOIRE DE GEODYNAMIQUE DES BASSINS
SEDIMENTAIRES



pour obtenir le titre de

MAGISTER

Bibliothèque de L'Institut des Sciences
de la Terre N° d'inventaire

par

Mohamed BOUALLOUCHE

15749
26/06/2007

ETUDE ELECTROSEDIMENTOLOGIQUE DU SILURO-DEVONIEN DU BASSIN DE TIMIMOUN

Soutenue le 28/06/1999

Devant la commission d'examen

- M. BESSEDIK Professeur, Université d'Oran Président
- R. AIT OUALI Professeur, Université d'Alger (U.S.T.H.B)Rapporteur
- A. BENTELIS Docteur Ingénieur, Université d'Alger (U.S.T.H.B) Examineur
- L. MEKAHLI Docteur d'Etat. Maître de conférence Examineur

A LA MEMOIRE DE MON PERE

A MA MERE

A MA FAMILLE

REMERCIEMENTS

Avant de présenter ce mémoire, il m'est particulièrement agréable de remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à sa réalisation.

Ma sincère reconnaissance va d'abord à : *M^r N. KAZI TANI*, Professeur à l'Université en 1989 et directeur de *Georessources à PAU (France)* à partir de 1990, qui m'a accueilli dans le Magistère de géodynamique à l'Université d'Oran, défini le sujet qui fut à maintes fois réorientés compte tenu de l'intérêt de l'interprétation des diagraphie en termes de stratigraphie séquentielle. Au cours des années qui suivirent, il n'a jamais cessé de me faire profiter de sa parfaite connaissance de la géologie et de ses méthodes et guider ainsi mes premiers pas. En plus de l'abondante documentation qu'il a mis à ma disposition, il facilita mon séjour dans son entreprise (*Georessources*) où j'ai eu l'occasion de procéder à des traitements de données. En raison des difficultés de contacts, il a eu la sagesse de confier la direction de ce travail à *M^r. AIT OUALI Rachid*. Qu'il trouve ici ma profonde gratitude pour l'aide qu'il m'a apportée.

Je ne saurais exprimer suffisamment ma reconnaissance et ma gratitude à *M^r AIT-OUALI*, Maître de Conférence à l'université d'Alger (*IST/USTHB*) de s'être investi totalement dans mon travail. Il n'eut jamais pu être mené à terme sans l'aide permanente et les précieux conseils prodigués. Dès le début de mon travail, j'ai trouvé auprès de *M^r AIT OUALI* toute l'assistance nécessaire. Sa disponibilité a énormément facilité mon intrusion dans les méandres de la géologie des ensembles sédimentaires. Je réitère ici, l'expression de mes remerciements les plus sincères.

Je tiens à remercier les personnalités qui m'ont fait l'honneur de participer à mon Jury de Thèse:

- *M^r Mostéfa BESSEDIK* (Professeur à l'Université d'Oran), qui a accepté de présider le Jury, et de consacrer un peu de son temps précieux pour pouvoir examiner ce travail.
- *M^r Abdelhakim BENTELIS* (Docteur Ingénieur à l'Université d'Alger - IST/USTHB) pour l'intérêt bienveillant manifesté à l'égard de mon travail. Je lui en suis gré d'avoir accepté d'examiner mon travail et de figurer dans mon Jury.
- *M^r Larbi MEKAHLI* (Docteur d'Etat, Chargé de Cours à l'Université d'Oran). Je lui exprime toute ma gratitude pour le soin et l'attention qu'il a apportés à la lecture et l'appréciation de mon manuscrit.
- Que mes beaux - frères **SAMIR & KAMEL** trouvent ici ma profonde reconnaissance pour leur contribution efficace à la finalisation de ce document.
- Enfin à ma femme et à mes enfants d'avoir supporter une aussi longue attente. Je vous embrasse bien fort pour tout le support moral que vous m'avez apporté.

AVANT-PROPOS	1
RESUME.....	2

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

I. BUT DE L'ETUDE.....	3
II. HISTORIQUE DES TRAVAUX DE RECHERCHE	3
1. Phase de reconnaissance géologique	3
2. Phase d'exploration pétrolière	4
3. Phase actuelle.....	4
III. SITUATION ET STRUCTURATION DU BASSIN.....	8
1. Introduction.....	8
2. Différentes étapes de structuration du bassin.....	11
3. Aperçu sur les différentes phases de structuration du bassin.....	11
3.1 Introduction.....	11
3.2 Le cycle Panafricain.....	11
3.3 Le cycle calédonien.....	14
3.3.1 La phase cadomienne.....	14
3.3.2 La phase sarde.....	14
3.3.3 La phase taconique.....	14
3.3.4 La phase ardennaise	17
3.4 Le cycle hercynien.....	17
3.5 Le cycle alpin.....	20
3.6 Conclusion.....	21

SOMMAIRE

PAGE

IV. Le remplissage sédimentaire Paléozoïque dans le bassin de Timimoun.....	22
1. Présentation de la série type du bassin de Timimoun.....	22
2. Paléozoïque	22
2.1 Cambro-Ordovicien.....	22
2.2 Silurien.....	23
2.3 Dévonien.....	23
2.3.1 Dévonien Inférieur.....	23
2.3.1.1 "Série des Alternance" Gedinien-Siegenien.....	23
2.3.1.2 La Barre siégénienne.....	25
2.3.1.3 Le Dévonien inférieur argilo-gréseux.....	26
2.3.2 Dévonien Moyen.....	26
2.3.3 Dévonien Supérieur.....	26
2.4 Carbonifère.....	26

DEUXIEME PARTIE

APPROCHES METHODOLOGIQUES

I. LES DIAGRAPHIES.....	27
1 Introduction.....	27
2 Les diagraphies différées.....	28
2.1 Présentation des mesures.....	28
2.1.1 Contrôle de la géométrie du sondage.....	28
2.1.2 La polarisation spontanée.....	28
2.1.3 La résistivité.....	29
2.1.4 Le gamma-ray.....	30
2.1.5 Spectrométrie du rayonnement gamma naturel	30
2.1.6 L'outil de mesure de la densité.....	31
2.1.7 Neutron.....	31
2.1.8 Sonic.....	31
2.1.9 Pendagemetrie.....	31
3 Interprétation des diagraphies.....	31
3.1 Introduction.....	31

SOMMAIRE

PAGE

3.2	Lithologie et facies.....	33
3.2.1	Argiles massives.....	33
3.2.2	Formation gréseuse.....	34
3.2.3	Charbon ou lignite.....	34
3.2.4	Carbonates.....	34
3.2.5	Glauconie et micas.....	34
3.2.6	Sidérite	34
3.2.7	Pyrite.....	34
3.3	Limites du pouvoir de résolution des diagraphies.....	35
3.4	Corrélations géologiques.....	35
3.4.1	Chronocorrélation.....	35
3.4.2	Corrélations lithologiques.....	35
3.5	Interprétation séquentielle.....	35
3.5.1	Electrosequences de 2eme ordre.....	36
3.5.1.1	Electroséquence positives.....	36
3.5.1.2	Electroséquences négatives.....	36
3.5.2	Electroséquences de 3eme ordre.....	36
3.5.3	Electroséquences d'ordre supérieur.....	40
II. Stratigraphie sequentielle et eustatisme		
1	Stratigraphie séquentielle.....	40
1.1	Introduction.....	40
1.2	Les concepts de Vail.....	40
1.2.1	La subsidence.....	41
1.2.2	Les apports sédimentaires.....	42
1.2.3	La séquence génétique de dépôt.....	43
1.2.4	Les surfaces de discontinuité.....	43
1.2.5	L'expression des variations eustatiques.....	46
	1.2.5.1 Dans le bassin.....	46
	1.2.5.2 Sur la bordure de plateforme.....	46
	1.2.5.3 sur la plateforme.....	47
1.2.6	Les hiatus de sédimentation.....	48
1.2.7	Diagramme des cycles eustatiques.....	49
2	Eustatisme.....	49
2.1	Introduction.....	49

SOMMAIRE

PAGE

2.2	Définition.....	49
2.3	Causes de l'eustatisme.....	49
2.3.1	Variations du volume des eaux océaniques.....	50
2.3.1.1	Variation du volume de l'hydrosphère.....	50
2.3.1.2	Variation de la température moyenne des océans.....	50
2.3.1.3	Variation de l'humidité atmosphérique.....	50
2.3.1.4	Assèchement ou immersion des bassins marins.....	50
2.3.1.5	Glacio-eustatisme.....	51
2.3.2	Variations du volume des bassins océaniques.....	51
2.3.2.1	Le comblement sédimentaire.....	51
2.3.2.2	Le comblement volcanique.....	51
2.3.2.3	La variation de volume des fosses océaniques.....	52
2.3.2.4	Les orogènes.....	52
2.3.2.5	Théorie de l'expansion de l'univers (HUBBLE).....	52
2.3.2.6	Le tectono-eustatisme.....	52
2.3.2.7	Le pseudo-eustatisme géoidal.....	53
2.4	Les conséquences géologiques de l'eustatisme.....	53
2.4.1	Tectono-eustatisme.....	53
2.4.2	Variations climatiques.....	54
2.4.3	Réponses sédimentaires.....	54
2.5	Méthode de l'analyse eustatique par l'apport GR.....	55
2.5.1	Introduction.....	55
2.5.2	Les principes de la méthode.....	55
2.5.3	Les limites de la méthode.....	55
2.5.4	Les bases de l'interprétation.....	55
2.5.5	Test du modèle.....	56
2.5.6	Conclusions.....	57

TROISIEME PARTIE

APPLICATION AUX BASSINS DE TIMIMOUN ET DE L'AHNET

I.	CADRE SEDIMENTAIRE.....	58
1.	Introduction.....	58
2.	Repère carbonaté Couvinien.....	58
3.	Définition stratigraphique du Couvinien.....	58
4.	Découpage biostratigraphique du Siluro-Dévonien.....	60
5.	Découpage lithostratigraphique.....	61
5.1	Les formations du Silurien.....	61

SOMMAIRE

PAGE

5.2	Les formations du Dévonien Inférieur.....	62
5.3	Les formations du Dévonien Moyen.....	63
6	Découpage diagraphique.....	64
7	Attributions stratigraphiques des cycles eustatiques dans le Siluro-Dévonien.....	66

II. IDENTIFICATION ET DESCRIPTION DES CYCLES EUSTATIQUES ET DES PRISMES SEDIMENTAIRES

1	Les unités électroséquentielles reconnues.....	71
1.1	Introduction.....	71
2	Descriptions des cycles eustatiques et des prismes sédimentaires.....	98
2.1	Introduction.....	98
2.2	Analyse des profils de corrélation.....	98
2.2.1	Cycle 1.....	98
2.2.2	Cycle 2.....	100
2.2.3	Cycle 3.....	101
2.2.4	Cycle 4.....	102
2.2.5	Cycle 5.....	103
2.2.6	Cycle 6.....	103
2.2.7	Cycle 7.....	104
2.2.8	Cycle 8.....	105
2.2.9	Cycle 9.....	106
2.2.10	Cycle 10.....	107
2.2.11	Cycle 11.....	108
2.2.12	Cycle 12.....	109
2.2.13	Cycle 13.....	110

III. ANALYSE DES CARTES EN ISOPAQUES. (DECOMPACTEES.)..... 110

1.	Carte [1] en isopaques cumulées des cycles 2 à 4.....	111
2.	Carte [2] en isopaques cumulées des cycles 5 à 7.....	112
3.	Carte [3] en isopaques cumulées des cycles 8 à 11.....	113
4.	Carte [4] en isopaques cumulées des cycles 12 et 13.....	114
5.	Carte [5] en isopaques cumulées des cycles 2 à 7.....	115
6.	Carte [6] en isopaques cumulées des cycles 2 à 11.....	116
7.	Carte [7] en isopaques totales.....	118

IV. ANALYSE DE L'EVOLUTION DES EPAISSEURES DECOMPACTEES

1.	Etude de la subsidence.....	119
1.1	Durée des différentes phases de subsidence.....	122

2. Variation des taux de sédimentation..... 122

V. SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Introduction..... 122

1. Géométrie du bassin..... 123

2. Caractères et évolutions de la subsidence... 125

2.1 Phases de subsidence au cours du Siluro-Dévonien..... 125

2.1.1 Première phase..... 125

2.1.2 Deuxième phase..... 125

2.1.3 Troisième phase..... 125

2.1.4 Quatrième phase..... 125

2.2 Caractères des différentes phases..... 126

3. Rôle de l'eustatisme..... 126

4. Interaction subsidence - eustatisme..... 126

5. Le bassin de Timimoun: Histoire géodynamique et essai de classification..... 127

5.1 Résumé des caractères géodynamiques du bassin de Timimoun..... 127

5.2 Type de bassin..... 127

6. Implications pétrolières..... 127

ANNEXE. Decoupage électroséquentiel des puits: KB-2, TEG-1 & OTJ-1
BIBLIOGRAPHIE

AVANT - PROPOS

Les besoins énergétiques nécessaires à notre planète ne cessent de s'accroître, et exigent par conséquent des campagnes d'exploration et de recherche pour trouver et exploiter les matières premières fossilisées, nécessaires à la satisfaction de ces besoins.

Quoique fortement concurrencés par le développement grandissant des énergies renouvelables (biomasse, nucléaires, solaires), le pétrole et le gaz demeurent de très loin, les principales sources d'énergie largement utilisées et sont à l'origine de plus de deux mille produits utilisés dans la vie quotidienne et dans les différentes branches de l'industrie.

La formation et l'accumulation d'hydrocarbures obéissent à des lois naturelles complexes, fonction de nombreux paramètres géologiques, tels que: évolution sédimentologique, subsidence, hydrodynamisme, structuration, etc...

Depuis fort longtemps, le Sahara s'est toujours présenté sur le plan géologique, comme une vieille plate-forme figée depuis des centaines de millions d'années. Les campagnes géologique et géophysique sont levées avec comme objectif: la seule localisation de pièges structuraux, en occultant les immenses perspectives que recèlent les pièges stratigraphiques

Les compagnies pétrolières, conscientes de ces possibilités, orientent de plus en plus leurs investigations dans cette direction, (pièges stratigraphiques), en se dotant pour cela, de moyens humains et technologiques appropriés.

Les difficultés de découverte augmentant, les géologues effectuent de nombreuses études et recherches dans les domaines de la sédimentologie, géologie structurale, la géochimie et de la stratigraphie séquentielle et s'aidant des techniques géophysiques, elles-mêmes perfectionnées et enrichies pour satisfaire les exigences de la recherche pétrolière moderne.

RESUME

Mots clés: *Siluro-Dévonien, bassin de Timimoun, delta, électroséquences, cycles eustatiques, isopaque, corrélations, subsidence.*

Le Siluro-Dévonien dans le Nord-Ouest de la plate-forme saharienne se caractérise par une sédimentation essentiellement argilo-gréseuse propre à un environnement deltaïque.

Le découpage en électroséquences par la méthode du Gamma-Ray, (G.R) a permis d'identifier, à travers tout le territoire d'étude, (Bassins de Timimoun et Ahnet), treize (13) cycles eustatiques et leurs cortèges sédimentaires, dans l'intervalle étudié du repère carbonaté Couvinien au toit de l'Ordovicien.

L'établissement des cartes en isopaques et les corrélations montrent une individualisation des deux bassins (Ahnet et Timimoun).

Ils sont séparés par une ligne de fracture de direction ENE-WSW. Des déformations hercyniennes et alpines compliquent dispositif initial.

Une proposition d'attributions stratigraphiques est établie, et ce, en l'absence de repères biostratigraphiques, autre objectif de la méthode d'approche de l'eustatisme par le gamma-ray.

Une approche de la subsidence montre quatre phases. La première phase correspondant au Silurien est la plus importante. de type tectonique, elle traduit une distension rapide ("rifting"), elle est suivie par une phase pluslongue, de subsidence thermique (post-rift).

Les caractéristiques déduites de l'analyse du remplissage sédimentaire, permettent de conclure à un bassin cratonique relativement mobile.

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

I. BUT DE L'ETUDE

Ce travail se propose comme objectif, une étude des bassins, de Timimoun et de l'Ahnet, par une démarche fondée sur les diagraphies, avec comme ambition de contourner certaines contraintes, (absence de données: marqueurs biostratigraphiques, carottes, données de terrain, et autres supports d'analyses), par ailleurs indispensables à toute étude de bassin. Cette étude portera sur l'intervalle du Paléozoïque, allant de la base du Silurien, au toit du Couvinien dans le Dévonien moyen.

Cette étude permettra :

- d'analyser le remplissage sédimentaire de ces bassins, à travers des sondages, en y décrivant les évolutions verticales et latérales.
- d'interpréter, grâce aux diagraphies (GR, notamment) des évolutions en termes de stratigraphie séquentielle.
- d'effectuer des corrélations des cycles ainsi reconnus, en l'absence des repères biostratigraphiques bien établis.
- de définir et de caractériser les phases de subsidence.

Cette démarche simple nécessite un découpage de la suite en unités stratigraphiques corrélables. Elle ne fait appel à aucun traitement informatique particulier. Seul le découpage électroséquentiel devra être effectué rigoureusement jusqu'à la reconnaissance d'unités corrélables.

Dans notre cas, il s'agira de reconnaître les cycles eustatiques et tous les cortèges sédimentaires les constituant. Cette « rigueur » dans le découpage devra nous permettre de décrire les phénomènes tectoniques et / ou eustatiques qui règlent la dynamique des bassins.

II. HISTORIQUE

Historiquement trois grandes phases marquent la recherche géologique au Sahara algérien. (*fig. 1*)

1. Phase de reconnaissance géologique
2. Phase d'exploration pétrolière
3. Phase actuelle

1. la phase de reconnaissance géologique

Cette phase se caractérise par une recherche systématique. Elle débute dès la fin du siècle dernier avec les missions de BARTH, OVERWEG de DUVEYRIER, les missions « FLATTERS » celle de FOURREAU LAMY (*in J. FOLLOT, 1952*). Cette période consacre également les noms des pionniers de la géologie saharienne.

Ainsi, les premières études réalisées par *C.KILLIAN* (1922 à 1933), *MENCHIKOFF* (1928 à 1957), d'abord et *J. FOLLLOT* (1950 à 1953), *LELUBRE* (1952) et *MEYENDORF A.* (1938, 1942) ensuite, offriront aux compagnies pétrolières des informations leur permettant de se déployer. *C.KILLIAN* est le premier qui décrit les formations paléozoïques au Nord du Hoggar et en particulier « les schistes carburés ou bitumineux » du Silurien qui s'avèrent plus tard comme étant l'une des plus importantes roches-mères du Sahara.

Pour les régions de l'Ahnet et du Mouydir, c'est à *J. Follot* (1952), que revient le mérite dans l'étude du Paléozoïque. Sur la bordure septentrionale du Hoggar, les travaux de cette période (*J. FOLLLOT* 1952), furent présentées lors du congrès international d'Alger.

2. la phase d'exploration pétrolière

Cette phase débute en 1953 avec la première découverte de gisement de gaz dans la structure de BERGA (Ahnet). D'énormes moyens sont mis en oeuvre. Des compagnies, telles que la BRP, la CAP, la CEP, la CREPS, la SNPA, la SN.REPAL et d'autres compagnies anglo - saxonnes y participèrent.

Avec les nationalisations des hydrocarbures en 1971, la SONATRACH et la SONAREM s'ajoutèrent à cette liste. Toutes ces compagnies ont surtout introduit dans l'effort de recherche, l'outil géophysique (sismique réflexion) et le forage dans les recherches en subsurface.

Leurs buts étaient de:

- Etablir une lithostratigraphie
- Reconstituer l'extension des corps gréseux réservoirs
- Etudier la structuration actuelle des bassins afin de définir les pièges à hydrocarbures

Durant cette phase, les problèmes géodynamiques n'ont été abordés que superficiellement. Les travaux de *P. LEGRAND* (1965-1967), ont conduit à définir la limite stratigraphique entre le Silurien et le Dévonien dans tout le Sahara algérien.

3. la phase actuelle (depuis 1970)

Cette phase est à la fois une étape de synthèse et d'étude de détail, même si cet aspect a commencé depuis longtemps, durant les périodes précédentes, la mise en forme systématique, débute avec les années 60 (*fig. 1*), nous citerons quelques uns:

- Les travaux de *S. JARDINE et L. YAPAUDJAN* sur le Siluro - Dévonien oriental (1968)
- Les travaux de synthèse du Cambro-Ordovicien, du Siluro - Dévonien et du Carbonifère, réalisés par l'association *SONATRACH - BECEIP* (1972).
- La biozonation par les graptolites du Paléozoïque inférieur de *P. LEGRAND* (1976-1981).
- L'essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro - Ordovicien saharien. (Mémoires hors-série. *Soc. Géol. Frn* 1964).
- Les travaux sur le Carbonifère effectué par *M. LRGRAND-BLAIN* (1985): Paléoécologie, Paléontologie, Paléobiogéographie des Brachiopodes.
- Les travaux sur la part des déformations post- hercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate forme hercynienne *J. CONRAD* (1981).
- Les travaux de *J. CONRAD* (1984), sur les séries carbonifères du Sahara central algérien.
- Les travaux de *J. CONRAD, LEMOSQUET Y.* (1984) sur l'évolution sédimentaire et structurale des bassins Ahnet - Timimoun - Bechar (Sahara algérien) au cours du Carbonifère.
- Synthèse de *A. NEDJARI* (1995) des travaux sur les images et événements fini hercyniens de l'Ouest du Maghreb (Algerie, Maroc).

*

IFP:Institut Français du Pétrole
 BRP :Bureau de Recherche Pétrolier
 CAP :Compagnie Pétrolière d'Algerie
 SONAREM :Société. Nationale. de Recherche Minière
 SNPA :Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine
 BEICIP :Bureau d'études et de coopération de l'I.F.P
 SONATRACH :Soc. Nat. de Transp. et Com. des Hydrocarbures
 CREPS :Comp. de Rech. et d'explora. pétrol. au Sahara.
 SNRépal :Soc. Nat. de Rech. et d'Explor. Pétrol. en Algérie

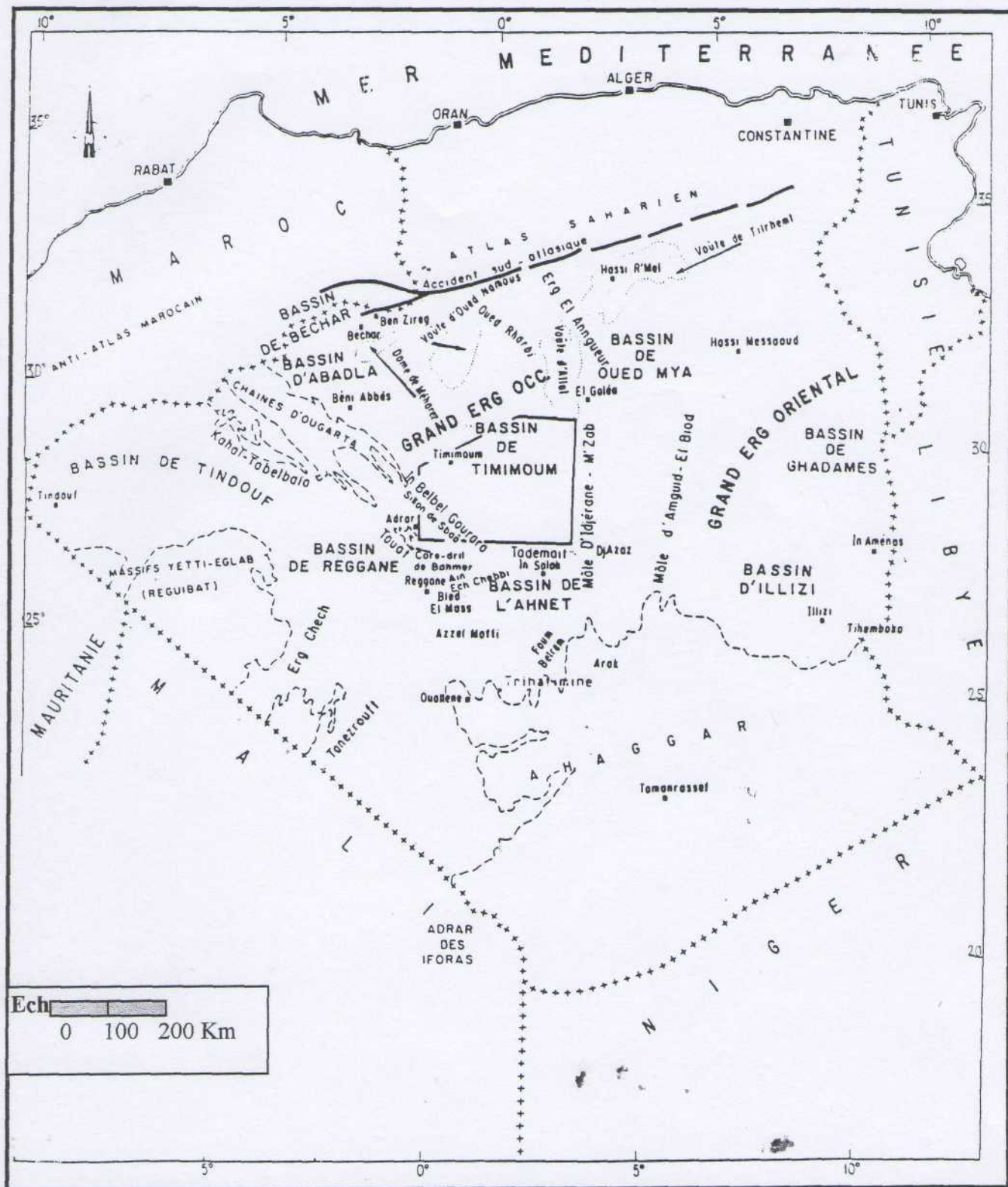


Fig. 2 Localisation des bassins de Timimoun et de l'Ahnet

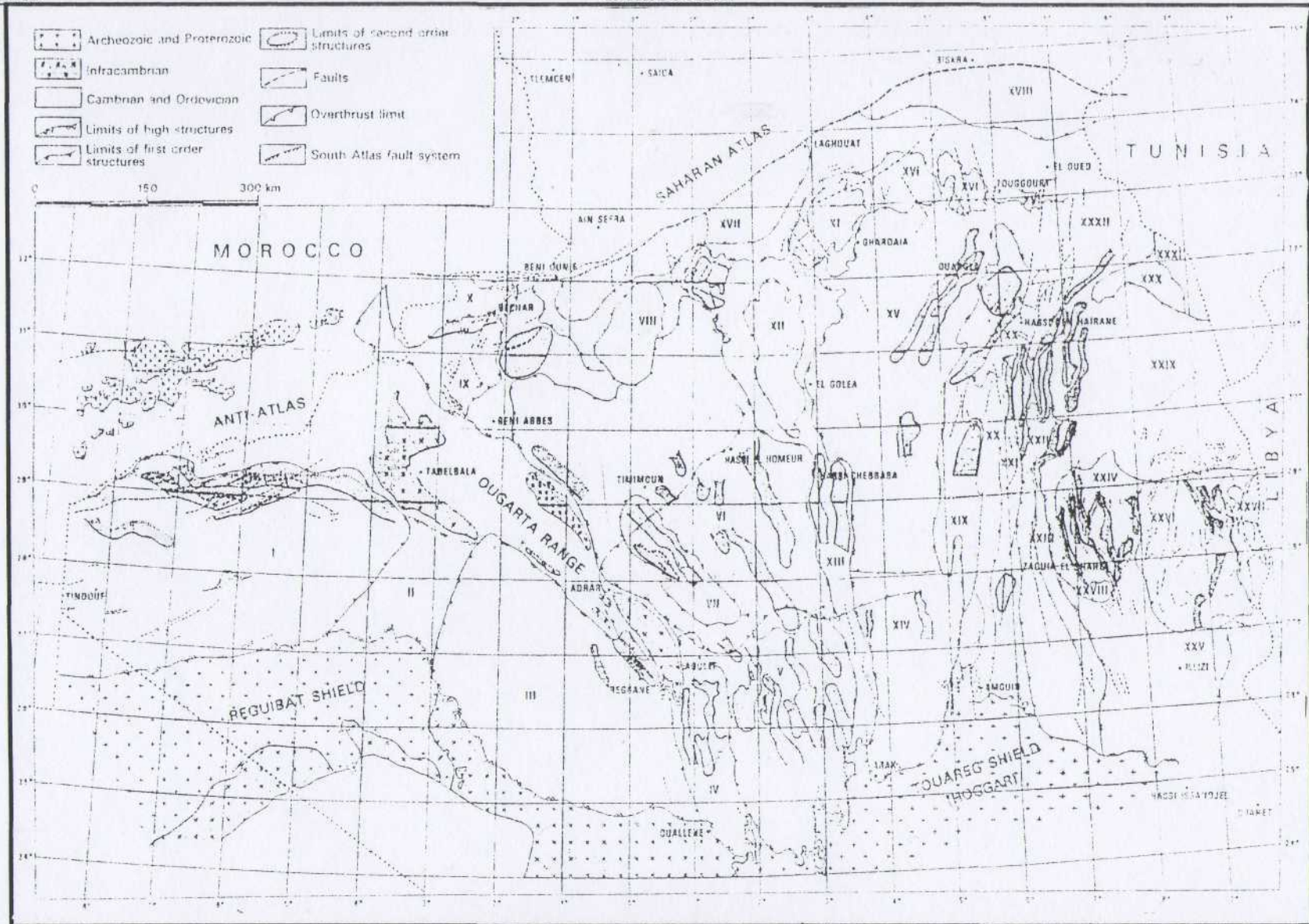


III. STRUCTURATION DU BASSIN DE TIMIMOUN

1. Introduction

Cette étude porte sur la quasi-totalité du bassin de Timimoun, et sur une partie du bassin de l'Ahnet en raison de la présence dans ce territoire de quelques sondages sélectionnés pour les besoins de cette étude. Le bassin de Timimoun se situe à environ 900 Km au Sud. SW d Alger. Il fait partie de l'ensemble des bassins de l'Ouest algerien, délimité à l'Est par le môle Idjerane - M'zab, (englobant la vôte d'Allal) à l'Ouest et au Sud - Est par les chaines de l'Ougarta (*Fig. 2 & 3*). Les limites géologiques ne sont pas clairement localisées en raison des recouvrements. Sa limite meridionale, fixée sensiblement parallèle: $27^{\circ} 15'$, correspond à une juxtaposition d'Ouest en Est de structures séparant ce bassin de celui de l'Ahnet. La limite septentrionale est arbitrairement fixée au parallèle $30^{\circ} 15'$. La limite naturelle du bassin de Timimoun est située plus au Nord et au Nord-Ouest, respectivement aux abords des vôtes de Oued - Namous et de Meharez. L'étendue de ce bassin est de l'ordre de 20.000 Km². Cette région du Sud - Ouest algerien, a, dès le début du siècle, attiré de nombreux géologues, dont la contribuon à la connaissance de la géologie saharienne est prépondérante.

Des travaux sismiques assez récents, montrent l'intense structuration (*Fig. 4*) de ce bassin et une complexité. Les principaux mouvements du socle responsables des grands accidents de la couverture sédimentaire et des variations de la paléogéographie, se sont succédés d'une façon presque continue pendant tout le Paléozoïque. Il est difficile de retrouver toutes les phases anciennes classiques, d'autant plus que les forages n'ont jamais atteint le socle. Les phases anciennes ont été étudiées essentiellement sur les affleurements aux pour tours du Hoggar. Néanmoins, une certaine imprécision et confusion persistent notamment sur les dénominations des différentes phases.



LEGENDE DE LA FIGURE 3

I- Bassin de Tindouf II-Ensellement de Krettamia-Bou Bernous. III- Bassin de Reggane. IV-Ensellement d'Azzel Mati. V-Bassin d'Ahnet. VI - Bassin du Grand Erg Occidental. VII - Voûte d'Azzene. VIII - Voûte d'Oued Namous. IX - Bassin d'Abadla. X - Sillon de Bechar - Kenadza. XI-Voûte de Tihremt. XII-Voûte d'Allal. XIII - Môle structural d'Idjerane. XIV-Bassin de Mouydir. XV-Bassin de Oued Mya.

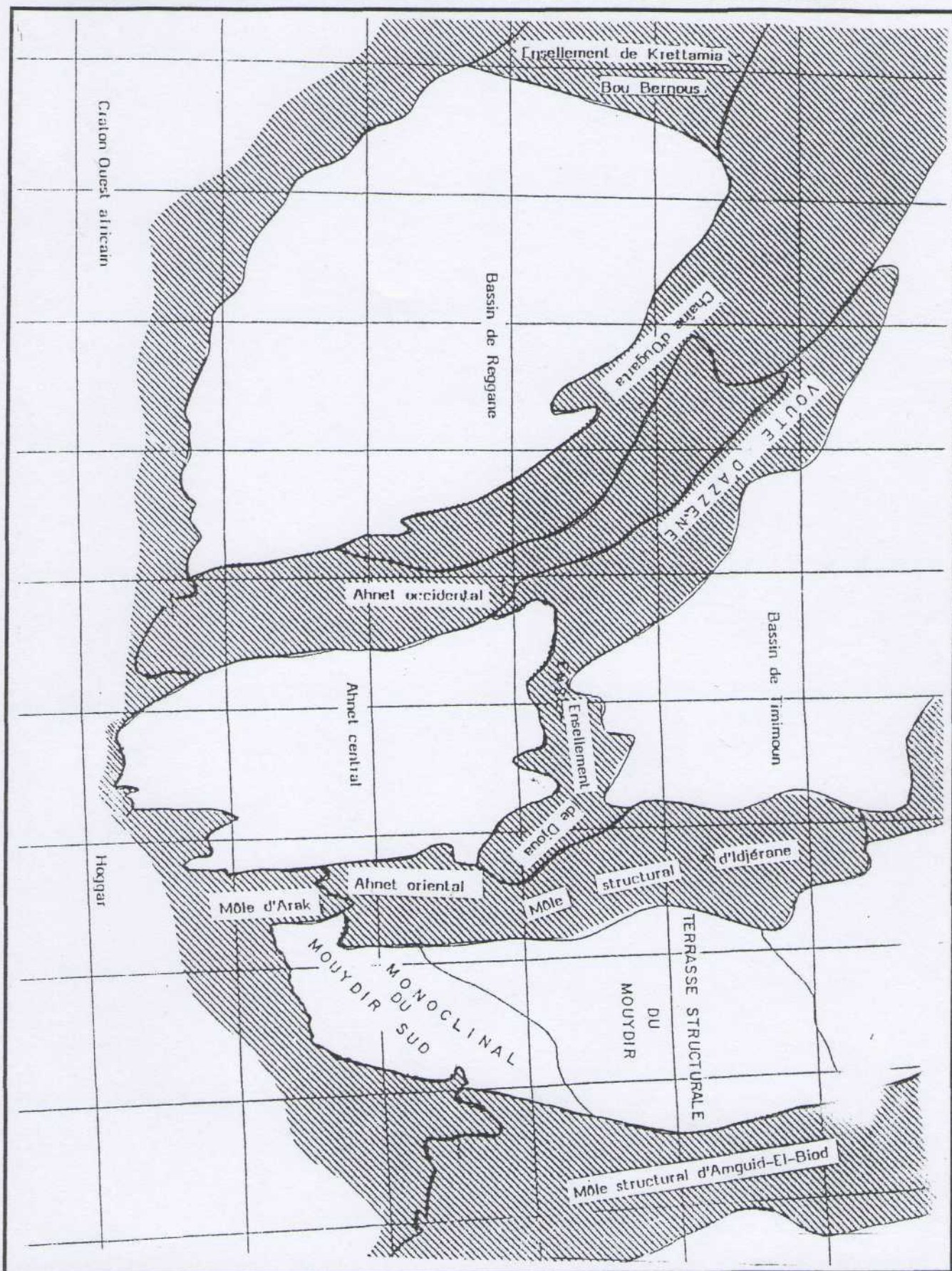


Fig. 4 Principaux éléments structuraux à proximité des bassins de Timimoun et de l'Ahnet (in TALAH. N - 1991)

2. Différentes étapes de structuration du bassin

Les différentes phases du cycle calédonien et hercynien sont présentes au Sahara, *R.FURON (1968)*. Cependant, il est délicat de replacer les différentes phases avec précision en raison:

- des problèmes de chronostratigraphie
- des lacunes sédimentaires ou d'érosion (par exemple, celle du Carbonifère due à l'érosion hercynienne).
- L'absence de discordance notable (angulaire) entre l'Ordovicien et le Carbonifère comme le montrent les profils sismiques avec les séries paléozoïques globalement plissées de la même manière sans disharmonie notable.

3. Aperçu sur les différentes phases de structuration du bassin (Tableau n° 1)

3.2 Introduction

L'histoire géologique de la plateforme saharienne est très ancienne. La présence de boucliers très vieux, comme celui des Reguibat, qui a acquis sa stabilité entre 1800 et 2000 Ma et de boucliers relativement plus jeunes, comme le bouclier Touareg, résultant de la phase panafricaine (âge \cong 550 Ma), ont fortement influé sur son évolution. Les bassins de Timimoun et de l'Ahnet sont situés à la jonction de deux domaines cratoniques distincts:

- A l'Ouest, le craton Ouest - africain (= domaine Eburnéen).
- A l'Est, derrière la frontière orientale du bassin de Reggane, c'est le domaine Panafricain (*fig. 5*).

3.2 Le cycle Panafricain

La phase Panafricaine dont résultent les grands traits structuraux du bouclier Touareg (*Fig. 6*), est interprétée par *J.M.L. BERTRAND et R. CABY 1978*), comme le résultat d'une collision continentale entre deux blocs: le craton Ouest - africain, rigide (stable depuis 1800 Ma) et le craton Est-africain plus plastique.

Ce cycle est séparé du cycle Eburnéen par des cycles intermédiaires, dont le plus connu en Afrique centrale est le cycle Kibarien, il y a 1000 Ma, mais non identifié en Afrique occidentale (Algérie, Nigeria, etc..).

Cette région (Ahnet et Timimoun), à l'instar de tout le Sahara central fut soumis des mouvements verticaux, accompagnés d'éruption volcaniques et de soulèvements ayant entraîné l'érosion de sa couverture sédimentaire. Cette érosion, portant à l'affleurement des formations très anciennes, facilite ainsi leur étude.


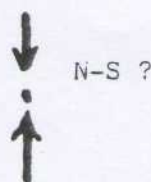

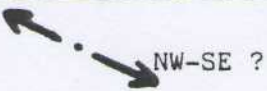

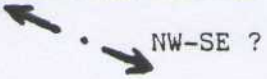

EPOQUE D'INTERVENTION MAXIMALE	Nature et direction des phases de compression et des phases de distension	Effets sur les jeux de failles	Influence sur la sédimentation
Carbonifère termin. Permien	 N120	Jeu en inverse sur les failles NE-SW	Erosion sur les axes NE-SW (El Gassi-Messaoud)
Westphalien	 N-S ?		Erosion sur l'axe Talemzane-Berresoff (Bourrelet sud-Atlasique de J. CONRAD, 1984 ou Paléo-Anti-Atlas oriental de BUSSON, 1970, 1972)
Viséen	 N040	Jeu en inverse sur les failles NW-SE	
Tournaisien			Absence de dépôt Tournaisien inf. sur Edjeleh
Famennien ? Emsien (Post)			Erosion Erosion
Dévonien inf.	 NW-SE ?	Jeu en faille normale sur les failles NE-SW	-Variation de faciès et d'épaisseur -Volcanisme
Limite Silurien-Dév (Phase calédonienne)	 E-W ?	Jeu en inverse sur les failles N-S	Erosion sur les môles sub-méridiens
Limite Ordo-Silurien	?	Jeu en normale des failles ?	-Variation d'épais. -Volcanisme
Caradoc (Phase taconique)	?	Jeu en inverse sur les failles (axes Nord-Sud)	
Cambro-Ordovicien	 NW-SE ?	Jeu en faille normale sur les failles N-S	-Variation d'épais. -Volcanisme
Cambrien (Phase panafricaine tardive)	 E-W	Tectonique cassante réseau NE-SW et NW-SE	Cratonisation Sahara Central

Tableau n° 1 Les principaux événements affectant la Plateforme Saharienne cours du Paléozoïque (in BOUDJEMAA. A 1987)

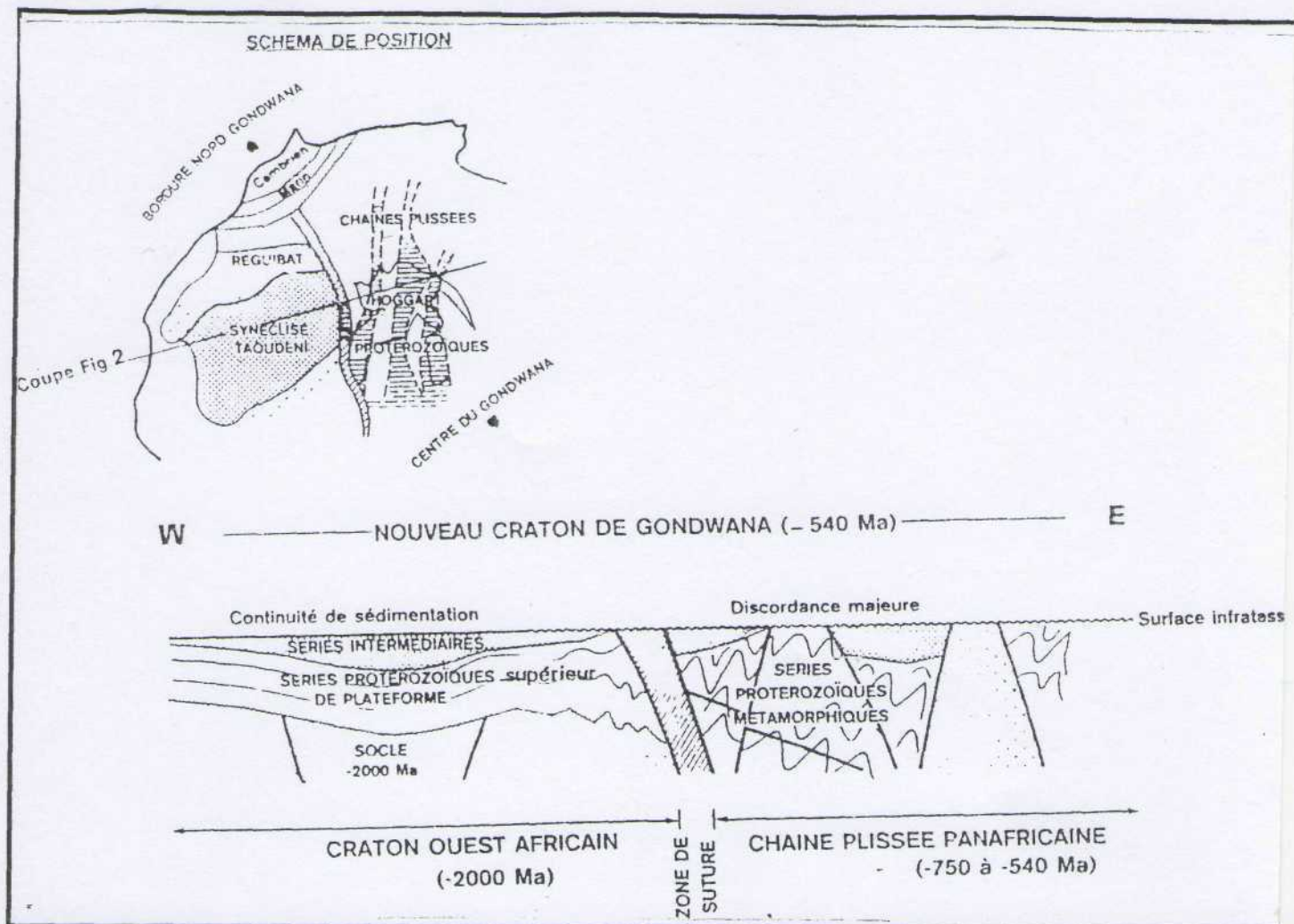


Fig. 5 Substratum du Cambro - Ordovicien, modifié d'après les renseignements de J. Fabre, 1991 (N.B coupe sans échelle, correspondant à environ 1500 km) (d'après O. DE CHAPAL et Ph. RICHIE, 1989).

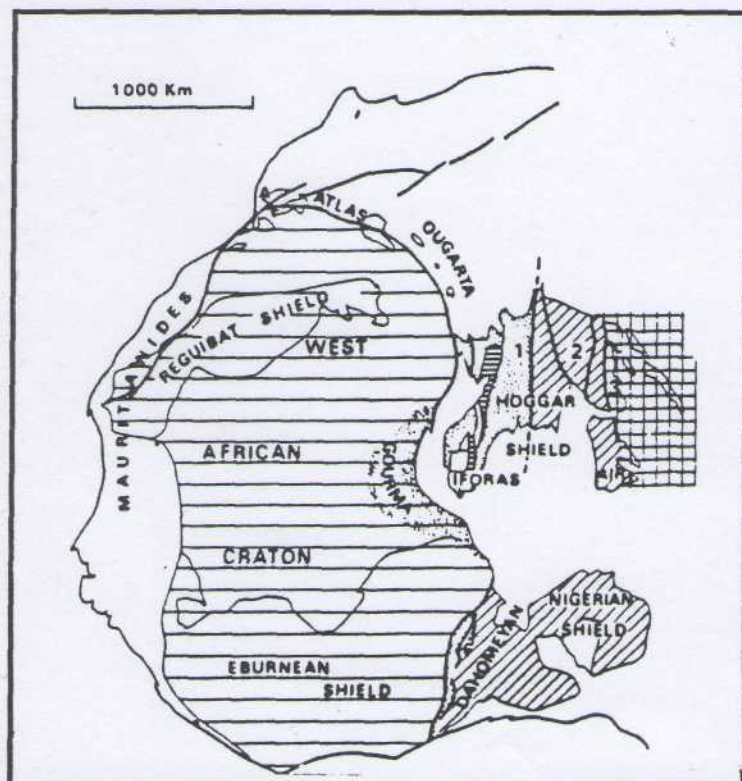


Fig. 6 Carte de l'Afrique de l'Ouest montrant la situation du bouclier Touareg (Hoggar)

- 1 - Chaîne pharusienne
- 2 - Province polycyclique du Hoggar Central
- 3 - L'Est du Hoggar comprenant la marge à craton Est-saharien

(BERTRAND et CABY, 1978).

Le trait structural majeur est la présence de grandes failles sub-méridiennes qui le découpent en trois compartiments principaux:

1. un compartiment occidental formant la chaîne pharusienne (Protérozoïque supérieur) où prédomine un matériel volcanique.
2. un compartiment central constitué par du matériel Eburnéen (2000 Ma) et Kibarien (1100 Ma) repris par les déformations panafricaines.
3. un compartiment oriental constitué de gneiss et de granites anté-panafricains, sur lesquels reposent la chaîne étroite plissée de Tiritine, composée de formations plus jeunes, d'âge protérozoïque terminal (800 - 650 Ma).

Le cycle panafricain est marqué par un important réseau de dislocations. Les failles subméridiennes, soulignées plus haut, ont réjoué au Sahara durant toute l'histoire phanérozoïque, un rôle important sur la structuration (*Fig. 7*) et la sédimentation de la plateforme saharienne. (*Fig. 8*)

3.3 Le cycle caledonien

3.3.1 la phase cadomienne

Les premières phases du cycle calédonien, soit les différentes phases baikaliennes (précoce - majeur - tardive) regroupée par *R. FURON (1968)*, en phase cadomienne correspondraient à une période d'émersion suivie d'une importante érosion et pénéplation. Cette phase aurait déjà donné une première structuration baïkalianne dont les grandes lignes sont toujours sensiblement Nord - Sud.

3.3.2 la phase Sarde

Elle est marquée par une première émersion post - Trémadoc inférieur suivie d'une érosion profonde, provoquant des discontinuités de ravinement, puis par une deuxième émersion et un basculement suivis d'une érosion importante après les dépôts de la série transgressive du Trémadoc supérieur et Arénig inférieur.

3.3.3 la phase Taconique

Après les dépôts des séries transgressives de l'Arénig supérieur au Caradoc, inférieur, la phase Taconique est marquée par une nouvelle émersion générale suivie de glaciations et de ravinement importants (palléovallées pouvant atteindre 400 m de profondeur sur les affleurements au Sud de l'Ahnet. (*S. BEUF et al., 1968.*)

Ces mouvements calédoniens de la phase Taconique auraient déjà ébauché les bassins de l'Ahnet, du Mouydir et se font sentir particulièrement sur l'axe Foum- Belrem. Ce dernier est un axe positif dont le prolongement au Nord, correspond actuellement aux «Trends» Gour-Boukhreiss-Zini-Fougaret-Erzoua-Tineldjam-Krechba. Il correspond à la limite entre l'Ahnet central et oriental. Cet axe serait particulièrement mobile durant la sédimentation paléozoïque. Plus à l'Est, le môle Idjerane, axe structural positif de premier ordre, sépare les bassins de l'Ahnet, Timimoun du Mouydir. Sa surrection est estimée vers la fin du Carbonifère. (*A. AXIONOV et al., 1973.*)

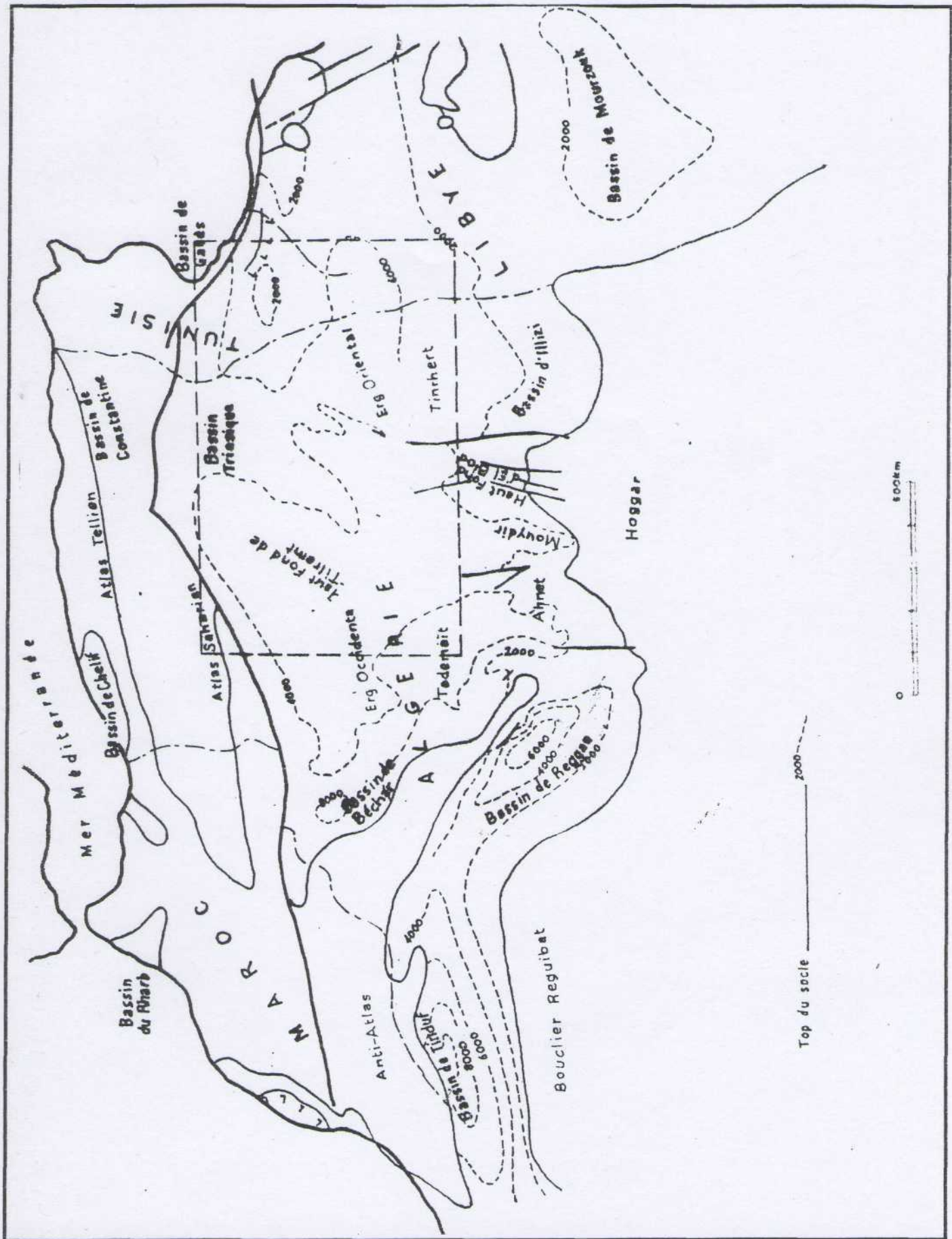


Fig. 7 Carte en isobathes (simplifiée) au socle de la plateforme saharienne

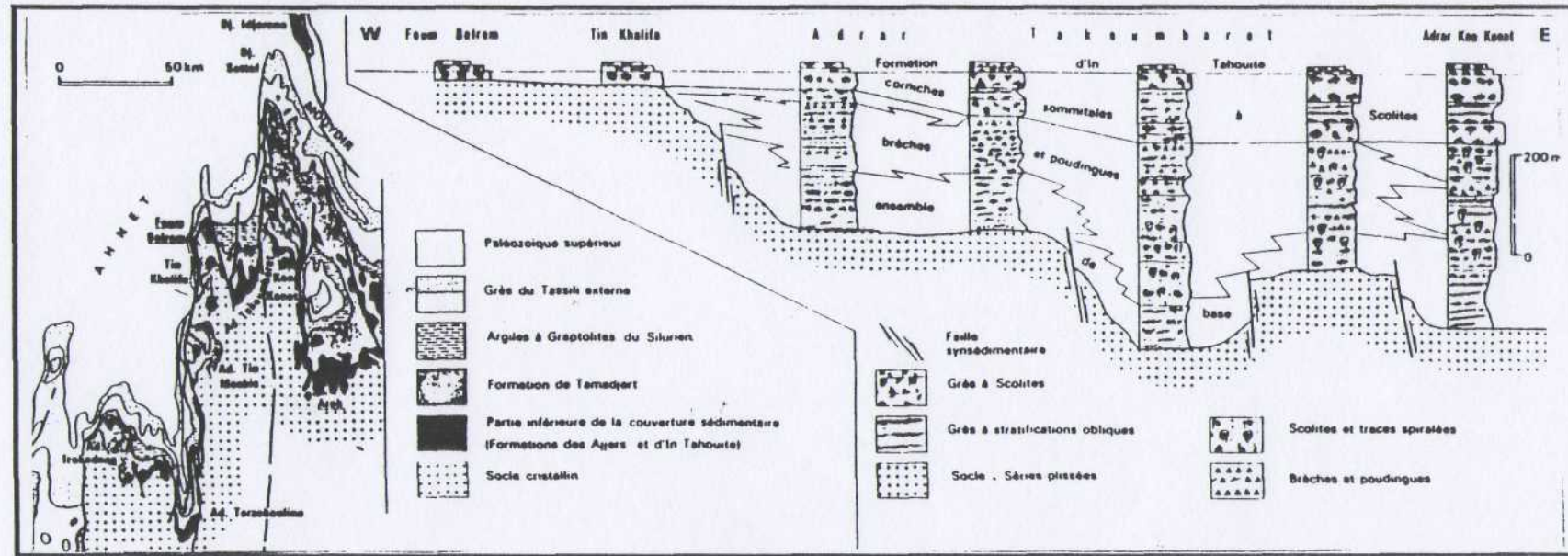


Fig. 8 Variations sédimentaires locales ou localisées le long d'accidents structuraux majeurs (la formation des Ajjers. Partie nord-orientale du môle Foun-Belrem. in S. BEUF et al., 1971)

3.3.4 la phase ardennaise

Après les dépôts glaciaires des grès du Caradoc terminal et ceux essentiellement argileux du Silurien inférieur, la phase ardennaise à la fin du Silurien (souvent dénommée dans la littérature saharienne: phase calédonnienne majeure) provoque un changement de régime à tendance régressive avec des mouvements épirogéniques positifs atténués, durant tout le Dévonien inférieur, jusqu'à la transgression marine emsienne généralisée, marquée par la « Muraille de Chine » qui est une épaisse dalle calcaire.

L'individualisation des bassins de l'Ahnet - Timimoun et du Mouydir se poursuit partout ailleurs, sans aucune discordance angulaire notable (hormis peut-être celle de la phase Taconique, faiblement marquée à l'affleurement) n'est observée, d'où les difficultés notamment pour les discontinuités de la phase ardennaise de repositionner celles relatives aux mouvements épirogéniques.

3.4 Le cycle hercynien

Les bassins occidentaux de la plateforme saharienne sont les principaux témoins de la tectonique hercynienne, plus marquée que le cycle précédent. Les déformations hercyniennes seraient responsables de la plupart des grandes structures actuelles du bassin. La fin du Dévonien est marquée par une suite de mouvements épirogéniques ayant entraîné l'émersion de la plus grande partie de la plateforme saharienne. La première phase importante du cycle hercynien, datée Namurien inférieur, s'est traduite par une émersion généralisée importante et quelques plissements, elle pourrait être considérée comme équivalente à la phase erzgebirgienne (F. FURON 1964, J.M. FREULON 1967) qui correspond à la surrection et au plissement du Haut Atlas (Maroc).

Une synthèse récente, A. NEDJARI (1995), précisent les différentes manifestations géologiques dont la plateforme saharienne a été le siège pendant ce cycle. Elles sont liées au remplissage sédimentaire, aux différentes paléogéographies et à la tectonique.

Au carbonifère, le bassin de Timimoun, situé au Nord de l'Ahnet, a constitué véritable relais entre l'ensemble cratonique (Tindouf, Reggane, Ahnet, Mouydir et Illizi), (Fig. 9 A) et le domaine Téthysien, fut le foyer d'une activité tectonique qui s'est traduit par le rejeu des structures anciennes: découpage du socle en panneaux subméridiens. Ces mêmes mouvements verticaux, accompagnés parfois de coulissage sont en partie responsables des érosions, de la structuration et des plissements. (Fig.10)

L'eustatisme, autre facteur ayant marqué ce cycle, a modifié, par la brusque chute des eaux à la limite du Bashkirien-Serpukhovien (Vail, 1977), le paysage de cette région, se traduisant par:

- des ravinnements (Illizi)
- un confinement généralisé
- une tendance à l'isolement du bassin de Tindouf
- le retrait définitif de la mer d'une grande partie de la plateforme saharienne.

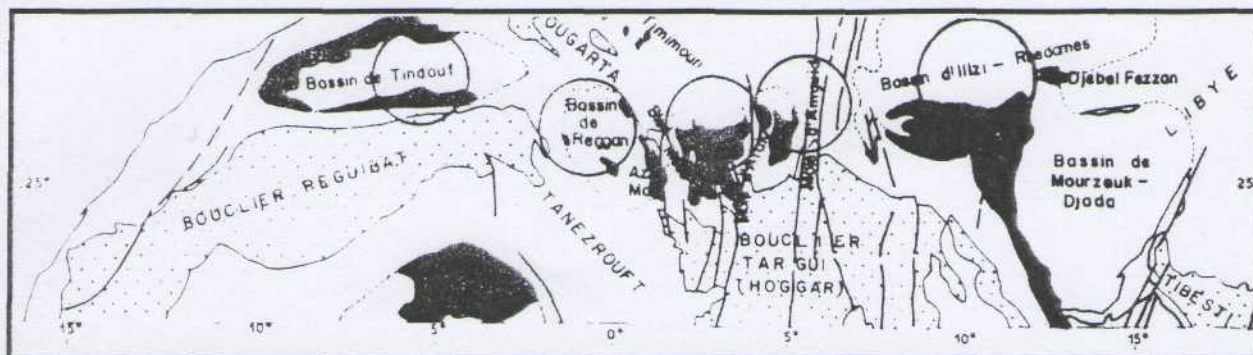


Fig.9A *Le Carbonifère de la plate forme saharienne. Localisation des principaux bassins.*
Carboniferous of the Saharian platform. Location of the main basins.
(in A. NEDJARI 1994)

Dans le bassin de Timimoun, on rencontre souvent des dépôts mésozoïques directement sur le Carbonifère (Viséen), et même directement sur le Dévonien ou le Silurien dans les zones hautes marginales du bassin, tels le môle d'Idjerane à l'Est et la vôte d'Azzene à l'Ouest. L'importance de cette érosion du Paléozoïque supérieur et moyen, témoigne de l'importance de ces phases et des soulèvements selon les régions; Ces surrectoïnes sont interprétées par les divers auteurs (J. FOLLOT.1953, J.M. FREULON.1964, S.BEUF. 1968), comme étant les rejeux anciens accidents profonds.

L'orientation de ces accidents a gardé globalement une direction méridienne (similaire à celle des phases antérieures). Néanmoins, dans le Nord-Ouest du bassin, la direction des accidents et notamment des structures, s'aligne par rapport à celle de la chaîne ougartienne (NW-SE). Cette période mal connue, étant donné la grande lacune du Carbonifère au Lias, correspondrait au début de la phase distensive mésozoïque qui sépara l'Afrique de l'Amérique (J. FABRE, 1974).

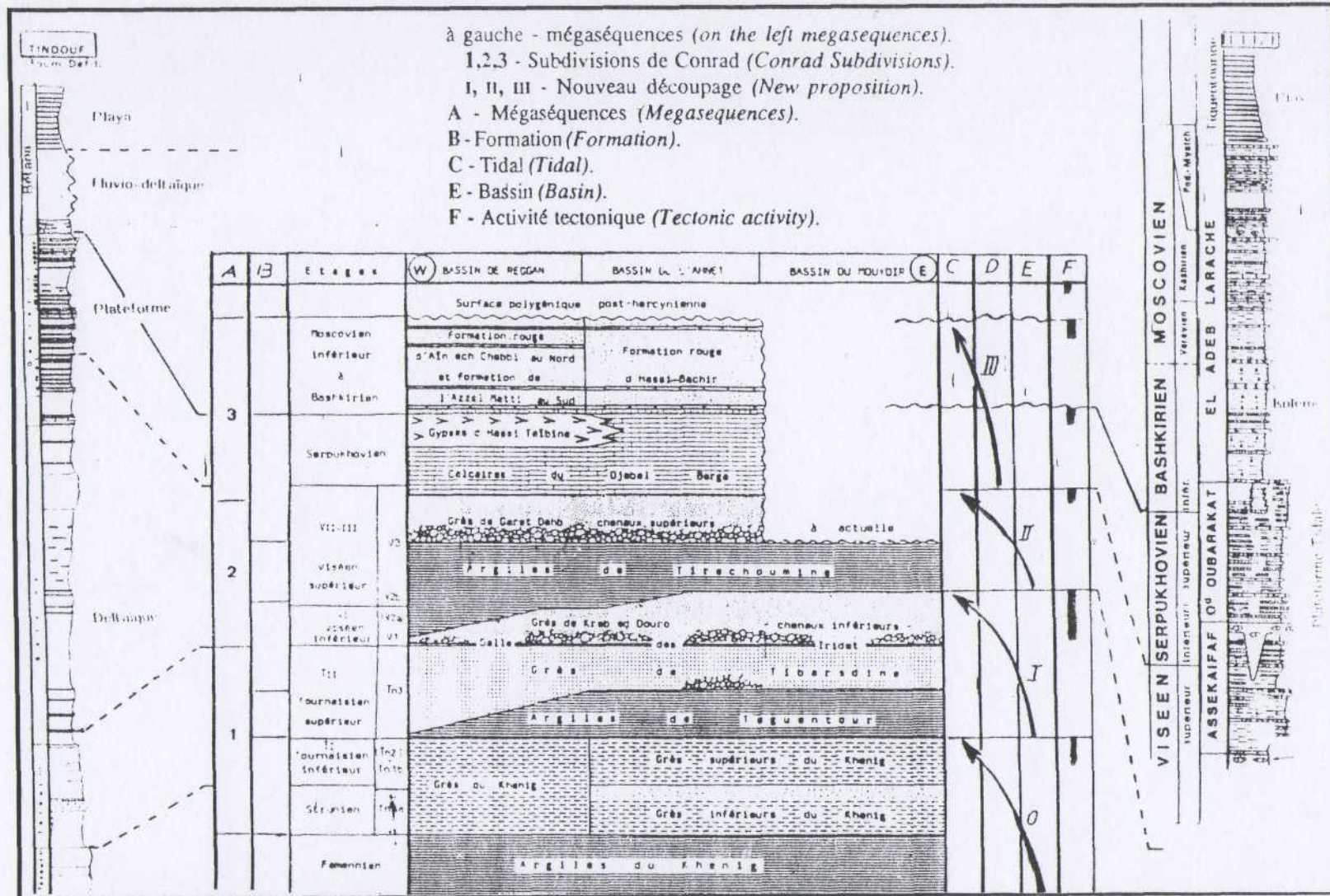


Fig.9B Lithostratigraphie synthétique du Carbonifère dans les principaux bassins Sahariens.
 Synthetic lithostratigraphy of the Carboniferous in the main Saharian basins. (in A. NEDJARI 1994)

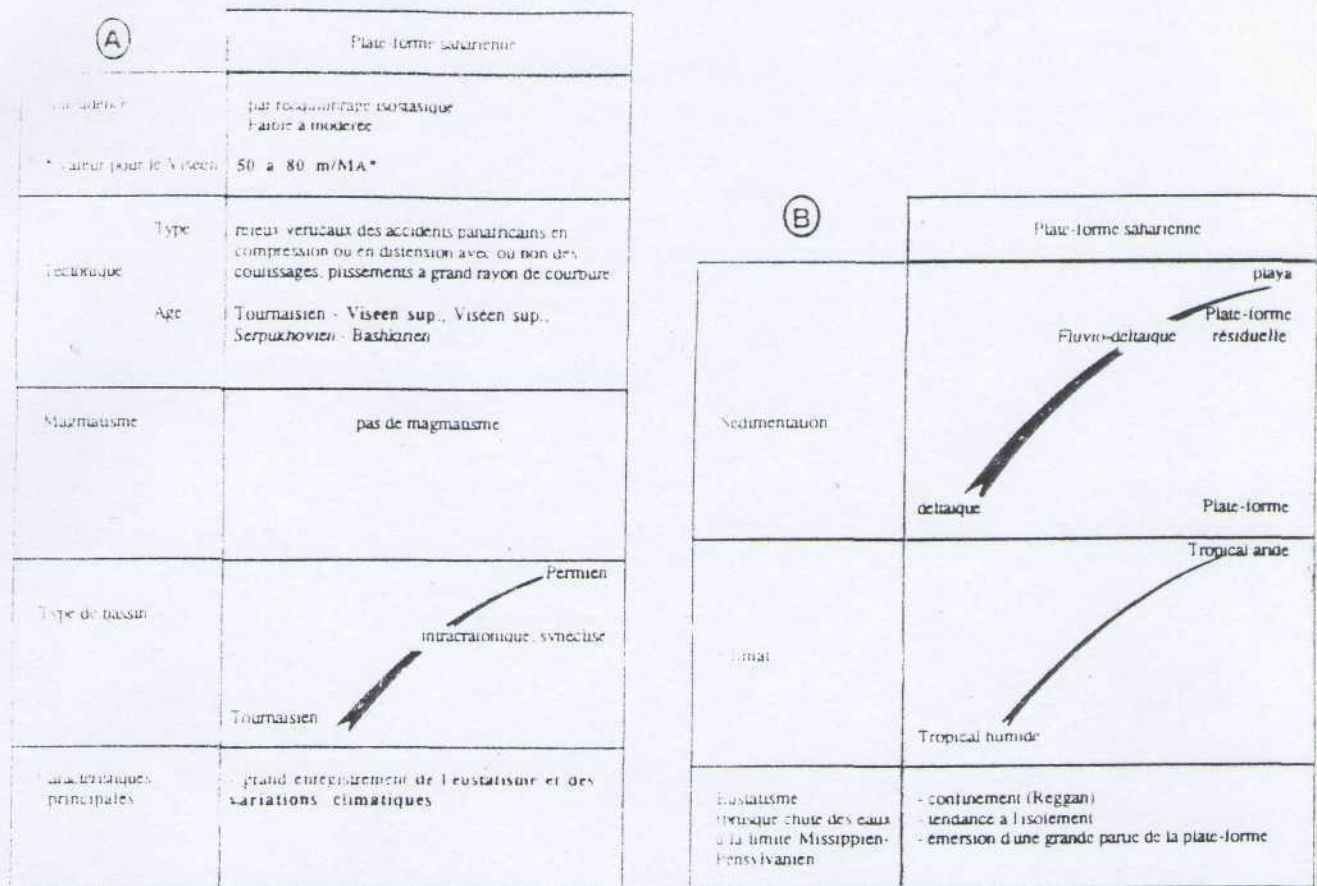


Fig.10 Evolutions des principaux paramètres internes (A) et externes (B) au cours du Permo-Carbonifère dans le domaine de la plate forme Saharienne (in A. NEDJARI 1994)

3.5 Le cycle alpin

Après la pénéplation post - hercynienne, la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire fossilise les déformations post - hercyniennes de la plateforme saharienne qui a déjà acquis presque totalement sa structure profonde à l'aube du Mésozoïque. Ces déformations sont attribuées par certains auteurs (J. FABRE, 1976) aux effets de la séparation Afrique - Amérique et de la déformation de la chaîne alpine en Algérie du Nord. Les observations de failles antérieures au Continental intercalaire (Crétacé inférieur) (R.M.- FURON, 1964) dans le plateau de Tadmaït et des jeux verticaux de failles dans la région du Môle d'Amguid affectant tout le Crétacé inférieur attestent de la présence de mouvements tectoniques attribués à la phase autrichienne (A. PERRODON et al., 1963) ou à des contre coups de la séparation Afrique - Amérique (J. FABRE 1976).

Des indices d'une phase probablement lamarienne ou pré - pyrénéenne ont été observés notamment sur l'axe Foug-Belrem et le môle d'Idjerane où des ondulations affectant le Maestrichien, s'alignent le long de cet axe (G.B.N. FLAMAND

1964). Elles sont interprétées par l'auteur comme étant l'écho en surface du rejeu des grands accidents profonds. V.R. KARPOF 1965, a également observé des rejeux de failles post - maestrichiens dans l'Ouest de l'Adrar des Ifforas, attribués à la phase pyrénéenne.

Le Lutétien fut marqué par des mouvements positifs sur l'ensemble de la plateforme saharienne avec un bombement du Hoggar et retrait définitif de la mer (G. CONRAD 1969). Ces mouvements sont contemporains de la phase pyrénéenne. Les déformations fini-cénozoïques (quand elles existent), n'enregistrent essentiellement que les pulsations climatiques successives. (G. CONRAD 1969).

Dans le bassin de Timmoun, les formations les plus récentes étant Crétacé supérieur (Turonien) toutes les déformations post-hercyniennes étant très délicates à individualiser en forage et en sismique, seront attribuées aux premières phases alpines, soit Ciméro - autrichiennes, elles sont souvent dénommées dans la littérature pétrolière du Sahara, comme phases post - hercyniennes ou encore autrichienne.

4. CONCLUSION

Au cours du Paléozoïque, le Sahara occidental et central représentaient une grande dépression, dont l'affaissement le plus intense s'est manifesté dans la région de l'Ougarta actuel. Les éléments structuraux positifs les plus anciens sont Meharez -Oued Namous-Tilrhemt qui se seraient mis en place au début du Paléozoïque.

La fin du Dévonien - début du Carbonifère a été marquée par un accroissement intense de ces structures et par l'érosion de leurs parites les plus élevées. De ce fait, dans les parties somitales des structures marginales, on observe une position discordante des dépôts mésozoïque directement sur le Dévonien ou même le Silurien et l'Ordovicien.

Pendant le Carbonifère, tout le Sahara occidental continuait son affaissement avec un maximum de dépôt. Les éléments structuraux positifs étant représentés à cette époque là par les structures marginales, telles les dorsales Idjerane-M'zab et la vôte d'Azzene. C'est probablement à la fin du Carbonifère que s'est plissé l'Ougarta et qu'a lieu l'élévation des structures marginales, notamment celle de la dorsale Idjerane - M'zab. Cette dernière constitue un élément structural positif séparant les bassins de l'Ahnet, Timimoun à l'Ouest, des bassins du Mouydir - Oued Mya à l'Est. La vôte d'Azzene a également subi l'effet d'un plissement et d'un exhaussement.

Le plissement post-hercynien a lieu probablement durant le Permo - Trias et aurait permis la structuration telle que nous l'observons actuellement.

A l'étape mésozoïque, se dépose une forte série dont le plissement et les déformations sont souvent attribuées aux phases ciméro - autrichiennes et lamaro - pyrénéennes. Le développement des éléments structuraux est très probablement lié aux failles dont certaines seraient très profondes.

IV. LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE DANS LE BASSIN DE TIMIMOUN

La sédimentation dans le bassin de Timimoun s'effectue sur un domaine de plate-forme. Les variations importantes d'épaisseurs et de faciès constatés à travers le bassin sont contrôlées dans une large mesure par l'évolution du bâti structural.

D'épaisses séries se sont déposées durant le paléozoïque et le mésozoïque dans les zones subsidentes, tandis que les zones hautes sont caractérisées par de fortes réductions. Ces dernières sont amplifiées souvent par l'action érosive des différentes phases marquées par la présence des discordances d'érosion, dont la plus importante est celle de la phase hercynienne.

1. Présentation de la série type du bassin de Timimoun.

Les forages les plus profonds dans le bassin n'ayant atteint que le Cambrien, nous nous limiterons donc à la présentation sommaire de la série avec une attention particulière pour la période Siluro-dévonienne. Certains intervalles de la couverture sédimentaire constitués de faciès azoïques, n'étant pas suffisamment caractérisés stratigraphiquement, n'ont pas été subdivisés en unités stratigraphiques. Les auteurs ont souvent recours aux subdivisions lithologiques, telles que: séries, formations, ainsi qu'à des termes d'usage pratique, tels que: complexe, horizon, membre, zone, etc.. (Fig.11).

2. Le paléozoïque

2.1. Cambro-Ordovicien

Quatre ensembles ont été distingués:

L'**unité I** est l'équivalent de la formation de Merchimine, d'une épaisseur de 410 m environ, elle est constituée de grés quartzeux et d'arkose. Celle-ci correspondrait, à des dépôts fluviatiles (S.BEUF et al., 1968).

L'**unité II**, équivalent de la formation d'Ariche El-Megra, d'une épaisseur de 95 m environ, elle est constituée de grés quartziques à stratifications obliques. Sur les affleurements en bordure du Hoggar, des niveaux à Tigillites, Vexillum ont été rencontrés.

L'**unité III** est souvent attribuée au début de l'Ordovicien, elle est l'équivalent:

- des argiles d'El -Gassi. (80 m environ).
- des grés d'El-Angeur. (80 m environ).
- des argiles d'Azzel. (100 m environ).

A l'affleurement, des faunes marines de l'Arénigien et de Tigillites ont été observées à la base de l'unité. Les dépôts de cette unité sont attribués à un complexe marin de transition.

l'unité IV, correspond aux formations:

- d'El-goléa, d'une épaisseur de 220 m environ, composée de grès grossiers graveleux à la base, passant progressivement à des argiles noires, silteuses micacées.
- de Ramade, d'une épaisseur de 50 m environ, composés de grès fins à stratifications obliques et passées conglomératiques.

Cette unité IV repose en discordance angulaire et de ravinement sur les formations antérieures. Ce complexe argiligréseux conglomératique correspond à une sédimentation périglaciaire. (*S.BEUF et al. 1968. J.FABRE 1976*).

2.2 Silurien

Il est subdivisé dans l'Ahnet en 2 unités lithologiques :

- A la base, des argiles marines à Graptolites datées Llandovery moyen, correspondant à une transgression liée à la fonte de la calotte glaciaire de l'Ordovicien supérieur. Elle est l'équivalent à l'affleurement de la formation de l'Imirhou.
- Au sommet, une série argilo-silteuse ("zone de passage") et qui correspond au début d'un épisode régressif, va se poursuivre durant tout le Dévonien inférieur. A l'affleurement, elle est équivalente à la formation d'Astafaifa dans le Mouydir.

Dans le bassin de Timimoun, la limite entre ces deux unités n'est pas identifiable. Ces deux unités sont regroupées dans le Silurien comme équivalent des argiles d'Oued-Ali. L'épaisseur moyenne du Silurien est d'environ 440 m. Sa limite supérieure est également imprécise et souvent caractérisé par l'apparition de bancs de grès bien individualisés.

Les travaux anciens (*PH. LEGRAND, 1965*) et notamment ceux plus récents (*K.BOUJENDJEL, 1985-1987*) montrent que la faune (graptolites) et la microfaune (Architarches) de la série de Oued-Ali (équivalent latéral de la "zone de passage" de l'Ougarta) sont caractéristiques du Pridoli au Lohovien basal. Mais aucun travail dans ce sens n'est encore réalisé dans la partie centrale et orientale du bassin de Timimoun ou le découpage et les zonations palynologiques restent encore imprécis.

2.3 Dévonien.

2.3.1 Dévonien inférieur

Il est compris entre le toit de la zone de passage et la base des calcaires du Dévonien moyen qui constitue le meilleur repère lithostratigraphique à l'échelle régionale. Il constitue particulièrement en sismique, un très bon horizon réflecteur (horizon III), équivalent au toit des calcaires givétiens. L'épaisseur de l'ensemble du Dévonien inférieur tend globalement à augmenter vers le Nord et Nord-Ouest du bassin pour atteindre des épaisseurs supérieures à 750 m au centre du bassin. Son absence dans les zones hautes marginales, témoigne de l'importance de l'érosion des phases fini-hercyniennes et des structurations antérieures.

Fig. 11 COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE BASSIN DE TIMIMOUN

SYSTEME	ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	EPaisseur	DESCRIPTION	SOMMAIRE
CRETACE		CONTINENTAL		0 à 26m	Alternances de calcaire, d'argile versicolore et de marnes vertes avec traces de gypse	
		INTERCALAIRE		0 à 799 m	-Sable grossier, localement gaavier, translucide avec passées d'argile et de grès -Argile dolomitique, parfois dolomie -Grès évoluant en sable brun, rouge à jaunâtre, fin à grossier avec passées d'argile -Alternances d'argile rouge et de grès blancs parfois métriques de lignite -Argile brun-rouge avec traces de grès, dolomie et lignite	
CARBONIFERE	V I S I F E N	SERPUKHOVEN		0 à 55m	Alternances d'argile, parfois calcaire de dolomie brune et de fines passées de silstone argileux. Calcaire à Encrines, à la base	
		CALCAIRES DE TALA OU DE BAHMER		0 à 132m	Grès quartzitique, dolomitique, parfois carbonaté	
		GRES D'ARHLAD		4m	Argile gris avec passées de dolomie et de silstone. Traces de calcaire et de pyrite	
		Argiles supérieures de Timimoun		0 à 214m	Grès fins à très fins, localement glauconneux avec fines passées d'argile et de silstone et de dolomie	
		GRES DE RHNET		0 à 790 m	Argile gris, foncé à noir, localement charbonneuse avec passées de grès de calcaire et de dolomie brune, fossilifère	
		ARGILES INFÉRIEURES DE TIMIMOUN		0 à 276m	A la base, parfois un banc de calcaires (correspondant probablement à la "dalle à Mérocantites")	
		GRES SUPERIEURS DE KAHLA		0 à 295m	-Intercalations d'argile et de grès avec parfois des lentilles de calcaire dolomitique -Grès gris-clair, quartzitique	
		GRES INFÉRIEURS DE KAHLA		0 à 276m	Alternances de grès fins, siliceux à silico, quartzitique, de silstone et d'argile verte à gris, foncé, fossilifère	
		ARGILES DE TEMERTASSET		350 à 1113 m	Argile gris foncé à noir, plus ou moins charbonneuse, puiteuse très fossilifère comportant des bancs de calcaire blanchâtre, localement gris, brun, argileux à la base	
					Présence rare localement sur la structure de Zerfaïd d'un intercalaire de grès siliceux à quartzitique, ferrugineux	
DEVONNIEN	G I V E T E N C O U L V I N I E N E M S I E N S I E G E N I E N	Membre supérieur de Tefraguine		50 à 197m	Alternances d'argile et de calcaire argileux, fossilifère. Passées de silstone	
		Membre inférieur de Tefraguine		33 à 220m	Intercalations d'argile, de calcaire et de grès	
		Membre supérieur de DKHISSA		47 à 250m	Grès, souvent quartzitiques, parfois passant à quartzites admettant la présence de complexe argilo-gréseux. Présence de joints stylolithiques	
		Membre moyen de DKHISSA		32 à 242m	Complexe argilo-gréseux composé de lentilles de grès et de passées d'argile. La stratification est entrecroisée	
		Membre inf. de DKHISSA		20 à 92m	Grès ferrugineux, essent micaceous, avec intercalaire de grès quartzitique	
		ZONE DE PASSAGE		40 à 256m	Alternances de grès blanc et d'argile gris, foncé, entrecroisée par des lits de silstone et de calcaire microcristallin	
				225 à 250m	Argile gris, foncé à noir pyriteuse. Présence parfois de bancs de calcaire et d'intervallées de grès	
				300 à 105m	Grès quartzitiques à pyritiques	
				9 à 192 m	Grès compacts, silico-argileux à quartzitiques. Fines passées d'argile	
				9 à 220m	Argile noire, localement charbonneuse reculant parfois de bancs de grès	
SILURIEN	S O T H A M E N G E D I N N I E N	COMPLEXE TERMINAL		18 à 237m	Quartzites blancs à translucides admettant des veines de lignites. Joints stylolithiques et présence de trinitites	
		GRES DOLE SARET		2 à 207m	Grès verdâtres, glauconneux, moyen à grossier	
		ARGILES D'AZZEL		0 à 32m	Argile noire, charbonneuse avec passées de grès, localement glauconneux et de grains de quartz translucide	
ORDOVICIEN		ARGILES DE TIFROUNE		280m	Grès quartzitiques passant à quartzite massif, comportant de fines passées d'argile, de silstone argileux et de rares inclusions de grès	
		QUARTZITES DE HAMRA + GRES DEL ATCHANE		> 99m	Grès quartzitiques à quartzite massif, Traces de lignites. Joints stylolithiques et présence de trinitites. Grès de quartzite (de base), Traces de glauconie	
CAMBRIEN					Andaïse gris, vert à verte, à texture microcristalline, porphyrique	

* Cette épaisseur est notée sur la bordure nord-orientale du bassin de Timimoun (sondage ODTN-1, sur la voûte d'Allal); le Cambrien peut être plus puissant vers la partie centrale du dit bassin.

LEGENDE

	Argiles		Calcaire		Roche volcanique		Pyrite
	Grès		Calcaire argileux		Lignite		Joints stylolithiques
	Grès grossier		Marnes		Gravier		Trinitites
	Quartzites et Grès quartzitiques		Anhydrite		Quartz isolé		Fossilifère
	Dolomie		Glaucones		Sable grossier		

Le Dévonien inférieur est subdivisé dans le secteur Est et Sud-Est du bassin de Timimoun en trois ensembles dénommés de bas en haut :

- la "Série des Alternances " Gédinien-Siégénien,
- la Barre siégenienne ou "Barre quartzitique,
- le Dévonien Inférieur Argilo-Gréseux.

2.3.1.1 la "Série des Alternances " Gédinien-Siégénien,

La limite inférieure de la " série des alternances " est très délicate à retrouver, souvent placée arbitrairement à la base de l'apparition des premiers bancs gréseux, et ce, aussi bien en affleurement qu'en subsurface. La limite supérieure est par contre généralement plus nette et correspond à l'apparition des faciès grésos-quartzitiques de la " Barre supérieure ". A l'affleurement, elle serait l'équivalent latéral des formations de l'Assejrab ou Tifernine-Tamelrik dans le Mouydir.

Dans l'Ougarta, elle est l'équivalent de la série de Dkhissa, Saheb-EIDjir et une partie de celle de Zemlet. La série des alternances se compose d'un ensemble argileux-gréseux complexe ou alternent :

- des niveaux d'argile plus ou moins silteuses, noires.
- des grés fins, des silts quartzitiques à ripplesmarks, à stratifications confuses (slumps à bioturbations, trace de fouissage et Tigillites).
- de grés moyens, exceptionnellement avec quelques passées de niveaux grossiers. Les grés sont souvent friables et à classement bimodal, à stratifications obliques, à galets d'argiles et à Oolithes ferrugineuses.

L'analyse des études palynologiques indiquent que cette série se serait déposée dans un environnement marin à margino-littoral, ce qui est en concordance avec les travaux de terrain (S. BEUF et al., 1968) les attribuant à des "dépôts de transition". L'épaisseur de cette série est très variable, et croit depuis les affleurements au Sud (50 à 120 m environ) vers le Nord du bassin où elle peut atteindre plus de 400 m à Krechba.

2.3.1.2 la Barre siégenienne ou "Barre quartzitique"

Elle est subdivisée en deux ensembles. Son équivalent latéral en affleurement correspondrait à la formation d'Oued Samène.

- la " Barre quartzitique " proprement dite ou Barre supérieure
- les faciès de transition.

La "Barre quartzitique" correspond au maximum de la régression du Dévonien inférieur. Elle est composée de grés moyens à grossiers à la base s'affinant progressivement vers le sommet avec des stratifications obliques. L'ensemble est fortement quartzitique. A l'affleurement, de grandes stratifications obliques et des structures de type gouttière traduisant le caractère fluvial de cette barre. (S. BEUF et al. 1968 - 1971). Les faciès de transition sont composés de grés fins quartzitiques avec des passées d'argiles plus fréquentes vers le sommet ou le caractère fluviatil s'estompe, annonçant les faciès marins sus - jacents. On y observe des stratifications confuses, des

ripples - marks, des bioturbations et des perforations. Les datations palynologiques récentes attribuent ces faciès au Siégenien (*SH-DLCH*; 1982 - 1985, *SH-BEICIP*, 1982).

2.3.1.3 le Dévonien inférieur argilo-gréseux.

Il correspond à un cycle transgressif qui va se poursuivre au cours du Dévonien moyen et supérieur. La limite inférieure est très nette lithologiquement. Elle est marquée par un niveau carbonaté transgressif, à l'échelle du bassin dénommé " la Muraille de CHINE ".

Le Dévonien inférieur (Emsien) est composé de grès moyens à grossiers avec des galets d'argiles et d'argiles silteuses micacées fossilifères (crinoïdes, brachiopodes, lumachelles, ...), avec quelques niveaux de hardground et de passées ferrugineuses. Cette formation correspond à une sédimentation marine littorale (*S. BEUF et al.*; 1968, *SH BEICIP*, 1962).

2.3.2 Dévonien moyen

Il est subdivisé en deux unités lithologiques attribuées au Couvinien et au Givetien (*A. MOUSSINE-POUCHKINE*, 1972). Elles sont constituées de calcaire bioclastiques avec quelques niveaux argilo-gréseux dans la partie inférieure. D'une épaisseur moyenne de 140 m, le Dévonien moyen correspond à des dépôts marins de haute énergie.

2.3.3 Dévonien supérieur

Il correspond aux formations de Meden Yahia à la base et à celle du Khenig au sommet (*J.FABRE*, 1976). Il représente le Frasnien et le Faménien-Strunien.

2.4 Carbonifère.

Toute la partie supérieure est érodée par la discordance hercynienne. Les forages n'ont rencontré que le Tournaisien (60 à 150 m environ) et le Viséen (600 à 1240 m environ), composés d'une épaisse série essentiellement argileuse avec quelques passées gréseuses, plus fréquentes au Tournaisien.

Le Carbonifère correspond à une sédimentation franchement marine. Ces épaisses séries du Dévonien supérieur et du Carbonifère Inférieur malgré leurs très faibles potentialités réservoirs, et hormis le Tournaisien, vont jouer un rôle très important par leur forte contribution à l'enfouissement des séries sous-jacentes, avec ce que cela implique sur le plan de la diagénèse des réservoirs et de maturation de la matière organique des roches mères.

DEUXIEME PARTIE

APPROCHE

METHODOLOGIQUE

I LES DIAGRAPHIES

1. Introduction.

En quelques décennies, l'exploration pétrolière a accompli des pas de géant. Au début des années 50, le prospecteur pétrolier devait avant tout être un bon géologue de terrain, observateur consciencieux, fin stratigraphe, cartographe précis, apte à déceler dans un bassin sédimentaire, la meilleure structure à forer, puis capable de corrélérer les formations traversées par les sondages avec les terrains reconnus en surface sur les marges du bassin, ceci en se fondant essentiellement sur l'analyse minutieuse des déblais. Le sismicien, à partir d'enregistrements graphiques sur papier sensible restituant par le calcul des miroirs et traçant des horizons fantômes, s'efforçant de prolonger sous la couverture discordante les terrains vus à l'affleurement. Il apportait quelques précisions sur la structure profonde des anticlinaux reconnus en surface, au mieux parfois, détectait des fermetures masquées. Les diagraphies différées, que l'on appelait encore le "carottage électrique", étaient déjà une aide précieuse pour caler en profondeur les coupes fournies par l'examen des cuttings et repérer les zones poreuses et perméables.

C'est avec ces méthodes simples qu'ont été découverts de nombreux gisements. Peu à peu, au cours des deux dernières décennies, l'accroissement vertigineux des besoins en énergie a conduit à rechercher des gisements moins évidents et à s'efforcer d'améliorer les taux de récupération par une connaissance plus approfondie des caractères du réservoir. La prospection est devenue plus difficile, exigeant toujours plus de finesse et de certitude des outils d'observation indirecte que sont les méthodes géophysiques.

La technologie a répondu à son attente. D'énormes progrès ont été réalisés aussi bien en sismique qu'en diagraphies. Les diagraphies différées constituent l'un des outils les communément utilisés en exploration pétrolière. Outre leur rôle historique et fondamentale dans la détection des hydrocarbures, leurs applications géologiques n'ont cessé de se développer avec l'apparition de nouveaux procédés d'enregistrement et de techniques d'interprétation plus élaborés.

D'abord limitées à la détermination, souvent sommaire de la lithologie et à l'établissement de corrélation, l'utilisation des diagraphies s'est étendue à la reconnaissance de nombreux domaines.

- Cycles de dépôt
- Environnement et discontinuités sédimentaires
- Structuration des couches
- Etat de compaction des séries

Elles, seules, donnent une vision partielle certes, mais toujours continue et objective des séries traversées par les forages. Elles sont le lien entre les mesures géophysiques et la géologie de subsurface. Elles seules, permettent une quantification des données, donc l'introduction d'une certaine rigueur dans la description et la représentation des phénomènes sédimentaires. C'est pourquoi, elles revêtent une telle importance, que l'on ne peut concevoir de nos jours de synthèse géologique sans exploitation des données diagraphiques, quand elles sont disponibles.

2. Les diagraphies différées

Elles ne sont exécutées qu'à la fin de multiples passes d'outils et après l'arrêt des forages. Elles sont exécutées, soit en trou ouvert (open-hole) soit en trou tubé (cased-hole). Elles mesurent les caractéristiques géométriques, structurales, texturales, électriques, acoustiques, thermiques ou radioactives des formations traversées, selon les problèmes à traiter.

2.1 Présentation des mesures

2.1.1 Contrôle de la géométrie du sondage

Il est important de connaître la géométrie du sondage pendant le forage d'un puits, car cela permet au foreur de corrélérer les paramètres de forage et la forme, la direction ou la qualité du sondage et cela peut lui donner une explication des difficultés rencontrées durant le forage. Enfin, la géométrie du sondage permet une bonne estimation de la quantité de ciment nécessaire pour mettre en place un tubage. D'autre part, l'appréciation de l'état du sondage est essentielle pour estimer la validité des réponses des appareils, tant en trou ouvert qu'en trou tubé pour expliquer les anomalies éventuelles des diagraphies et pour les corriger quand cela est possible.

Bien que, l'un des objectifs principaux lors de la conception d'un appareil diagraphique soit, de minimiser l'effet du sondage sur la mesure et que les appareillages modernes soient beaucoup moins sensibles à cet effet, que les anciens instruments, il y a des limites au - delà desquelles, les diagraphies sont affectées parfois de façon très importante, par le mauvais état des parois du puits.

2.1.2 La polarisation spontanée. (P.S)

C'est le potentiel électrique mesuré dans la colonne de boue par rapport à un potentiel de référence fixé, (fig. 12). Ce potentiel est dû principalement au déséquilibre ionique créée entre l'eau de formation et la boue de forage par les formations argileuses.

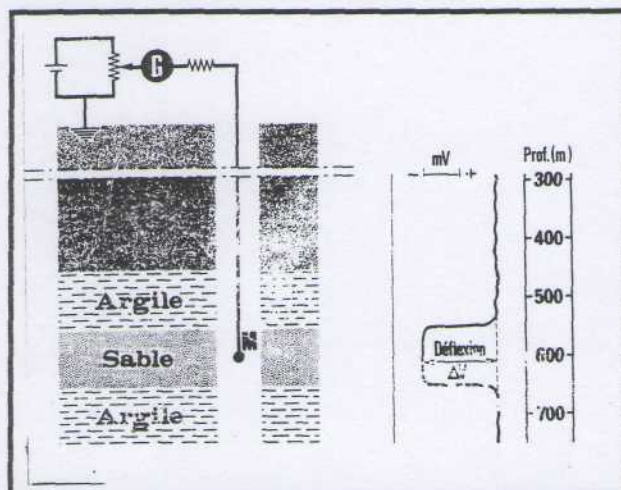


Fig. 12 Schéma de mesure de la P.S
(O. SERRA - 1979)

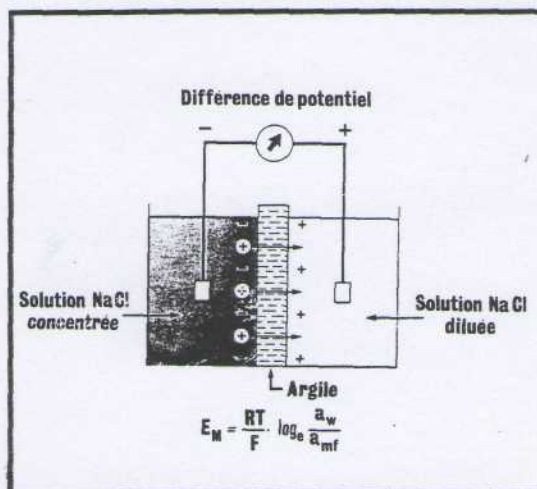


Fig. 13 Schéma de mesure du
potentiel de membrane
(O. SERRA - 1979)

Le potentiel spontané indique si les formations sont perméables ou non. En face d'une formation perméable, il est fonction de la salinité de l'eau de formation, de la salinité du filtrat et de la teneur en argile. (fig. 13). Elle est liée à des phénomènes électrocinétiques et électrochimiques. On admet que c'est généralement à ce dernier qu'est dû le potentiel spontané. La courbe de PS permet de localiser les zones perméables, sans cependant, donner la valeur de la perméabilité et de la porosité. Elle permet aussi:

- la détermination des interfaces
- les corrélations des couches
- la détermination de la résistivité de l'eau (Fig. 14a, 14b)
- La définition de la lithologie (reconnaissance des niveaux d'argile ou de charbon et l'estimation de la teneur en argile d'un réservoir
- l'analyse faciologique et séquentielle par l'étude de la forme de la courbe.
- l'indication possible de la saturation en huile ou gaz de sables argileux
- l'indication possible du contact gaz-eau dans des sables argileux.

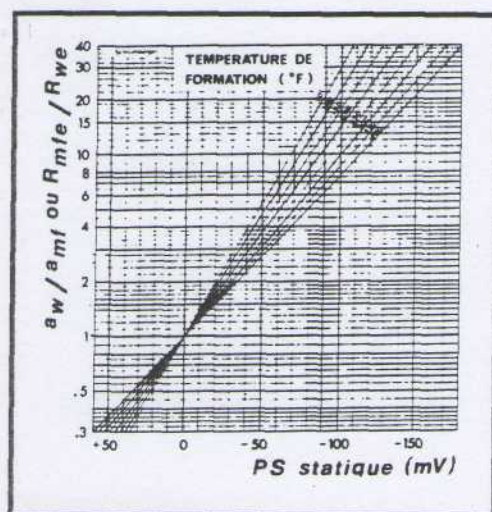


Fig. 14a Détermination de R_{we}
à partir de la PS
(O.SERRA, 1979)

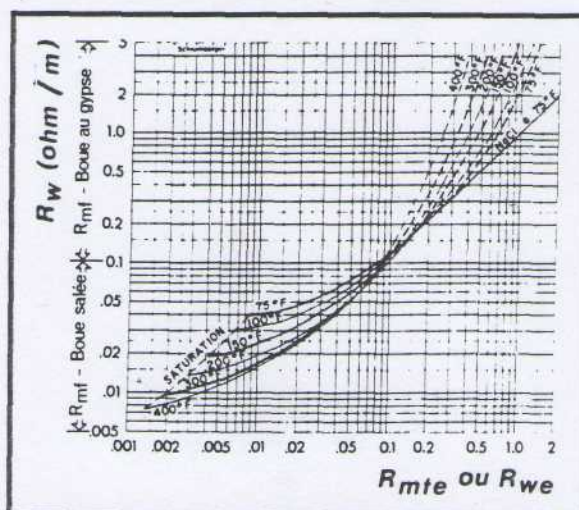


Fig. 14b Détermination de R_w
à partir de R_{we}
(O.SERRA, 1979)

2.1.3 La résistivité

La résistivité d'une formation est un paramètre de base qui reflète son contenu en fluides (eau ou hydrocarbures) et qui est aussi une fonction de la porosité de la roche, de la salinité de l'eau de formation, de la teneur en argile et de la résistivité de l'argile. Du fait que, les formations perméables sont envahies par la boue de forage, la valeur de la résistivité aux abords immédiats du sondage n'est pas représentative de la résistivité réelle de la formation, telle qu'elle était avant le forage. D'autre part, la mesure de la résistivité de la zone envahie permet une évaluation de la mobilité des hydrocarbures. C'est pourquoi, il existe plusieurs types de diagraphie de résistivité ayant différentes profondeurs d'investigation, (profonde, moyenne et faible).

La combinaison de trois mesures ayant différentes profondeurs d'investigation, permet la détermination de la résistivité vraie (R_t), de la résistivité de la zone envahie (R_{xo}), et le diamètre d'invasion (D_i). Mais, quelque soit l'outil retenu, le principe fondamental de mesure reste le même. Une source émettrice (électrode ou solénoïde) envoie un signal (courant électrique, champ électro-magnétique). Un dispositif de mesure (recepteur) situé à une certaine distance de la source, appelée "espacement", enregistre les réactions du terrain à ce signal.

2.1.4 Le gamma-ray. (GR).

L'outil de détection des rayons γ mesure l'intensité du rayonnement γ (gamma) émis spontanément par les formations géologiques. Pendant les réactions de désintégration, des particules et des photons de haute énergie sont émis (α , β et γ). Les particules du fait de leur faible pouvoir de pénétration ne sont pas comptabilisés (α et β). Les rayonnements sont comptés. Dans les formations sédimentaires habituelles, seuls trois éléments radioactifs contribuent à l'émission de ces rayonnements, les autres éléments sont presque en quantité négligeable.

Ce sont:

- Le Potassium 40, un isotope du K39, le plus courant.
- les éléments de la famille de l'Uranium
- les éléments de la famille du Thorium

Les énergies de ces rayons gamma varient entre 0,1 et 10 Mev. D'une manière générale, l'uranium contribue le plus aux radiations γ suivi du thorium et le potassium. Mais du fait de l'abondance relative de chacun des trois éléments dans la nature en fonction de leur activité, on peut affirmer que leur contribution au signal total est sensiblement comparable. Les formations lithologiques à tendance argileuse ont généralement une radioactivité plus importante. C'est cette propriété qui constitue la base dans l'interprétation du gamma ray et des outils de spectrométrie.

Les grès sont généralement peu radioactifs. Cependant, certains grès (sables) présentent des anomalies radioactives élevées lorsqu'ils contiennent des minéraux radioactifs tels que: les micas, les feldspaths potassiques, la glauconie etc. Les réponses observées du GR en face de ces sables sont similaires aux réponses du GR enregistrées en face des argiles.

2.1.5 Spectrométrie du GR naturel

Les émetteurs du rayonnement γ naturel rencontrés dans les formations appartiennent à trois familles radioactives: thorium, uranium et potassium. La spectrométrie de ce rayonnement permet de différencier ces familles et d'indiquer les contributions relatives du thorium, de l'uranium et du potassium à la radioactivité totale de la formation. Cette information fournit des indications géologiques utiles sur les couches traversées et permet une meilleure évaluation de leur teneur en argile.

2.1.6 L'outil de mesure de la densité

On mesure la densité des formations à l'aide du FDC (formation Density Compensated) par l'interaction de rayons γ avec le milieu environnant. La densité d'une formation est fonction du type de roche, de sa porosité et dans une certaine mesure des fluides qu'elle renferme. Un autre instrument, le lithodensité permet une mesure améliorée de la densité avec une moindre mesure, celle du coefficient d'absorption photoélectrique des rayons γ par les formations. Ce dernier paramètre dépend très peu de la porosité et du contenu en fluides et dépend surtout de la lithologie.

2.1.7 L'outil neutron

L'outil Neutron mesure l'aptitude d'une formation à ralentir des neutrons rapides jusqu'au niveau d'énergie thermique. La réponse de l'outil est surtout fonction de la teneur en hydrogène de la formation, donc, de sa porosité et du type de fluide qu'elle contient. C'est aussi dans une certaine mesure, une fonction de minéraux qui constituent la roche. Cette mesure peut s'effectuer à travers un tubage d'acier. Elle s'exprime habituellement en porosité équivalente, déterminée, comme si la roche était un calcaire saturée d'eau. Les outils "neutron" et "densité" sont généralement descendus ensemble avec un appareil O -ray.

2.1.8 L'outil Sonic

L'outil sonic mesure le temps de propagation d'ondes acoustiques dans la formation. Le temps de propagation est inversement proportionnel à la vitesse. Il est surtout fonction du type de roche, de sa porosité et de son degré de compaction. On l'exprime habituellement en (ms/ft). Le sonic peut être utilisé pour la porosité intergranulaire. Cette mesure aide à la détermination de la lithologie surtout en combinaison avec l'index d'hydrogène et la densité. Etant peu sensible aux variations de diamètre du trou, elle est utilisée à des fins d'études de compaction des formations argile-grès. Au même titre que les autres diagraphies, le temps de trajet de parcours est utilisé à des fins de corrélations et dans les analyses sédimentologiques. En outre, grâce à sa définition verticale, relativement fine (60cm environ), la diagraphie sonique peut être utilisée pour la détermination de l'épaisseur des bancs.

2.1.9 Pendagemétrie

La mesure assignée à cet outil est de nous informer sur la structure et la texture d'une formation afin d'approcher au mieux les conditions de la sédimentogénèse ou les contraintes tectoniques. Les applications sont essentiellement basées sur l'évolution des pendages structuraux ou sédimentaires qui amènent à la reconnaissance des structures et des accidents tectoniques.

3. Interprétation des diagraphies

3.1 Introduction

L'interprétation lithologique est la première étape de l'interprétation sédimentaire des diagraphies. Pour qu'elle soit correcte, il est indispensable d'utiliser l'ensemble des diagraphies disponibles. Elle consiste dans les cas les plus simples à un report graphique de valeurs de paramètres combinés deux à deux (cross-plots), (fig. 15), et nécessite

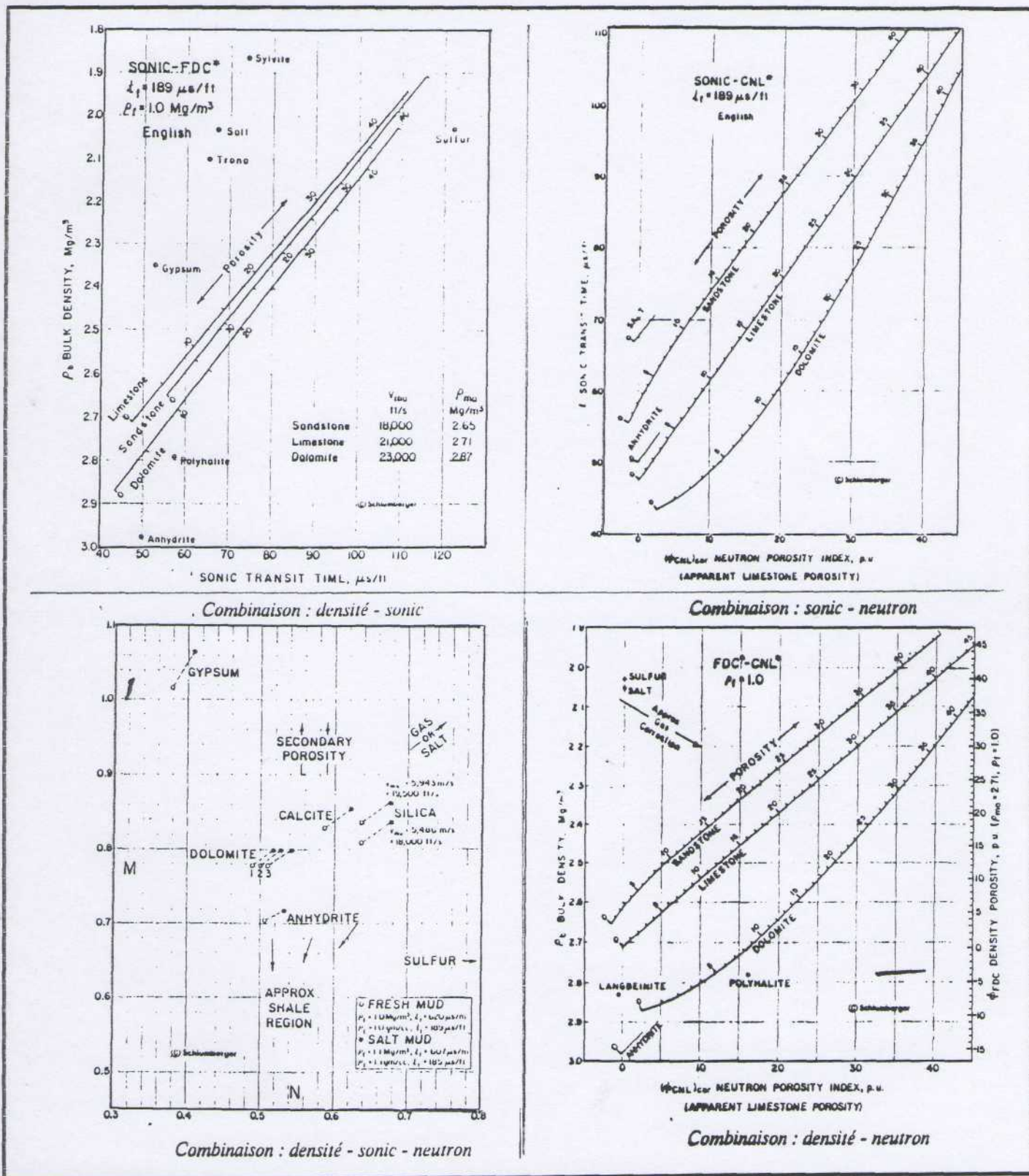


Fig. 15 Exemple de détermination de la lithologie par reports graphiques de paramètres pris 2 à 2 ou 3 groupes

dans les cas les plus complexes l'utilisation d'équations fondamentales (O. SERRA, 1970). Ce type d'interprétation peut, dans la série que nous étudions, être localement assez délicat en raison de l'association en minces bancs centimétriques à décimétriques des 3 grands types de lithofaciès: calcaires, argiles et grès. Il ne fera cependant pas l'objet de notre étude car une colonne d'interprétation lithologique contrôlée par les données géologiques de forages (carottes, déblais) est déjà reportée sur les documents que nous avons utilisés appelés de ce fait, "logs habillés". Les données diagraphiques sont considérées comme des données géologiques et requièrent un même esprit d'analyse, il faut donc leur appliquer les mêmes principes et méthodes. Ce qui revient à dire que toute interprétation des diagraphies est en soi une interprétation géologique.

3.2 Lithologie et faciès

Tout comme on procède dans une coupe géologique, on arrivera avec un jeu de "log" de bonne qualité à reconstituer la colonne lithologique d'un puits. Certaines diagraphies sont plus sensibles que d'autres à la composition de la roche:

- outils de rayonnement gamma naturels
- outils de rayonnement provoqué par chocs inélastiques ou par absorption de neutrons ou par retrodiffusion.
- outils à neutrons sensibles aux éléments légers (H,C,Si), ainsi que d'autres outils usuels.

L'approche de cette interprétation se fait par une combinaison d'outils préalablement calibrés sur les 4 ou 5 minéraux majeurs entrant dans la composition des roches en utilisant des abaques pour des reports manuels ou des logiciels pour les traitements automatiques.

3.2.1 Argiles massives

Caractéristiques au γ -ray et aux outils de densité et neutron Les compositions intermédiaires (argiles à lentilles et laminations de sables) sont en fonction de leur épaisseur occasionneront quelques pics sur le log de résistivité et une légère déflexion du γ -Ray. Sur un intervalle plus ou moins important, où alternent, les argiles et sables, on remarquera que ces réponses diagraphiques seront sensibles à cette alternance.

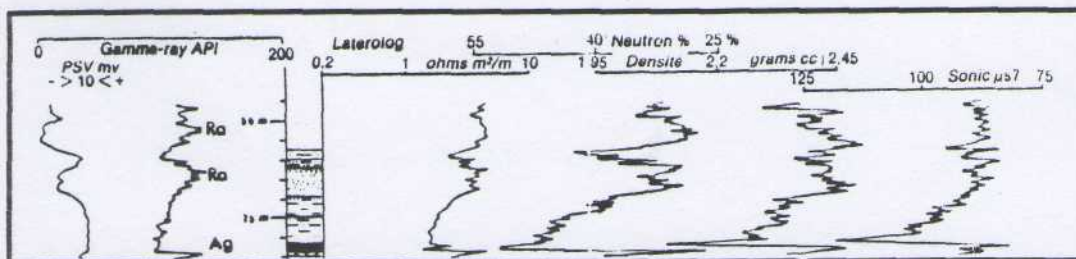


Fig. 16 Série argilo-gréseuse [Sable fin et silt:(haute énergie)].
Présence de minéraux radio-actifs donnant une
réponse GR plus élevée que celle des argiles.

3.2.2 Formation gréseuse

Les grés sont généralement peu radioactifs, néanmoins certains types de grés (sable) présentent des anomalies radioactives élevées lorsqu'ils contiennent des minéraux radioactifs, tels que les micas, les feldspaths potassiques, la glauconie, etc... Les réponses du γR , en face de ces grés (sables), sont analogues à celles d'une argile. Les grés de l'Ordovicien Terminal, du Sahara algérien en sont un bon exemple. Il s'agit là, en l'occurrence, non d'une concentration en K, mais en Th (et dans une certaine moindre mesure en U) dans des sables très riches en minéraux lourds. Parfois, les concentrations d'ions radioactifs des fluides dans les fissures se comportent également sur le GR, comme une argile. 0 % d'argile. Très caractéristique sur tous les logs par de faibles valeurs, à l'exception des grés associés à des minéraux lourds (glauconie, micas, etc.), (Fig. 16). Les faciès intermédiaires sont mieux discernables avec les microdispositifs ou la pendagemétrie. Les lithologies où interviennent plus de deux composants seront interprétées à la faveur d'une méthode d'analyse faciologique plus élaborée.

3.2.3 Charbons ou lignites.

Très caractéristiques par leur double déflexion vers la gauche aux outils de densité et neutron: * Faible densité * Très forte porosité Neutron * γR faible
* Résistivité élevée * Vitesse faible
Pour que ce banc puisse être décelé, il faudrait que l'épaisseur soit grande.

3.2.4 Carbonates

Ils fournissent une image inverse des charbons sur les logs de densité et de neutron:
* Vitesse forte * forte résistivité (peu de fluide, effet de matrice) * GR très faible.
La différence entre un carbonate compact et un carbonate poreux se mesure à travers l'analyse du sonic.

3.2.5 Glauconie et micas

Constituants fréquents d'un grés, ils affecteront suivant leur concentration la lecture du GR. Le NGT permettra de mettre en évidence les minéraux radioactifs (il permet de faire la part de chacun des minéraux radioactifs Th, K et U à la contribution au signal total). Dans des grés glauconieux ou micacés, les outils de densité et neutron présentent un croisement intermédiaire du type argileux. La présence de glauconie est généralement associée à un environnement marin.

3.2.6 Sidérite

A l'exception de la résistivité qui sera faible, la sidérite en tant que carbonate de fer induira des réponses diagraphiques analogues aux autres carbonates. Elle est souvent associée à un environnement anoxique, tels que les argiles organiques de marais ou des argiles de prodelta.

3.2.7 Pyrite

En grande concentration, elle sera détectée par les dispositifs de microrésistivité, caractérisée par une faible résistivité.

3.3. Limites du pouvoir de résolution des diagraphies

Les outils diagraphiques ont un seuil au delà duquel leur pouvoir de résolution est limité. Cela est dû à la conception même des outils. Un contact franc entre un grès et une argile, par exemple, ne sera donc pas "vu" comme tel par le log, mais comme une zone de transition artificielle dont l'épaisseur variable suivant l'outil et les conditions de trou, est de l'ordre de 50 cm à 1 m, (10 cm pour les micro-dispositifs, de l'ordre du cm pour le pendagémètre). Un banc défini par ses contrastes inférieur et supérieur, ne sera donc pas vu comme tel, que si son épaisseur est supérieure au rayon d'investigation (environ 1m). Les limites du banc sont assez bien estimées par les points d'inflexion. Si l'épaisseur est trop faible, la valeur de la déflexion ne sera pas représentative, mais sera intermédiaire entre ces deux formations. C'est le cas d'une alternance de bancs minces sable-argile qui sera vu comme une formation homogène intermédiaire de sable argileux. Un cas mérite d'être mentionné. Les corrélations par diagraphies sont évidemment basées sur la comparaison des signaux géophysiques traduisant des lithologies. Les changements latéraux de ces dernières entraînent par conséquent des changements dans le caractère du signal. De ce fait, les corrélations d'un même ensemble stratigraphique deviennent difficiles.

3.4 Corrélations géologiques

Comme nous l'avons vu précédemment, toutes les diagraphies participent d'une façon directe ou indirecte dans leurs applications aux établissements de corrélation entre puits. La corrélation géologique a pour but de réaliser une correspondance entre deux objets géologiques, et d'établir ensuite la chronocorrélation et la corrélation lithologique. La corrélation lithologique se propose d'établir l'identité des faciès, tandis que la chronocorrélation vise à établir un lien chronologique entre les objets.

3.4.1 Chronocorrélation

Dire que deux objets sont synchrones revient à établir la correspondance de façon directe par leur contenu spécifique paléontologique, les radioéléments ou les traces qu'ils ont laissées la signature magnétique ou la présence de niveaux ou de minéraux ou d'éléments chimiques caractéristiques, et de façon indirecte, par leur situation dans un ensemble entre des événements de portée générale (discordances) ou entre des objets reconnus et corrélés par ailleurs ou enfin par l'évolution de leur contenu (séquence). Elle établit donc le lien chronologique entre les objets.

3.4.2 Corrélation lithologique

Etablissant, de proche en proche, l'identité des faciès, c'est - à - dire des conditions de sédimentation équivalentes établit un lien géographique et paléo-environnemental entre les objets corrélés. Les deux méthodes sont donc complémentaires, l'une établissant le cadre stratigraphique, l'autre explorant l'espace. L'objectif de la corrélation étant de figurer la distribution des faciès dans des tranches stratigraphiques délimitées. Le but final étant d'illustrer et d'interpréter en termes de dynamique des bassins.

3.5. Interprétation séquentielle.

Les diagraphies GR, Neutron, Densité, Sonic etc., enregistrent des paramètres traduisant partiellement la nature lithologique et pétrophysique des formations

traversées. Il est donc, possible, à partir des diagraphies en ayant une connaissance préalable (terrains et carottes) des types de faciès, de définir des électroséquences. (Fig. 17). Bien évidemment, les séquences décimétriques de premier ordre (alternances marno-calcaires, séquences turbidiques), ne peuvent être décelées par les diagraphies classiques, à l'exception des outils de HDT, (Fig. 14b), en raison de leur trop faible pouvoir de résolution (compris généralement entre 0,3 et 1 m). Par contre, les tendances générales demeurent et les séquences d'ordre supérieur (2°, 3° et 4°) peuvent être définies. Dans les séries argilo-gréseuses, la radioactivité est généralement liée à la présence d'argile et en gros proportionnelle à son pourcentage dans la roche. Elle reflète donc, les variations de la dynamique du milieu. Ainsi, l'évolution séquentielle de tels dépôts, peut - être déduite de la forme et de l'évolution verticale des enregistrements diagraphiques et en particulier du GR. (Fig. 18). Dans les séries calcaires, l'analyse séquentielle est plus délicate. Toutefois, on arrive avec un jeu d'enregistrements, (PS, GR, R. et N) à distinguer les différents faciès: calcaires, microcristallins, cristallins, oolithiques, bioclastique ou construit (O. SERRA *et al.*, 1970). Cette analyse séquentielle reste toutefois possible dans le cas où le calcaire se charge en argile, on est alors sensiblement ramené à un cas comparable aux séries argilo-sableuses, c'est-à-dire à une analyse de la stratonomie. Elle est également possible lorsque la perte de porosité du calcaire enregistrée par les diagraphies est liée à des conditions de dépôt préalablement définies grâce à un examen. On peut donc, sur les logs diagraphiques, reconnaître des électroséquences d'échelles variées. Tout en ayant la même signification que celles définies sur les affleurements de terrain, on utilise en diagraphie un vocabulaire varié et de critères de reconnaissance de ces électroséquences que nous allons préciser.

3.5.1 Electroséquences de 2° ordre

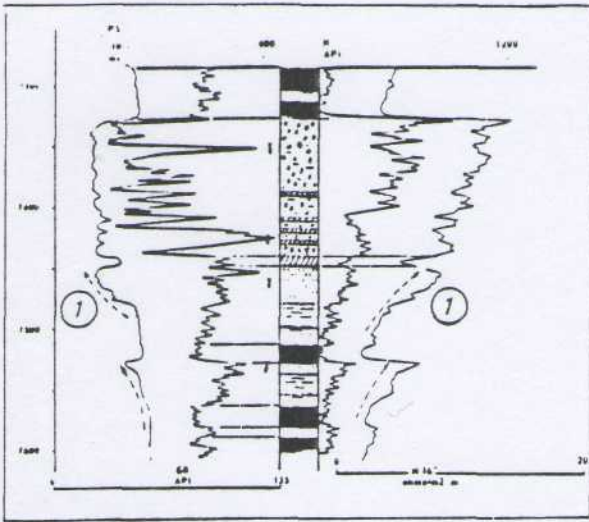
Elles sont les premières accessibles par les diagraphies différées et sont souvent appelées "électroséquences élémentaires" ou encore "séquences de faciès" (G.P ALLEN *et ALLEN et al.*, 1983). Les outils diagraphiques seront sensibles aux sables / argile, de ces séquences interprétées en terme d'énergie. (Fig. 19)

3.5.1.1 Electroséquences positives (Fining-up)

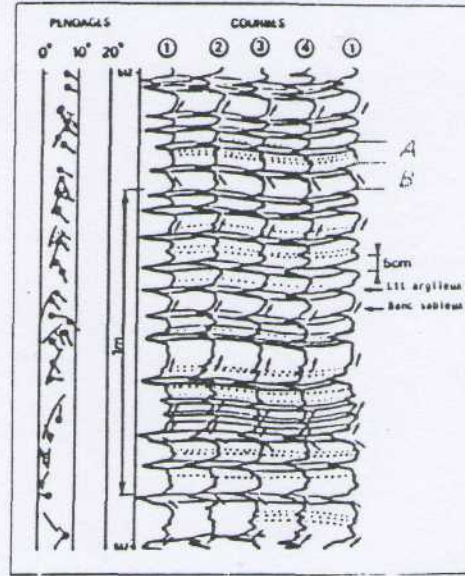
Encore appelées électroséquences granodécroissantes, lorsque la base est abrupte et que la granulométrie et le rapport sable / argile chute globalement vers le haut. Au GR ou sur tout autre log sensible au contenu sable/argile, ce type de séquence est caractérisée par une "forme de demicloche" (Fig. 20).

3.5.1.2 Electroséquences négatives (Coarsening-up)

Lorsque le rapport sable / argile augmente vers le haut et que le top des séquences est abrupt (Fig. 22). La forme en "demi-entonnoir" est diagraphiquement caractéristique de ce type de séquences. En l'absence de toute polarité, les courbes sont pratiquement verticales ou "demi-cylindrique" et traduisent une stabilité du pourcentage d'argile, c'est-à-dire de l'énergie du milieu. (Fig. 21). Ces électroséquences de 2° ordre sont particulièrement utiles pour interpréter les dépôts sableux. Ainsi, les dépôts de chenaux tendent à être "fining-up" ou "cylindrique", tandis que les dépôts de barres sont habituellement "coarse--ning-up". En pratique, toute accumulation sableuse peut se ramener à l'un de ces deux types de dépôts de chenal ou barre.



Exemple d'une séquence élémentaire décimétrique définie par PS, gamma ray neutron, résistivité.



Exemple de séquences élémentaires décimétriques définies par les courbes du pendage mètre HDT.

(Document Schlumberger)

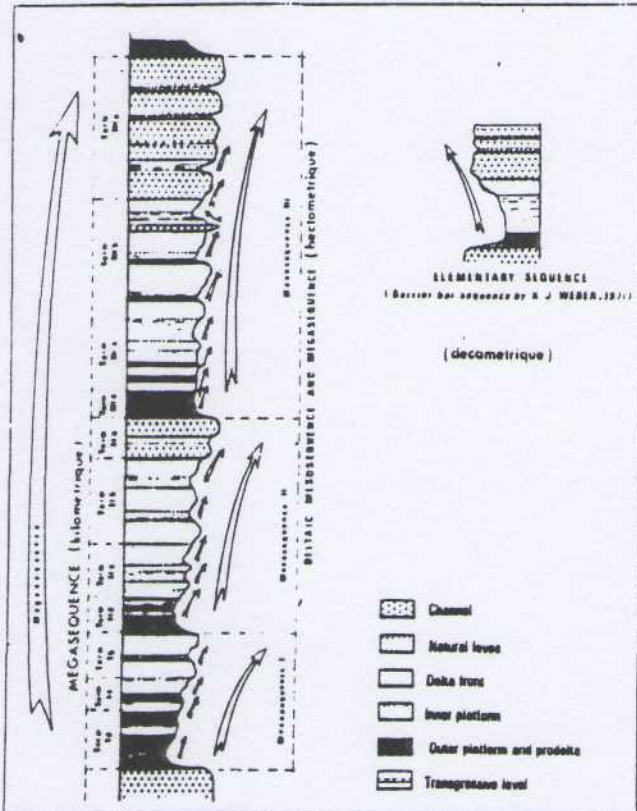
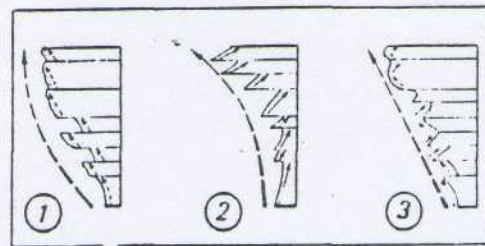


Schéma d'association de séquences à différentes échelles d'observation dans une série deltaïque.

(Document Elf-Aquitaine)



Différents types de mésoséquences.

- Mésoséquences à éléments concordants 1
- Mésoséquences à éléments discordants 2
- Mésoséquences à éléments contrariés 3

Fig.17 Exemple de séquences élémentaires décimétriques et décimétriques définies par la diagraphie

Chacun de ces deux types de dépôts est représenté dans un certain nombre d'environnements dont la reconnaissance précise que l'on peut parfois approcher, grâce aux seules images diagraphiques (O. SERRA, 1970), nécessite une analyse de carottes et notamment une analyse micropaléontologique.

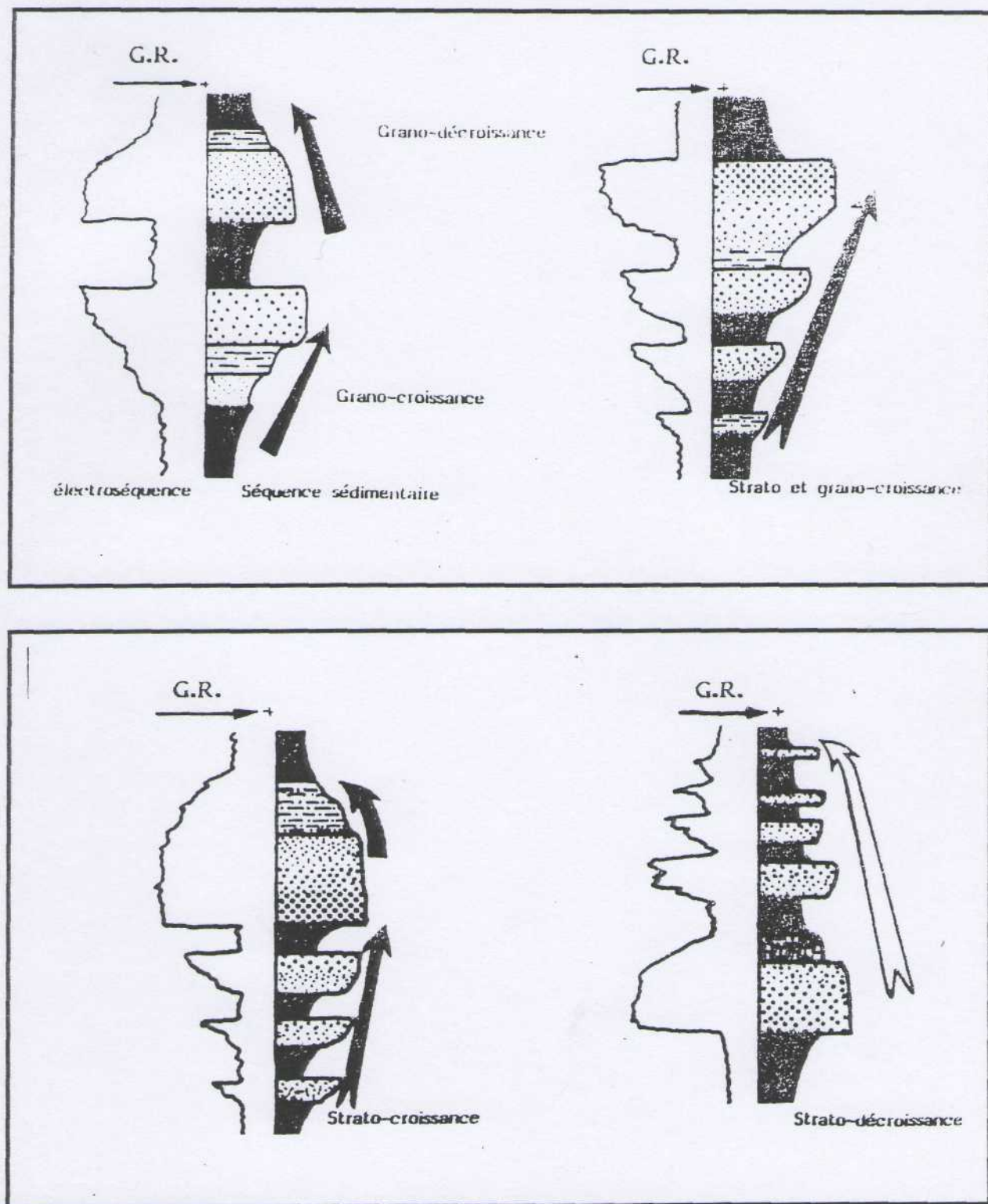


Fig. 18. Séquences lithologiques et électroséquences
(in ASSES, 1987)

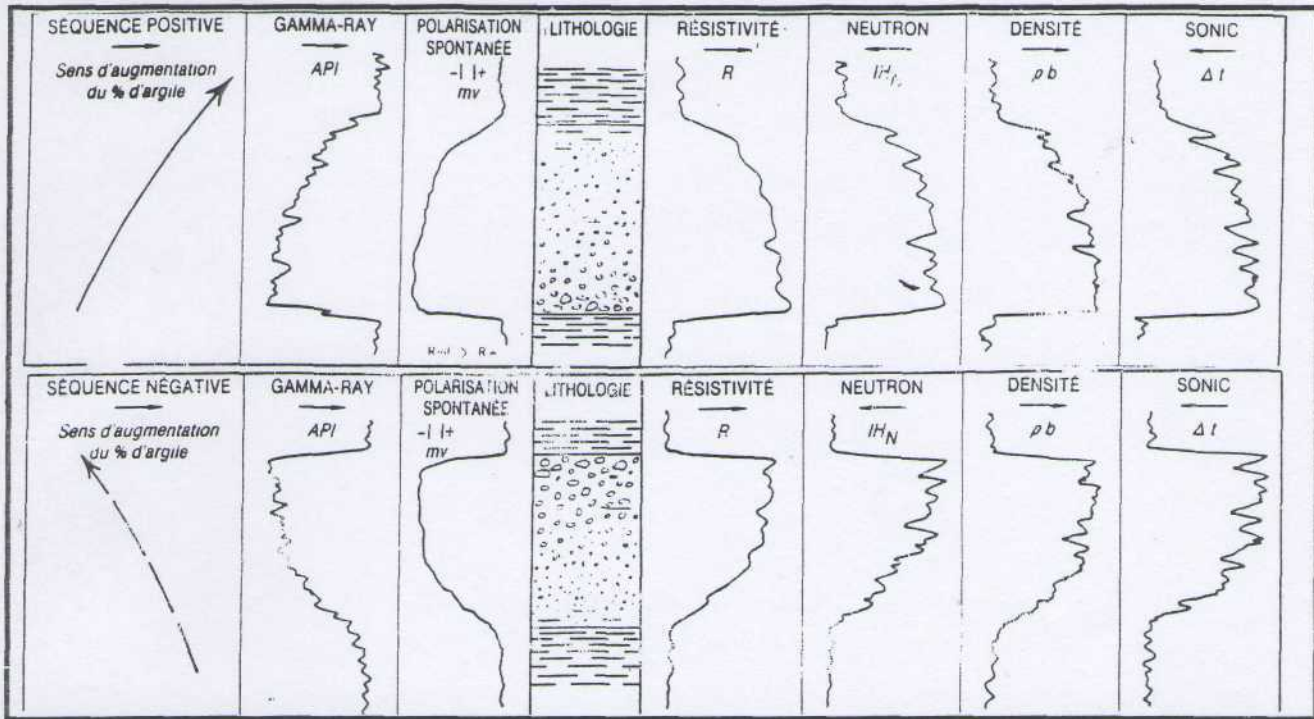


Fig. 19 Images diagraphiques théoriques de séquences positives et négatives

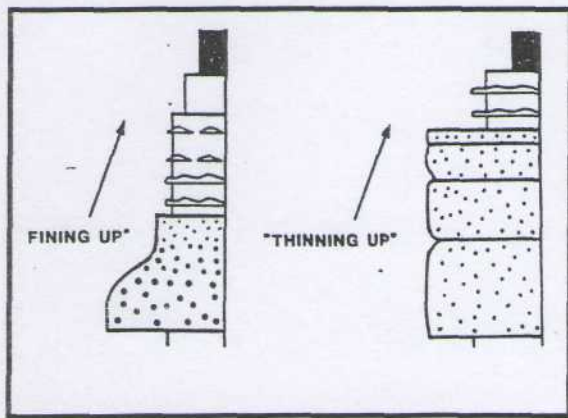


Fig. 20 Electroséquence positive

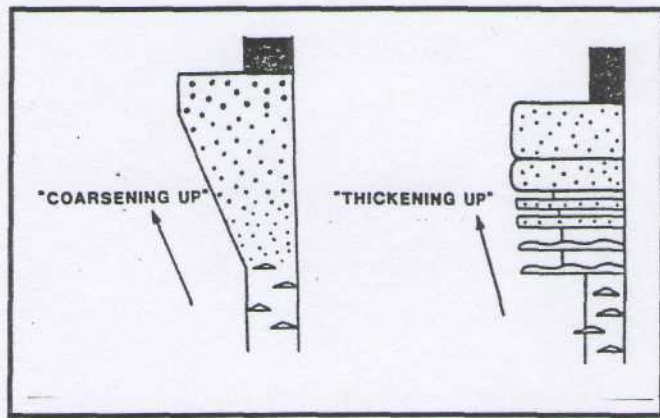


Fig. 21 Electroséquence négative

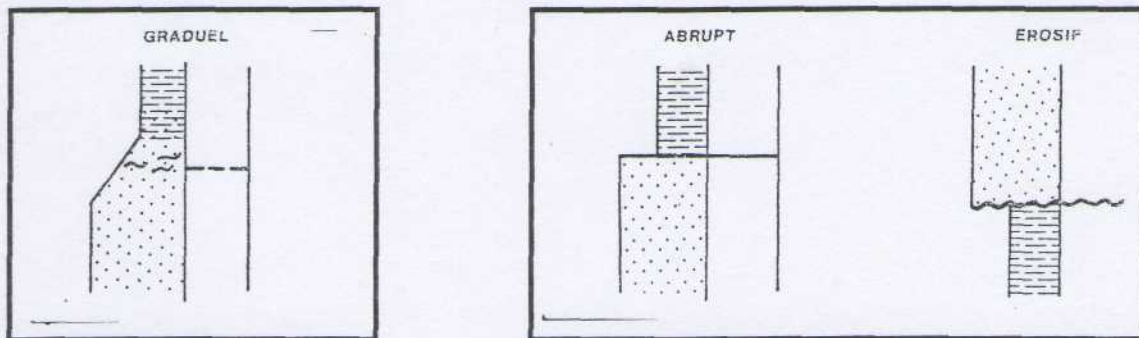


Fig. 22 Types de contact

3.5.2 Electroséquences de 3^o ordre

On utilise aussi le terme de "mégaséquences" ou parfois de "séquences d'épaisseur" (*G.P ALLEN.1983*) pour dénommer ces séquences, qui, à plus grande échelle que les précédentes (plusieurs dizaines à centaines de mètres) sont identifiées par l'augmentation de l'épaisseur des bancs sableux successifs (séquences stratocroissantes ou "thickening-up"). Ces séquences représentent des phases d'abandon des appareils sableux et de diminution de l'énergie.

3.5.3 Electroséquences d'ordre supérieur

Elles sont hectométriques à kilométriques et englobent des phénomènes paléogéographiques d'ordre supérieur, contrôlés par les phénomènes eustatiques, tectoniques et plus globaux encore pour les séquences de 6^o et 7^o ordre. Ces séquences sont exceptionnellement étudiées en raison de l'épaisseur des dépôts qu'elles concernent. On notera que cette analyse séquentielle, basée sur les enregistrements diagraphiques, qui permet la reconnaissance de la dynamique de dépôts et qui peut, grâce à des modèles, éventuellement servir à l'interprétation des environnements, est aussi très précieuse pour les corrélations diagraphiques.

II STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET EUSTATISME

1. Stratigraphie séquentielle

1.1 Introduction

C'est une discipline de synthèse, rapportant les informations détenues par la sismique, forage, diagraphie et affleurements à un modèle de dépôt. C'est une méthode qui permet de définir un cadre chronostratigraphique à l'échelle globale parce que basée sur des discontinuités lignes-temps d'origine eustatique encadrant unités génétiques de dépôt. Elle est élaborée à partir du concept d'eustatisme, inventé la fin du siècle dernier par le géologue autrichien *E. SUESS* et du concept de séquence développé par *A. LOMBARD (1956)* et ses successeurs. (*J.DELFAUD, P.MANGIN*).

1.2 Les concepts de VAIL.

Depuis plus de 30 ans, on sait que les dépôts sédimentaires s'organisent en suites logiques -ou séquences interrompues par des discontinuités. Le grand mérite de *VAIL* et de son équipe a été d'élaborer, à partir de la stratigraphie sismique, un modèle de succession des dépôts et une méthode d'analyse des séries sédimentaires qui permettent de comprendre la signification des empilements sédimentaires, essentiellement rythmés par les variations globales du niveau des mers, par l'eustatisme donc d'identifier des lignes-temps valables à l'échelle de la planète, et ainsi de faire la part des autres facteurs, tel le facteur tectonique, intervenant dans l'histoire d'un bassin. Pour comprendre l'intérêt de la méthode, il convient d'abord d'exposer brièvement les concepts de *VAIL*. L'espace disponible constitue la première notion fondamentale. La localisation et la forme des corps sédimentaires sont une réponse à l'accroissement ou à

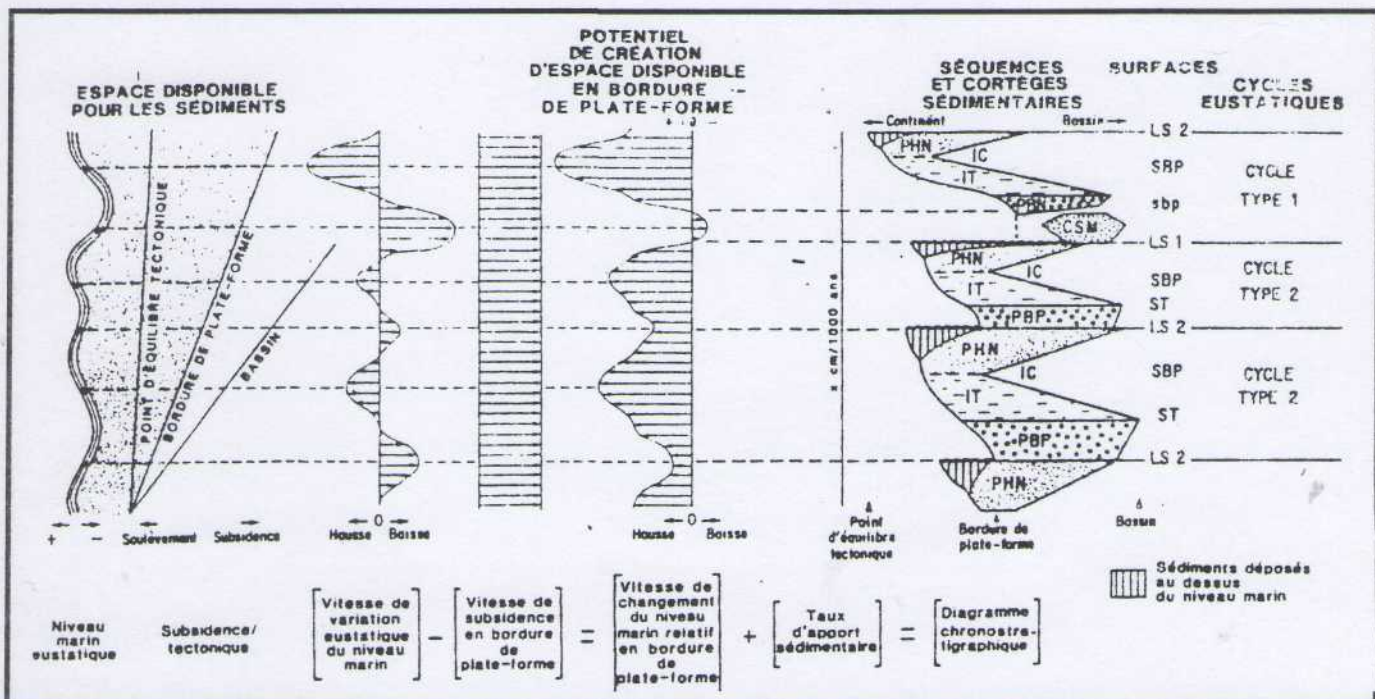
la diminution de l'espace disponible pour le dépôts des sédiments entre le niveau de la mer et le fond du bassin.

Trois facteurs régissent cet espace (Fig. 23):

1. la subsidence
2. les apports sédimentaires
3. les variations du niveau marin

1.2.1 La subsidence

L'analyse de la subsidence -geohistory analysis- (VAN HINTE 1978) permet d'accéder à l'histoire d'un bassin au travers des temps géologiques. La subsidence totale doit être corrigée des effets de la compaction des sédiments et du surcoût de charge isostatique apporté par leur accumulation, pour aboutir à une courbe de subsidence corrigée qui est le résultat des effets cumulés de la tectonique et des variations eustatiques. Sur les marges passives et dans les bassins en extension, la subsidence est créée essentiellement par une contraction thermique de la croûte et du manteau, mais celle-ci opère à long terme, c'est-à-dire à l'échelle de la centaine de millions d'années. Les variations résiduelles à plus court terme par rapport à des courbes théoriques de subsidence thermique peuvent être attribuées aux variations eustatiques (Hardenbol et al., 1981). L'application de ce type d'analyse à de nombreux bassins dans le monde montre que les vitesses de subsidence / soulèvement sont extrêmement lentes. Même lors d'une phase d'extension crustale, ou pendant une brève période les vitesses de subsidence / soulèvement s'accroissent considérablement, ces vitesses sont encore lentes par rapport à celles des variations eustatiques du niveau marin. Ce sont donc ces dernières qui vont façonner les sédiments.



PHN: prisme de haut niveau; IT: intervalle transgressif; IC: intervalle condensé; PBP: prisme de bordure de plate forme; PBN: prisme de bas niveau; CSM: cône sous-marin; LS1: limite de séquence de type 1; LS2: limite de séquence de type 2; SBP: surface basale de progradation associée à un intervalle condensé; spb: surface basale de progradation associée à un cône sous-marin; ST: surface de transgression.

Fig. 23 : Principaux paramètres affectant la géométrie des corps sédimentaires

1.2.2 Apports sédimentaires

Les apports sédimentaires sont difficiles à quantifier, mais il est admis qu'ils varient en général plus lentement que le niveau marin. Dès lors, ils pourront bien sûr, par leur volume, influencer la taille des corps sédimentaires, mais pas leur géométrie. On estime en général, que les variations rapides du taux de sédimentation en un point sont dues à des déplacements des sites de dépôt en fonction des changements eustatiques, plutôt qu'à des variations du volume des apports vers le bassin. Sur les marges et plates-formes stables, *Vail* considère que les variations des apports sédimentaires et de la subsidence sont plus lentes que les variations du niveau marin. Ce sont donc ces dernières qui vont jouer un rôle prépondérant dans l'organisation de sédiments. Ce principe étant posé, *Vail* expliquera ci-après comment les variations du niveau marin vont intervenir sur les enchaînements des dépôts.

- les fluctuations du niveau marin;
- l'espace disponible, figuré par l'écart entre les variations eustatiques et la subsidence. Dans l'exemple retenu c'est la subsidence en bordure de la plate-forme qui est prise en considération. Sa vitesse est par simplification, supposée constante.
- les vitesses de variation du niveau des mers. Elles atteignent des valeurs maximales aux points d'inflexion des courbes, soit en descente, soit en montée.

La vitesse de subsidence conjuguée à la vitesse de variation du niveau des mers donne une courbe qui est la vitesse de changement du niveau marin relatif en bordure de la plate-forme. Elle reflète le potentiel d'espace disponible pour les sédiments. On voit que la vitesse de changement du niveau marin relatif est presque toujours positive, ce qui laisse de la place pour l'accumulation de sédiments en bordure de la plate-forme. Ce n'est que lorsque la vitesse de chute du niveau marin est plus rapide que la vitesse de subsidence que l'espace devient négatif: il y a émergence de la bordure de la plate-forme.

Ajoutons maintenant des apports sédimentaire à taux constants on aboutit à une succession de corps sédimentaires avec des migrations progressives des sédiments marins soit vers le continent, soit vers le bassin, dans la partie la plus proche de la source d'apport (du continent) ou l'espace disponible est suffisant. Par ailleurs, aux points d'inflexion de la courbe eustatique en baisse du niveau marin se placent les limites de séquences (discontinuités) dues au fait que l'espace disponible devient pratiquement nul sur une partie ou sur la totalité de la plate-forme, imposant une brusque migration des dépôts vers le large, soit sur la partie distale de la plate-forme, soit au-delà. Deux aspects doivent être bien soulignés :

- la disposition des sédiments est directement contrôlée par la vitesse de variation du niveau marin relatif, et non par les valeurs absolues du niveau de la mer. Ces deux courbes ne se superposent donc pas, et de plus, sont en quadrature de phase.
- la sédimentation peut se poursuivre en milieu continental (et créer une aggradation ou onlap côtier) alors que le niveau des mers baisse lentement et que le littoral régresse.

Il ne faut pas confondre la courbe d'onlap cotier avec les variations eustatiques de la mer. *cf. Posamentier & coll. 1988.*

1.2.3 Séquence génétique de dépôt

Ainsi, un cycle eustatique crée une séquence génétique de dépôts qui est composée de plusieurs prismes sédimentaires (systems tract) de forme amygdalaire. Si le niveau marin chute au-delà de la bordure de la plateforme, la séquence de type 1 comprend 4 prismes qui sont, en allant d'un bas niveau marin vers un haut niveau marin:

- **le cône sous-marin (CS)**, au bas du talus. (*Fig. 24*)
- **le prisme de bas niveau (PBN)** (lowstand wedge system), déposé en bordure de la plate-forme. (*Fig. 25*).
- **l'intervalle transgressif (IT)** sédimenté sur la plate-forme dans un dispositif d'aggradation ou onlap. (*Fig. 26*).
- **le prisme de haut niveau (PHN)**, déposé sur la plateforme dans un dispositif de progradation. le (*Fig. 27*)
- **le prisme de bordure de plate-forme (PBP)**. Si le niveau marin ne baisse pas au-delà de la plate -forme, la séquence de type 2 débutera en bas niveau marin par un PBP et se poursuit par l'intervalle transgressif et par le prisme de haut niveau marin. (*Fig. 28*).

En milieu marin profond, les termes de la séquence correspondent essentiellement à de bas niveaux marins; Sur la plateforme, les termes de la séquence correspondent à de haut niveau marins. C'est en bordure de plate-forme que l'on a la succession la plus complète puisqu'il y a presque toujours un espace disponible pour la sédimentation.

1.2.4 Les surfaces et discontinuités

Les différents prismes sédimentaires sont limités par des surfaces repérables dans les profils sismique auxquelles se superposent généralement des discontinuités identifiables en forage ou à l'affleurement.

- les surfaces et discontinuités de baisse brutale des eaux, limitant les séquences de dépôt ;
- les surfaces et discontinuités de montée rapide des eaux, séparant l'intervalle transgressif du prisme de haut niveau marin ;
- les surfaces de transgression séparant le PBN marin de l'intervalle transgressif.
- les surfaces et discontinuités de baisse brutale des eaux correspondant au brusque déplacement vers le large des corps sédimentaires. Elles se manifestent dans les profils sismiques par des biseaux sommitaux (top lap).

Elles sont de deux types.

- **type 1** lorsque le niveau marin relatif chute plus bas que la plate-forme. Ces discontinuités correspondent donc à des surfaces d'émergence sur la plate-forme ;
- **type 2** lorsque le niveau marin ne baisse pas au-delà du rebord de la plate-forme. En ce cas, la discontinuité est aérienne dans la partie proximale de la plate-forme et sous-marine dans sa partie distale.

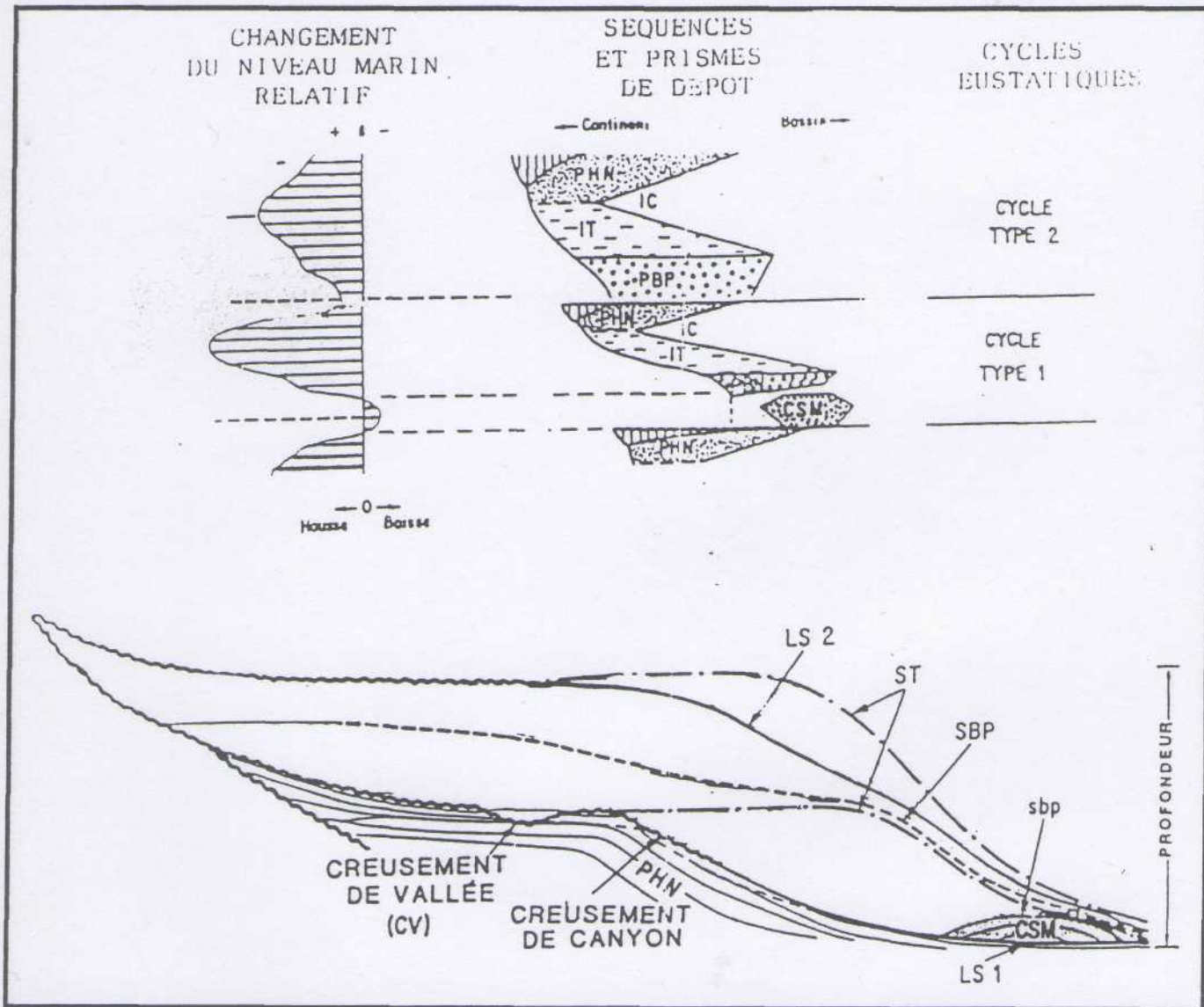


Fig. 24 Le cône sous-marin (d'après Vail et al., 1987)

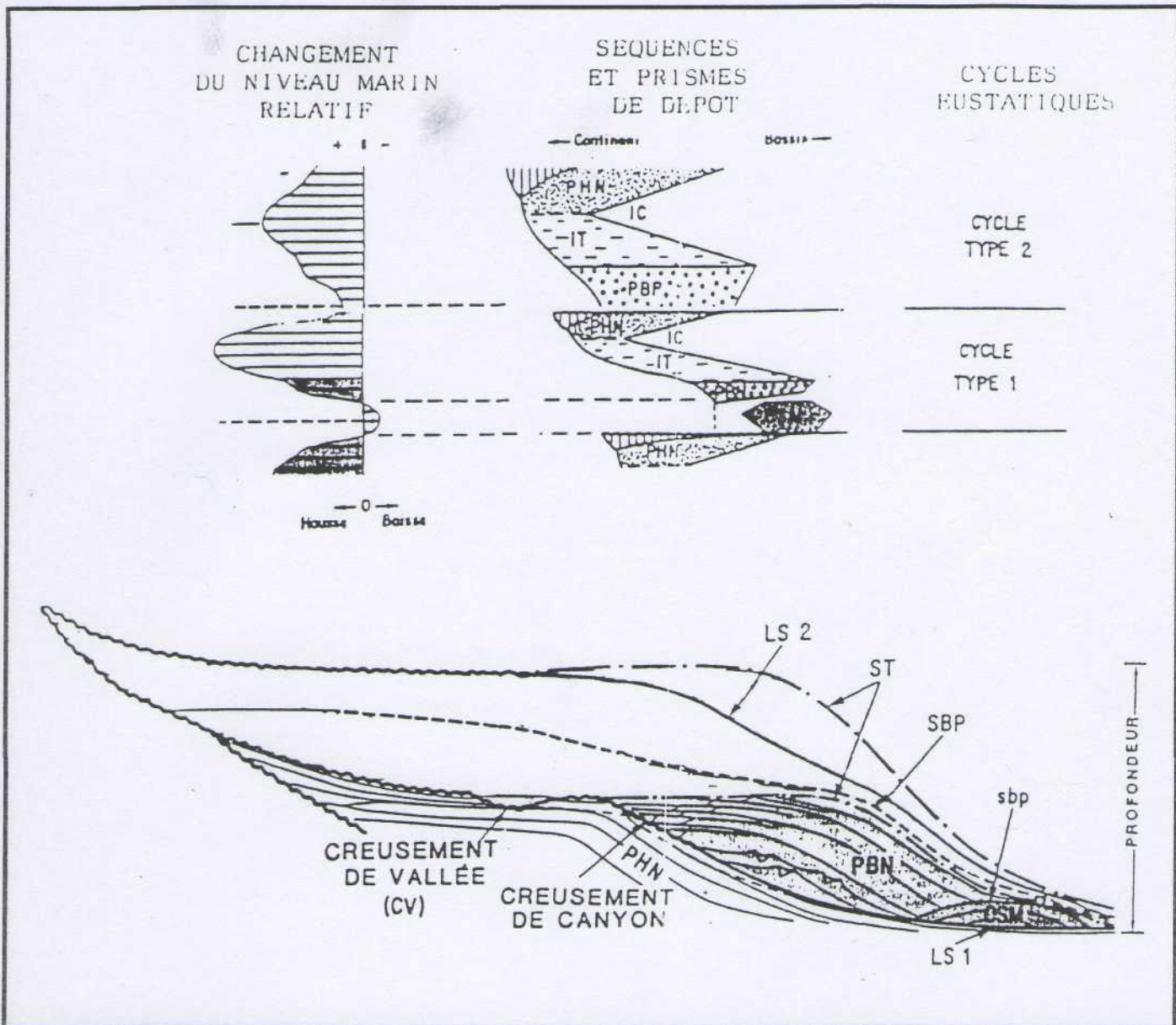


Fig. 25 Le prisme de bas niveau mari (d'après Vail et al., 1987)

les surfaces et discontinuités de montée rapide des eaux correspondent à des surfaces basales de progradation (downlap des profils sismiques) et à l'inversion du sens de migration des unités de dépôt qui, d'agradantes, deviennent progradantes. A ces surfaces sont généralement associés, dans le bassin et sur la partie distale de la plateforme des niveaux de condensation (CS) ou surface de non-dépôt qui sont dûs au piégeage des sédiments près du littoral et vers le large à une sous-alimentation du cortège agradant. Elle s'exprime donc par un onlap en profil sismique. Elle s'observe essentiellement en direction du continent ou elle constitue la discontinuité de base de séquence. Elle est de plus en plus récente vers le continent. Vers le large, elle passe à une surface conforme et se repère par des changements lithologiques (exemple de dépôts terrigènes surmontés par des sédiments brusquement moins terrigènes).

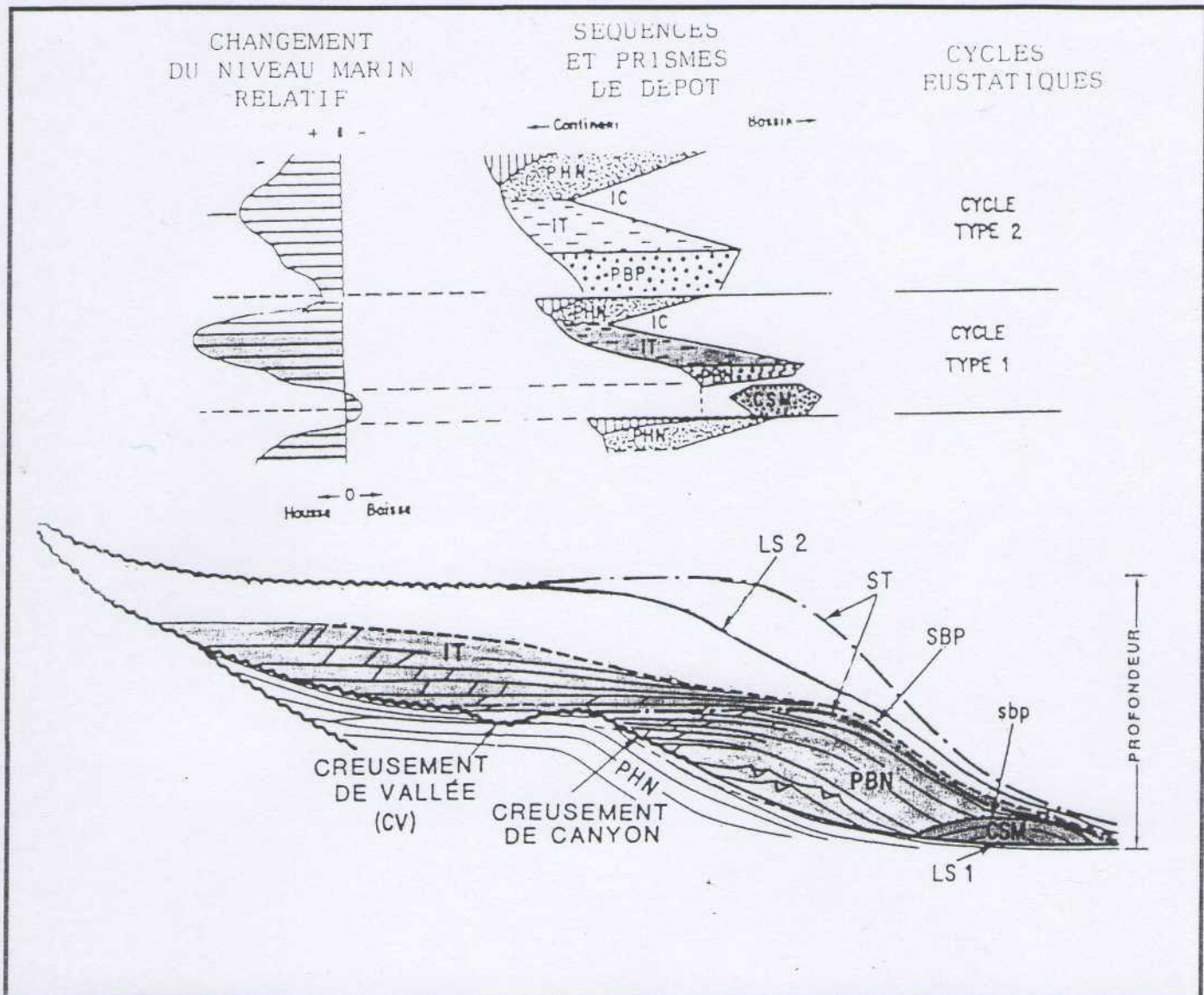


Fig. 26 L'intervalle transgressif (d'après VAIL et al., 1987)

1.2.5 L'expression des variations eustatiques

Elle ne concernera que les séries sédimentaires.

1.2.5.1 Dans le bassin :

On repèrera essentiellement les baisses brutales de **type 1**, marquées par la présence de cônes sous-marins.

1.2.5.2 Sur la bordure de plate-forme :

Les séquences de dépôt seront généralement cycliques, avec augmentation puis diminution de la bathymétrie. Les discontinuités de baisse brutale des eaux superposeront généralement des dépôts marins peu profonds à ceux plus profonds. Par ailleurs, pour les discontinuités de type 1, il y aura des biseaux en downlap vers le

large et en onlap vers le continent. Les discontinuités de montée brutale des eaux s'exprimeront par une surface en downlap et par des niveaux de condensation, avec des sédiments profonds de part et d'autre.

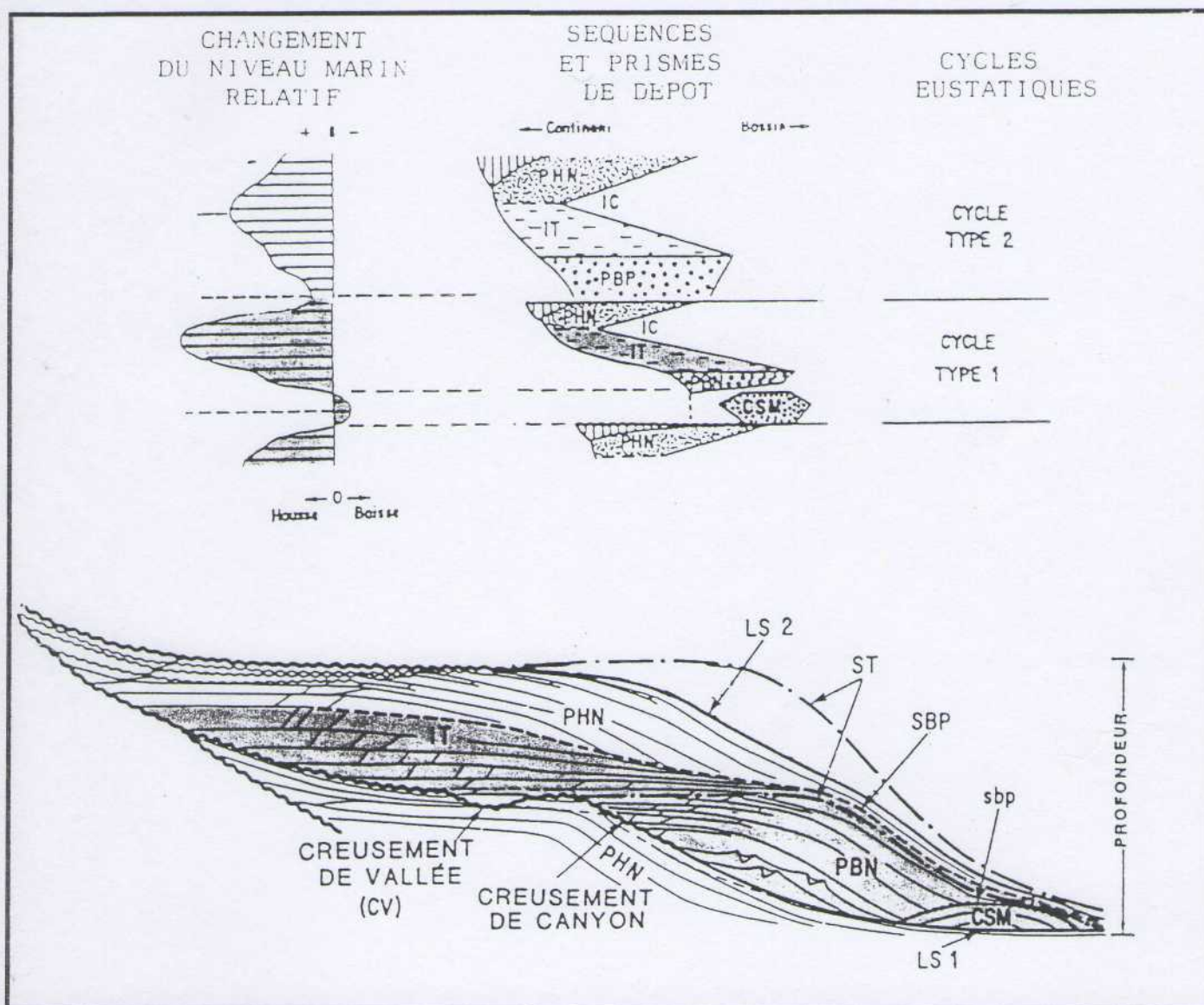


Fig.27 Le prisme de haut niveau marin (d'après VAIL et al., 1987)

1.2.5.3 Sur la plate-forme :

La séquence sera cyclique dans la partie distale (intégrant intervalle transgressif et prisme de haut niveau marin) et de comblement dans la partie proximale, avec le seul prisme de haut niveau marin. Une discontinuité de baisse brutale des eaux superposera très généralement des dépôts plus profonds à ceux moins profonds. Le caractère émerseur ou non de la discontinuité ne sera pas toujours facile à reconnaître et nécessitera des analyses sédimentologiques approfondies ou la mise en évidence de lacunes stratigraphiques. Dans le cas d'une montée rapide des eaux, on observera sur la partie distale de la plate-forme une rupture sédimentaire dans les dépôts à bathymétrie la plus forte, avec des faciès souvent comparables de part et d'autre de la discontinuité. Cette rupture, correspondant à une phase de vacuité sédimentaire, aura des expressions variées :

- niveau de condensation très riche en faune et pauvre en sédiments,
- horizon glauconieux, croûte ferrugineuse etc.

1.2.5.4 Les hiatus de sédimentation

Les discontinuités résultent de hiatus de sédimentation . Ceux-ci se développent surtout:

- en période de haut niveau marin dans le bassin, ils couvrent des intervalles de temps.
- en période de bas niveau marin sur la plate-forme; ils se réduisent vers le bassin progressivement moindres vers la plateforme.

Il faut rappeler ici qu'une surface de discontinuités n'est pas une surface isochrone et unique, mais qu'elle résulte de la confusion de deux surfaces:

- l'une inférieure, d'arrêt de sédimentation ;
- l'autre supérieure, de reprise de la sédimentation.

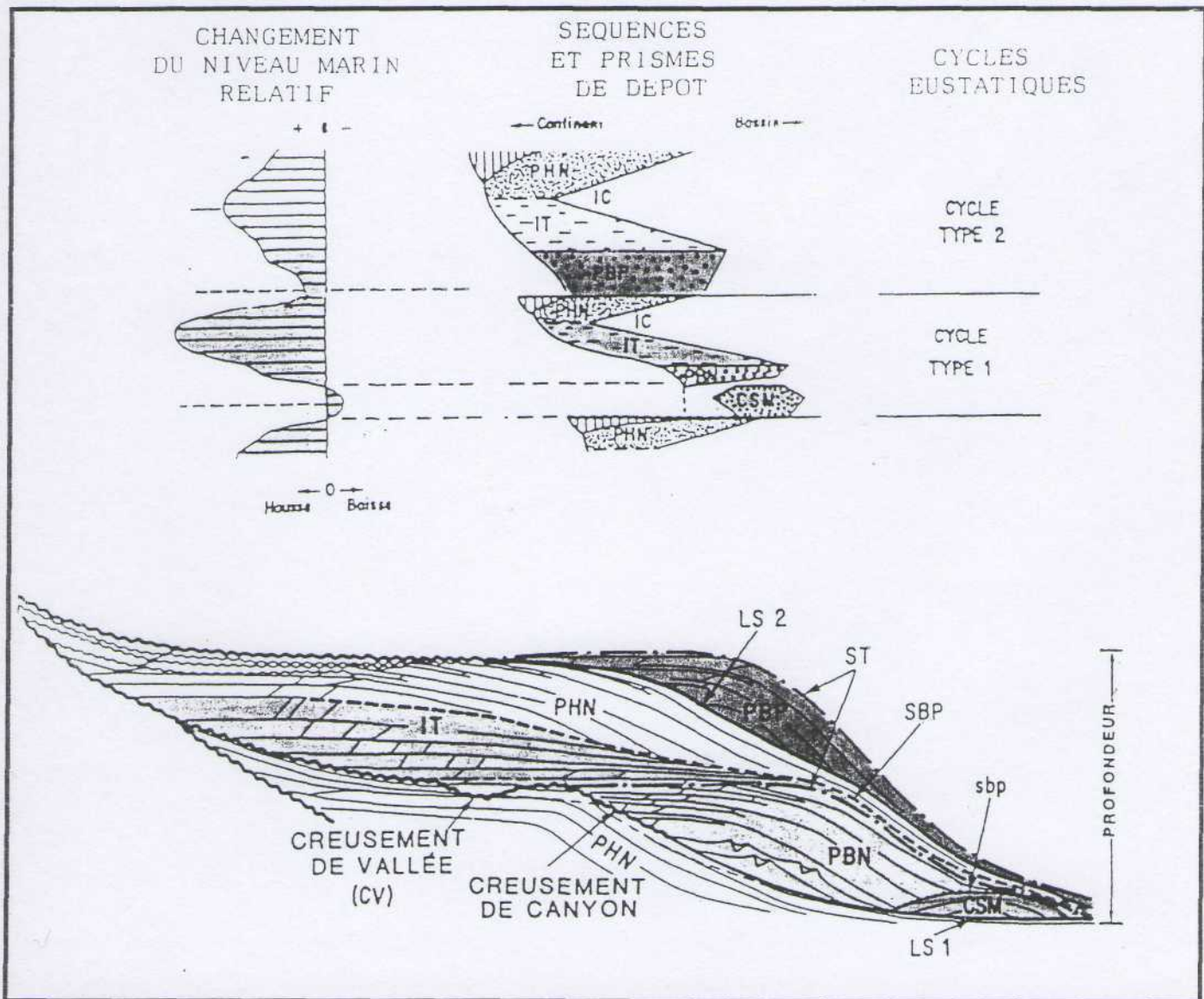


Fig. 26 Le prisme de bordure de plateforme (d'après Vail et al., 1987)

Dans le cas des discontinuités eustatiques, le processus qui déplace l'aire de sédimentation (et qui donc interrompt les dépôts sur une partie du domaine sédimentaire) est un processus très rapide. Donc, la surface d'arrêt de la sédimentation peut être assimilée à une ligne-temps, alors que la reprise de la sédimentation peut être plus ou moins hétéro-chronne, selon la topographie plus ou moins pentue de la plateforme (dans le cas de l'onlap) ou selon la vitesse de progradation (dans le cas d'un downlap). De ce fait, une discontinuité doit être datée par les bancs immédiatement sous-jacents à cette discontinuité.

1.2.6 Diagramme des cycles eustatiques

Un diagramme des cycles eustatiques pour le Mésozoïque et le Cénozoïque précis est présenté par *HAQ et coll. dans leurs derniers travaux. (1987)*. Pour les besoins de cette étude, la charte de *ROSS & ROSS (Fig. 33)* pour le Paléozoïque sera l'unique référence utilisée pour l'identification des cycles eustatiques.

2. EUSTATISME

2.1 Introduction

Le concept d'eustatisme ou variation du niveau marin à l'échelle de la planète, a été inventé par le géologue autrichien *E. SUESS*. Il est à la fois significatif et complexe. L'eustatisme en tant que phénomène, n'est pas nouveau, mais remonte à des temps très lointains (déluge) et continu d'être de nos jours d'actualité. Après de laborieuses années d'étude (*WANLESS et SHEPARD 1936* et *MURRAY 1957*), les chercheurs se rendent à l'évidence, aujourd'hui, que ce phénomène, à qui on avait attribué des origines d'ordre climatiques ne sont pas les seules causes. Une meilleure connaissance des causes directes et du mécanisme de ce phénomène, nous permettrait d'intervenir suffisamment à l'avance, en prévision des inondations éventuelles qui surviendraient à la suite des fontes des restes des calottes glaciaires (inlandsis) en Antarctique et au Groeland par suite de réchauffement de la terre (effet de serre). La théorie de *GROLL - MILANKOVICH 1966*, marque sur le terrain un net regain dans la recherche de la compréhension de ce phénomène.

2.2 Définition

Ce sont des variations globales du niveau marin mesurées par rapport au centre de la terre et dues aux changements de la quantité d'eau et / ou du volume des bassins (1,2-1,5/1000 ans). La globalité, le synchronisme, le sens et l'amplitude caractérisent l'eustatisme qui permettent ainsi de le différencier d'autres phénomènes qui pourraient en apparence engendrer les mêmes effets.

2.3 Causes

Deux principales causes semblent être à l'origine de cette variation généralisée du niveau marin.

1. une variation du volume des eaux océaniques
2. une variation du volume des bassins océaniques

La première grande cause pourrait être attribuée à cinq facteurs:

- la variation du volume de l'hydrosphère
- les variations de la température moyenne des océans
- la variation de l'humidité atmosphérique immersion des bassins marins
- le glacio-eustatisme

On admet que parmi ces cinq possibilités de la première grande cause, seuls l'immersion et le glacio-eustatisme participent pour l'essentiel de l'amplitude des variations eustatiques. Les trois premières causes, quant à elles, sont jugées négligeables. Les comblements sédimentaire et volcanique, la variation du volume des fosses océaniques, les orogénèses, la théorie de l'expansion de l'univers (*HUBBLE*) et le pseudo-eustatisme géoidal caractérisent la deuxième grande cause dans le changement du volume des bassins océaniques.

2.3.1 Variation du volume des eaux océaniques

2.3.1.1 Variation du volume de l'hydrosphère

A joué, semble-t-il, un rôle particulier au début de l'histoire de la terre. Cette variation est contrôlée par des apports (juvéniles) ou encore par perte dans le manteau. Mais on a constaté que ces phénomènes, comparés aux autres causes de l'eustatisme, sont négligeables en raison de leur lenteur et de leur faible amplitude.

2.3.1.2 Variation de la température moyenne des océans

Les températures moyennes des océans enregistrées ne font pas ressortir de grands contrastes entre elles, qui pourraient engendrer par le canal du phénomène physique de dilatation, une élévation du niveau de la mer. On estime qu'une élévation de température de 10°C, se traduirait par un relèvement du niveau de la mer de 10m.

2.3.1.3 Variation de l'humidité atmosphérique

La récupération de toute la vapeur d'eau dans l'atmosphère par les océans, donc sa précipitation ne se traierait que par une variation eustatique de quelques centimètres au plus, d'où l'enregistrement de faibles amplitudes eustatiques.

2.3.1.4 Assèchement ou immersion des bassins marins

Ces variations peuvent être importantes par suite de transfert d'eau des bassins marins vers l'océan mondial ou inversement de l'océan mondial vers ces bassins. En outre ce phénomène est très rapide. Il suffirait en effet d'un millénaire pour assécher la mer méditerranée. A titre d'exemple, on rapportera qu'au Messinien, la fermeture des voies de transfert de la Méditerranée vers l'Atlantique s'est répercutée par une élévation du niveau océanique de 12 m. Les dépôts salifères du Trias en sont peut-être les témoins de ce phénomène.

2.3.1.5 Glacio-eustatisme

Les cycles de Milankovitch - Groll expriment les grandes variations climatiques sous dépendance astronomique et de la position des continents par rapport aux pôles géographiques. Ce concept de glacio - eustatisme a été formulé dès 1936 par *WANLESS et SHEPARD. MILANKOVITCH (1948)*, établit la théorie, basée sur l'interaction des variations des paramètres orbitaux de la terre et de la position des continents. La constitution d'inlandsis (calottes glaciaires) exige qu'impérativement des continents soient en position polaire à un moment de " déficit relatif " dans le bilan énergétique Terre-Soleil. En fait, ce bilan énergétique ne change pas. Cependant, des changements des paramètres orbitaux de la Terre peuvent être à l'origine de variation d'ensoleillement saisonnier principal cause de glaciation.

Ainsi, si un hémisphere ne recoit pas une quantité suffisante en énergie pendant la saison chaude, pour faire fondre la neige tombée en hiver, il deviendra le siege d'un processus conduisant a une extension de la calotte glaciaire. Ainsi se résume la théorie de Milankovitch. Le glacio - eustatisme se distingue par sa rapidité, (courtes périodes des cycles Milankovitch 20.000, 40.000, 100.000 ans), et son ampleur verticale, (une élévation du niveau de la mer de 70 m serait enregistrée si une fonte des glaces actuellement stockées au Groéland et dans l'antarctique s'opérait).

2.3.2 Variations du volume des bassins océaniques

Les processus suivants:

- le comblement sédimentaire
- le comblement volcanique
- la variation de volume des fosses océaniques
- les orogénèses
- la théorie de l'expansion de l'univers
- le tectono-eustatisme
- le pseudo-eustatisme, peuvent contribuer chacun pour sa part, a la modification des géométrie et des volumes océaniques.

2.3.2.1 Le comblement sédimentaire

Les effets eustatiques dûs à ce processus sont largement réduits en raison du confinement des dépôts a la periphérie des continents pour la plupart, et par suite de l'interaction des contraintes physiques (leur poids, la compaction, la compensation isostatique et la fléxuration régionale de la lithosphere induite par la charge). Le comblement peut avoir une origine syngénétique (accumulation des tests calcaires). Une variation dans la vitesse de sédimentation de ces organismes, notamment aux époques d'explosions biologiques, peut entrainer des variations, difficilement chiffrables, du niveau de la mer. On estime que ce phénomène est lent et d'amplitude modeste, meme si pour *HARRISSON et al. (1981)*, il n'est pas négligeable.

2.3.2.2 Le comblement volcanique

PITMAN (1978), dans ses travaux (mise en place de la chaine Hawaïenne, a travers le phénomène de hot spot), démontre que ce processus est lent et d'amplitude modeste.

2.3.2.3 La variation de volume des fosses océaniques

Compte tenu du faible pourcentage en surface terrestre de ces dépressions, ce phénomène est considéré comme mineur.

2.3.2.4 Les orogénèses

Le processus de ce phénomène conduit à terme à l'accroissement de la surface océanique (épaississement de la croûte). Cependant, les calculs montrent que celui-ci n'a qu'un impact mineur.

2.3.2.5 La théorie de l'expansion de l'univers (HUBBLE)

L'augmentation de volume par la terre, à l'instar de tous les corps célestes est un processus très lent et ne peut par conséquent être pris en considération qu'à très long terme. Depuis le Cambrien à nos jours, seuls quelques mètres justifient son influence.

2.3.2.6 Le tectono-eustatisme

L'idée d'un eustatisme par déformation des fonds océaniques a déjà été avancée par WELLS (1960). W.C PITMAN (PITMAN et LARSON 1973, PITMAN 1978, 1979), son inventeur l'explique comme étant une conséquence des vitesses d'accrétion océanique. Les travaux de PITMAN (1978), effectués sur la base d'une exploration de la lithosphère océanique (tous les 5000 ans), démontrent l'existence d'une variation eustatique lente, mais d'amplitude importante. La croûte océanique nouvellement créée au niveau des dorsales se situe à une profondeur réputée invariable de 2500 m. Le refroidissement par simple conduction de cette nouvelle lithosphère entraîne son épaississement et son alourdissement, donc sa subsidence dite thermique. selon une loi :

$$Vt (P = 2500 + 350 Vt) \text{ avec } P = [m]; t = [Ma].$$

$$\text{Expression corrigée : } P = 6400 - 3200 \exp(-t) / 68.9$$

Cela signifie qu'à terme (, 184,6 Ma, selon SCLATER et coll. 1980), la courbe de subsidence ici exprimée en profondeur du plancher océanique rejoint asymptotiquement la côte bathymétrique. Il devient dès lors évident que pour des dorsales de même âge, la vitesse d'expansion contrôle la morphologie de la dorsale. En période de forte vitesse, la dorsale est grasse; en faible vitesse, elle est maigre. Le gain ou le déficit en volume des dorsales par rapport au volume actuel des dorsales est aisément calculable si l'on connaît les longueurs des dorsales et leurs vitesses d'accrétion. Ce gain ou ce déficit occupe la place de l'eau océanique et connaissant le volume et la surface des océans, il est alors possible moyennant quelques corrections isostatique et hypsographique (puisque le trop plein se déverse sur les plateformes continentales voisines) de calculer la variation eustatique. Le cas se complique un peu lorsque les vitesses de dorsales n'ont plus la forme simple exponentielle.

Mais selon HAGER (1980), le modèle de PITMAN est très simplifié car la lithosphère océanique retournant dans l'asténosphère au niveau des plans de subduction aura pour effet de contracter ce manteau fluide avec deux conséquences possibles suivant que la subduction est intra-océanique ou en périphérie de continent.

Dans le premier cas, la contraction entraîne un affaissement de la lithosphère océanique et aurait un effet inverse à celui généré par des vitesses d'expansion (et donc de subduction) rapides. Dans le second cas, c'est la lithosphère sous continentale qui s'affaisserait donnant lieu à des transgressions sur les marges. Il semblerait que ces éventualités ne sont pas envisageables pour deux raisons :

- 1- Le déficit volumétrique engendré localement par la contraction de l'asténosphère est compensé par des apports latéraux puisque cette région mantellique est supposée fluide
- 2- La contraction engendrant une augmentation de densité du pseudo-fluide asténosphérique dans lequel plonge la lithosphère, les lois de l'isostasie impliquent alors un réajustement contraire à l'effet attendu par HAGER.

2.3.2.7 Le pseudo-eustatisme géoidal

Le géoïde est une équipotentielle déterminée par les potentielles d'attraction et de rotation de la terre. Dans les océans, il correspond au niveau marin. Cependant, par rapport à un ellipsoïde théorique de référence, ce géoïde présente des irrégularités dont l'amplitude atteint actuellement environ 200 m. (- 104 m aux Iles Maldives, + 73m en Nouvelle Guinée). Cette configuration dépend de facteurs telles que la gravité terrestre, la rotation diurne et la gravité astronomique. Une modification de l'un quelconque de ces facteurs entraîne ipso-facto la modification du géoïde. La gravité terrestre semble être la cause principale du fait des arrangements thermiques susceptibles de se produire à l'intérieur du globe ou des perturbations dans le mouvement de rotation de la Terre. On sait en effet qu'une variation de 1 m du niveau de la mer entraîne une perturbation de 1 milliseconde du mouvement de rotation. Une translation de la lithosphère par rapport à ces irrégularités du géoïde ou vice-versa, peut provoquer localement des transgressions ici et des régressions là. Ainsi ne translation de 50° de longitude vers l'Est serait à l'origine d'une immersion sous 80 m d'eau des Iles Maldives et d'une régression de 180 m en Nouvelle Guinée.

2.4 Les conséquences géologiques de l'eustatisme

2.4.1 Tectono-Eustatisme

Outre les conséquences sur l'organisation sédimentaire que nous verrons ultérieurement, nous examinerons dans ce paragraphe l'impact de l'eustatisme sur les climats, la biogénèse et la sédimentogénèse. D'après PITMAN (1978), l'accrétion océanique est un produit du tectono - eustatisme. Il est donc légitime d'admettre que les maxima tectono-eustatiques correspondent à des périodes de fort volcanisme de type arc insulaire ou cordellierain dont la principale caractéristique est d'être un volcanisme de type explosif dégageant des gaz et des poussières dans l'atmosphère. En effet, la terre étant de volume constant, les fortes vitesses d'expansion océanique ont comme corrolaire de fortes vitesses de subduction.

Ce phénomène n'est pas à proprement parler, une conséquence de l'eustatisme, mais il l'accompagne et son impact sur la sédimentation (sédiments volcano - clastiques) et les climats (réverbération sur les poussières atmosphériques) est probablement important quoiqu'encore mal apprécié.

2.4.2 Climats

Les paléotempératures océaniques sont mesurées à partir du test des foraminifères. Les températures de surface sur les organismes planctoniques et celles des fonds sur les benthithiques. *HAQ (1980)* montre que la température a globalement baissé depuis le maximum eustatique au Crétacé supérieur, bien avant l'établissement de la circulation des courants de fonds polaires. Des corrélations plus fines à l'échelle des cycles eustatique sont également notées. Les reconstitutions paléoclimatiques de (*SAVIN 1979*) et *VACHRAMEEV (1978)* soulignent également que le réchauffement le plus fort est acquis au Crétacé supérieur. L'impact du phénomène eustatique sur les climats se résume de la manière suivante:

En phase régressive:

- l'indice de continentalité des terres émergées augmente, les climats sont plus secs et les écarts thermiques plus forts.
- les mers épicontinentales sont réduites, les surfaces offertes à l'évaporation sont moins développées.

En phase transgressive

- les climats sont plus humides et les écarts thermiques plus réduits du fait d'un accroissement de la nébulosité et des précipitations.
- l'atmosphère est moins riche en CO₂, fixé par les organismes.

2.4.3 Sédimentation

L'aridité de climats, la réduction des aires de stockage épicontinentales sont deux conséquences des bas niveaux marins. La première va favoriser, en l'absence de couverture végétale efficace, l'érosion mécanique, donc la sédimentation détritique. Celle-ci, si elle n'est pas piégée dans quelques bassins intracontinentaux, va se déverser dans les bassins océaniques et former des cônes détritiques sous-marins car les possibilités de piégage en domaine épicontinental sont réduites. En période transgressive, le développement des mers épicontinentales, le réchauffement des climats et leur corollaire, la biostasie vont privilégier la sédimentation biochimique sur les domaines de plateforme. Les apports détritiques fins ou ultra fins vont être piégés sur les plateaux continentaux non loin de leur exutoires. Cependant, les argiles sont très dégradées et floconneuses et seront déportées très loin. La pénurie des apports en milieu océanique conduit à une sédimentation de bassin affamé avec souvent des hiatus. La profondeur de la CCD (Calcite Compensation Depth) semble suivre les variations eustatiques (*VAN ANDEL 1975, COOPER 1977*). Les périodes de hausse eustatique semblent être favorables aux carbonates grâce à l'immersion de vastes plate-formes continentales et la réduction des apports terrigènes permettant une large extension des biotopes néritiques, mais aussi parce que l'activité importante du phytoplancton en abaissant la teneur en gaz carbonique et en enrichissant en oxygène, rend l'eau marine plus alcaline, caractère qui favorise le dépôt des carbonates.



2.5 Méthode de l'analyse eustatique par l'apport GR (KAZI TANI N. 1992.)

2.5.1 Introduction

On a tenté depuis peu (*VAIL et al Novembre 1989, séminaire inédit*) d'explorer les possibilités qu'offrent les diagraphies dans l'analyse eustatique par la reconnaissance du signal diagraphique pour chaque type de cortège sédimentaire. La méthode présentée ci-après va dans le même sens. Elle diffère de celle de *VAIL ET AL.* par le fait qu'elle étudie non le signal en tant que courbe de variation d'un paramètre donné (par ex. l'argilosité dans un GR ou une PS), mais la surface du signal, en particulier ses courbes enveloppes. L'avantage étant la prise en considération de la variation de deux paramètres, par exemple, l'argilosité et le contraste lithologique opposé: grès - argile dans le cas d'une sédimentation purement silico-clastique. L'autre différence réside dans la démarche. Purement empirique chez *VAIL*, elle se veut démonstrative et basée sur des principes physiques rigoureux dans son approche.

2.5.2 PRINCIPE DE LA METHODE

Dans une succession sédimentaire, la variation lithologique procède généralement suivant une voie moyenne entre le mélange intime des composants lithologiques, progressivement variable. Le signal du GR, s'inscrira alors, entre deux courbes enveloppes qui traduiront: la variation de l'argilosité, d'une part, et celle des lithologies concurrentes, d'autre part. Le signal occupe une aire d'autant plus large que le contraste lithologique est plus fort. On admettra que la radioactivité est portée uniquement par les argiles sous la forme de potassium interfoliaires ou d'uranium piégé dans la matière organique éventuellement associée. C'est le cas généralement observé dans les sédiments surmatures, car plusieurs fois recyclés, des grands deltas.

2.5.3 Les limites de la méthode

Nous étudierons ici le seul cas des lithologies térrigènes, de provenance continentale, déposées sur plateau continental, hors périodes volcano-clatiques. Sont exclus de cette analyse, les dépôts profonds ainsi que les sédiments franchement continentaux (de type playa, par exemple).

Par ailleurs, le lessivage de réservoir arkosique peut aboutir à la formation d'argile. Enfin les échelles des phénomènes climatiques ou orogéniques capables de perturber le contrôle eustatique de la sédimentation sont trop différentes par rapport à celles des cycles étudiés pour avoir une influence significative.

2.5.4 Les bases de l'interprétation

Au débouché d'un fleuve dans la mer, la brutale augmentation de la section d'écoulement entraîne immédiatement la chute de la vitesse de l'eau et le dépôt de sa charge solide jusqu'à un certain seuil déterminé par le diagramme de Hjulstrom.

On en déduit que l'influence détritique grossière est entièrement contrôlée par la vitesse eustatique; la courbe enveloppe gauche du GR (**Fig. 27 a**) qui représente le pôle non-argileux, évolue ainsi en opposition de phase avec la sinusoïde des vitesses eustatiques. L'évolution de l'argilosité est, quant à elle, en phase avec la courbe de

variation du niveau de la mer. Le relèvement du niveau de base a comme conséquence, de réduire la vitesse des vecteurs fluviaux et donc d'augmenter la proportion de matériel ultrafin. A cela, s'ajoutent les effets climatiques induits par les hausses eustatiques:

Les ruptures d'évolution expriment des surfaces: de discordance de type LS1 ou LS2, de transgression ou de progradation. Des variations de formes de ces aires peuvent se produire en fonction de la position du point d'inflexion sur la courbe ΔN .

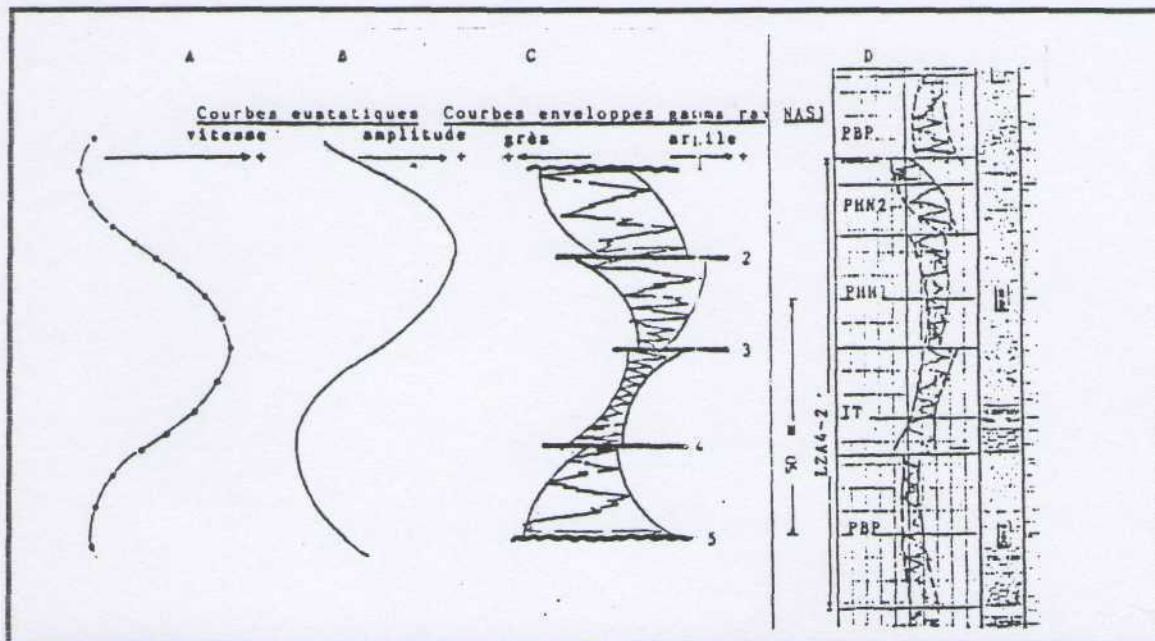


Fig. 27 Courbes eustatiques et domaines de variation du gamma-ray en sédimentation argilo-gréseuse.

formes des "électroséquences" caractéristiques des cortèges sédimentaires. Courbes eustatiques: (A) Courbe de vitesses de variation du niveau marin; (B): Courbe de variation du niveau marin (ΔN); (C): Courbes enveloppes du gamma-ray: répliques des courbes A et B: (In KAZI-TANI 1982)

2.5.6 Test du modèle

- 1- Le modèle est d'abord éprouvé par une procédure de backstripping. La variation eustatique tant décomposée en long terme et court terme. Ce traitement est d'abord appliqué au sondage AM11. Les paléobathymétries, proche de zéro, sont estimées d'après des critères sédimentologiques. Les résultats présentés montrent une réelle correspondance avec la charte de HAQ et COLL. (Fig.28)
- 2- En l'absence de tout repère stratigraphique, la correspondance peut - être réalisée sur la base de durée des cycles, si la subsidence reste constante sur des périodes supérieures à celle des cycles court terme. Ce qui est généralement le cas.
- 3- Entre deux repères stratigraphiques, les cycles lus sur le gamm - ray peuvent être calés directement sur la charte de Haq et coll.

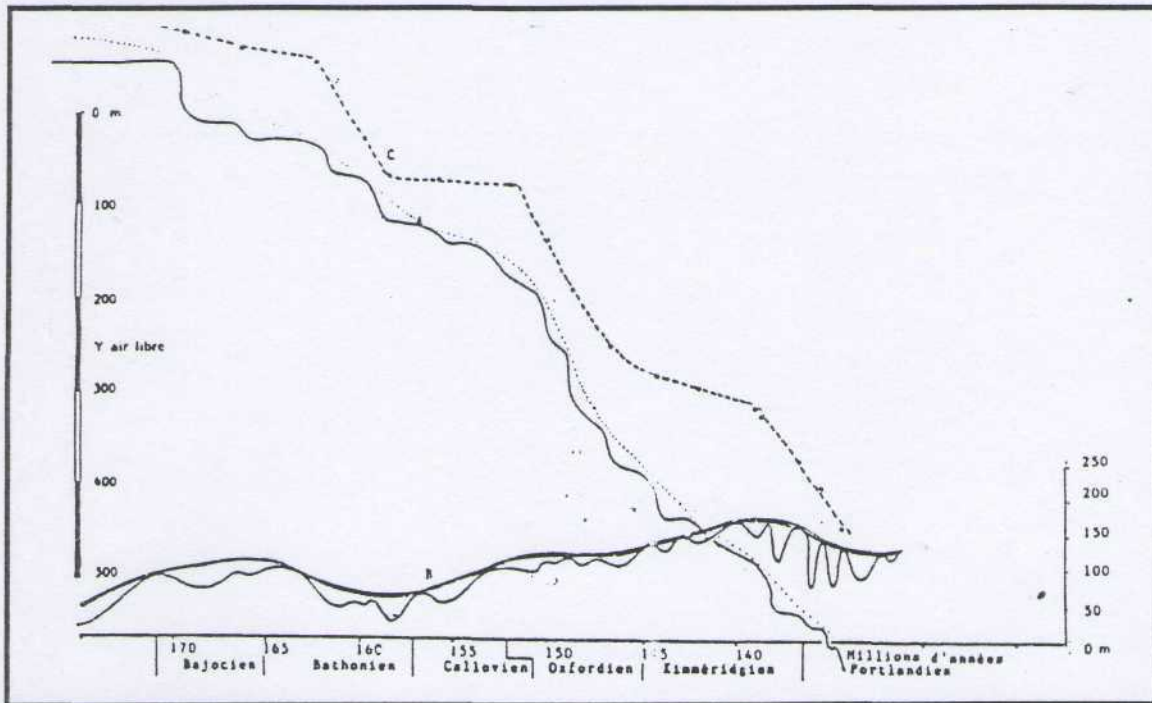


Fig. 28 - Test du modèle par la méthode du « backstripping ».

Les fluctuations de la courbe construite (A) par rapport à la ligne de base représentent les cycles eustatiques de court terme. Une correspondance avec la charte de Haq et Coll, [(B) : trait plein = eustatisme court terme, double traits = long terme] montre que l'ajustement est excellent: © subsidence calculée.

2.5.7 Conclusion

La méthode de décryptage "électroséquentiel" sur gamma-ray proposée, appliquée aux sédiments argilo-gréseux peut profondément permettre de retrouver les cycles eustatiques.

La correspondance avec la charte de *Haq et coll.* est réalisable par calage biostratigraphique, lorsque cela est possible, sinon grâce à des opérations de type backstripping ou encore par comparaison des caractéristiques des cortèges sédimentaires, notamment leurs épaisseurs, avec des durées correspondantes sur la charte.

La méthode appliquée au Jurassique argilo-gréseux de quatre sondages de l'Atlas Saharien a donné des résultats cohérents et conformes aux données stratigraphiques régionales.

TROISIEME PARTIE

APPLICATIONS AUX BASSINS

DE

TIMIMOUN ET DE L'AHNET

I.- CADRE SEDIMENTAIRE

1. Introduction

L'étude électrosédimentologique du remplissage des bassins de Timimoun et de l'Ahnet a pu être possible grâce aux nombreuses données de forage pétrolier.

La plupart de ces forages ont été effectués dans les années 70 et 80 durant la grande campagne de reconnaissance des structures et des réservoirs paléozoïques. La figure 27 montre le plan de position des sondages impliqués dans le cadre de cette étude.

Les logs habillés au 1 / 500° de 52 forages, constituent les documents de base de notre étude. On rappellera que ces documents contiennent généralement:

- les rapports d'étude de puits.
- des données stratigraphiques
- rapports géologiques de fin de sondage
- une colonne d'interprétation lithologique
- des données de forage avec un jeu complet de diagraphies principales calées entre elles. Certaines difficultés de corrélation, notamment, ont pu paraître en raison de la qualité variable de ces enregistrements essentiellement liés à leur date d'exécution.
- des remarques sur la lithologie (descriptions pétrographiques) et éventuellement sur le contenu paléontologique.
- les études stratigraphique, sédimentologique de certains puits ainsi que la bibliographie plus régionale qui nous apporteront également des informations très précieuses.

2. Le repère carbonate Couvinien

L'Efélien est largement développé dans le saharien algérien. Il est rencontré dans la presque totalité du bassin de Timimoun et de celui de l'Ahnet. Il est plus développé dans la partie septentrionale du bassin et surtout à l'ouest. La plus grande épaisseur a été relevée dans le puits de Hassi-Belguezza - 1 (179 m), et la plus faible épaisseur sur celui de ZRF - 1 (6 m).

Dans le bassin de l'Ahnet, l'Efélien est moins développé. Cet étage varie de 80 à 100 m. Les épaisseurs relevées des puits étudiés dans le cadre de cette étude ne dépassent guère 80 m, à SMh - 1. Dans l'Ahnet central, l'épaisseur de l'Efélien dans le sondage HMn-1 n'est que de 22 m.

3. Définition stratigraphique du Couvinien

Dans le bassin de l'Ahnet et sur la bordure Est (*Foum-belghem, Ain Tidjoubar, Djebel-Idjerane. I.FOLLOT 1959*), trois membres lithologiques ont été identifiés à la suite d'études menées. Il s'agit (de bas en haut):

- calcaires à oolithes ferrugineux
- argiles avec des passées de calcaire bleu
- calcaires

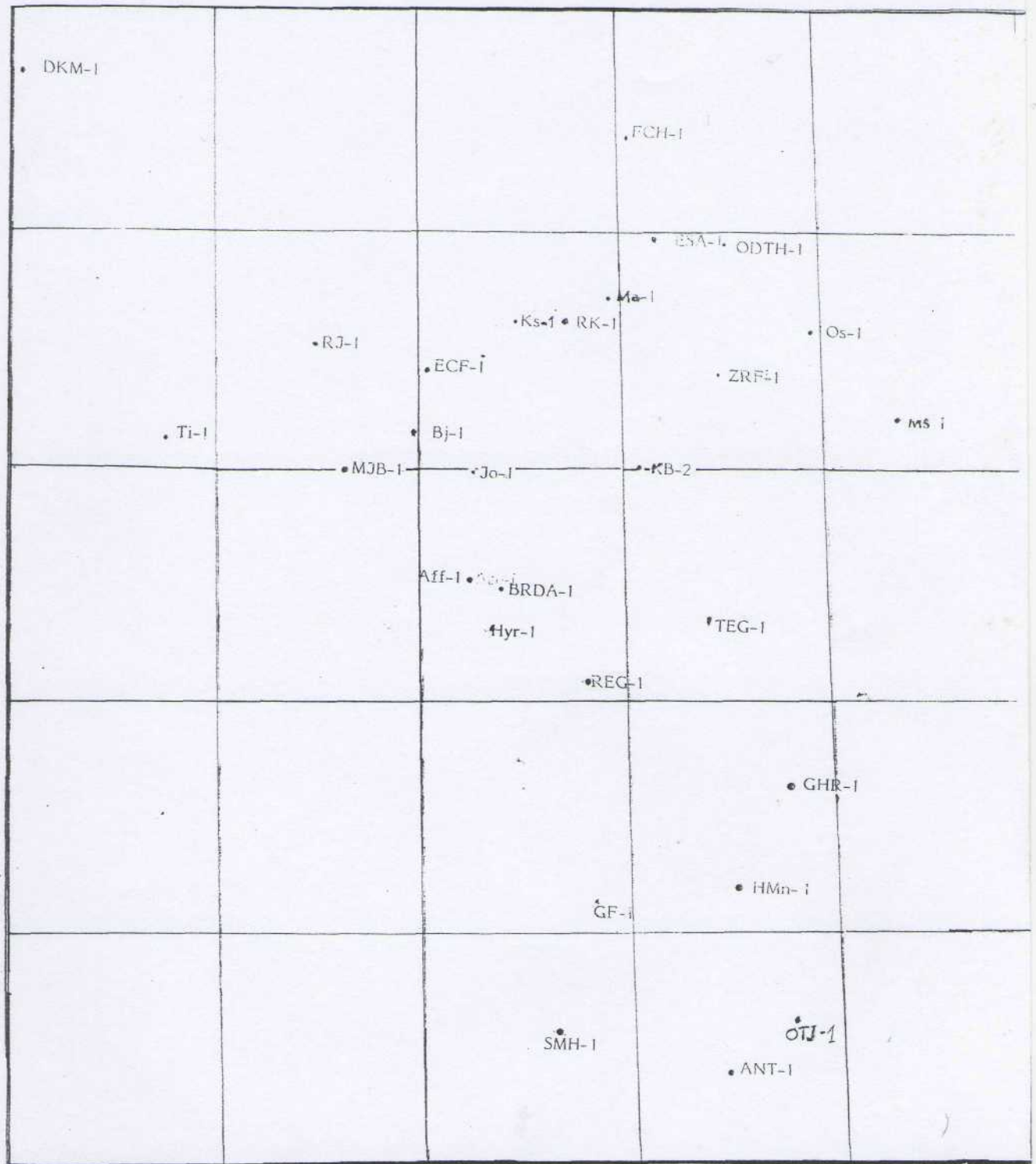


Fig. 27 Plan de position des sondages des bassins de Timimoun et de l'Ahnet

Plus à l'Est, l'épaisseur de ces sédiments diminuent. Elles varient de 7 à 10 m. Les argiles et calcaires y prédominent dans la partie inférieure de cet étage. Immédiatement plus haut, un niveau calcaire s'installe. Ce sont des calcaires zoogènes finement cristallisés, argileux renfermant des passées schisto-argileuses.

Les schistes argileux, moins micacés, à passées de grés argileux et de calcaires cristallins bleuâtres terminent le Couvinien.

Dans l'Ahnet occidental, cet étage est représenté par des schistes argileux, de marnes à coquilles et par la faune de Brachiopodes, de bivalves et d'Encrines.

Plus à l'Ouest, les calcaires récifaux argileux à horizons gréseux à la base avec de nombreux Brachiopodes encrines et Polypier Polypiers. Au sud de ce bassin, cet étage est constitué par des schistes argileux, légèrement calcaireux, par des calcaires parfois à fines passées de grés carbonatés, avec des débris d'Encrines de Brachiopodes et de Bivalves. Des nodules de pyrite sont rencontrés.

Dans le bassin de Timimoun, le Couvinien correspond à la formation des argiles de TIFERGUENI, composée essentiellement d'argilite à passées de calcaires. Elles sont noires, compactes, micacées et calcaires, habituellement pyriteuses. Le nombre de passées de roches carbonatées dans les coupes méridionales du bassin.

Au Nord, l'Efélien est plus gréseux.

4. Découpage biostratigraphique du Siluro-Dévonien

A l'échelle du bassin et d'une façon générale au Sahara, les attributions stratigraphiques demeurent une tâche délicate rendant très difficiles les corrélations géologiques. Plusieurs facteurs sont à l'origine de cet handicap:

- La pauvreté des terrains en fossiles stratigraphiques caractéristiques
- La mauvaise conservation des fossiles
- La présence, lorsqu'elles existent, de faunes appartenant aux deux systèmes dans des intervalles de transition. (ex: zone de passage).
- Le passage progressif et relativement continu entre les terrains du Silurien et ceux du Dévonien, ce qui est vérifié du moins pour les régions du Nord.
- L'immensité du domaine de la plate-forme du Sahara et les variations latérales et verticales des faciès.
- Niveaux carottés insuffisants.
- Mauvaise représentativité des échantillons prélevés sur les cuttings (moins précis).

Dans cette étude, n'ont été prises en considération que les datations sur des études palynologiques.

ETAGES	BIOZONES	CARACTERES
EMSIEN	K	- Flore marine
SIEGENIEN	J	- Flore continentale dans partie supérieure : - Dycyatriletes. - Brachiotriletes..... - Flore margino-littorale dans sa partie inférieure:
GEDINIEN	I	Partie supérieure : - Flore marine
	H	Partie inférieure: - Flore marine
SILURIEN	G	- Flore marine.

Tableau n° 2 Découpage bistratigraphique du Siluro-Dévonien

L'attribution de la "zone de passage" au Gédinien inférieur, prend souvent un caractère assez conventionnel et ce, à cause de la rareté de la faune - nous le disions plus haut - en liaison avec les apports détritiques, prenant le relais des argiles à Graptolites du Silurien. Il est même prouvé, qu'une partie de la "zone de passage" est silurienne et non gédinienne (*Ph. LEGRAND 1967, 1968, 1969*), tandis que *J.FOLLOT (1952)* lui attribuait un âge dévonien inférieur. Les résultats des études palynologiques (KB et TEG, rapport DLCH -1980) pour le bassin de Timimoun et celles des puits HMn-1, SMh-1 et GF-1 pour le bassin de l'ahnet, font ressortir pour l'intervalle allant du Silurien jusqu'à l'Emsien, le découpage des biozones figurant dans le **tableau. 2** (voire ci-dessus).

Les différentes unités établies par les études palynologiques sur les différents puits étudiés des bassins de Timimoun et Ahnet, ne coïncident toujours pas avec les limites établies d'après les corrélations lithologiques et électriques, d'une part, et le découpage électroséquentiel (méthode GR) d'autre part. Nous y reviendrons au cours des prochains chapitres (comparaison avec la Charte de ROSS).

5. Découpage lithostratigraphique (Fig. 28)

5.1 Silurien

Dans l'Ahnet, sur la base des réponses diagaphiques du neutron, du sonic, de la résistivité et du GR, nous avons identifié trois membres lithologiques.

1. Membre inférieur: Très bien mise en évidence par le GR. (Très forte radioactivité). L'analyse des cuttings fait ressortir qu'il est essentiellement composé d'argiles gris foncée, indurées, micacées, carbonatées. Des intercalations de calcaires blancs à gris sont rencontrées. Son épaisseur diminue en direction N.Ouest.
2. Membre moyen: constitué essentiellement d'argiles grises à gris foncées et micacées. Il se distingue du membre inférieur par un degré d'intensité radioactive moins important. Ce membre est couronné par un bon repère d'argile à intercalation de bancs de calcaires très radioactifs.
3. Membre supérieur: Il est à dominante argileuse, mais avec un peu plus de niveaux gréseux annonçant la sédimentation argilo-gréseuse de la zone de passage au Devonien.

Dans le bassin de Timimoun, le Silurien est atteint ou traversé par plus d'une trentaine de forages, et demeure dominé par une sédimentation argileuse au sein de laquelle les bancs de calcaire deviennent moins fréquents, voire même disparaissent parfois (AFF-1). En revanche, les intercalations gréseuses semblent prendre un peu plus d'ampleur (particulièrement dans la bordure orientale du Bassin à ODT-1). Les épaisseurs augmentent globalement vers le Nord. Ainsi, nous avons 226 m et 368 m à HMn-1 et DJ-1 (Ahnet) contre 528 m et 526 m respectivement à AFF-1 et ECF-1. Les unités dont les limites précises ne sont pas identifiables sont regroupées dans le Silurien comme équivalent des ARGILES D'OUED-ALI. L'épaisseur moyenne y est de 440 m.

5.2 Dévonien inférieur

Le passage du Silurien argileux au Dévonien se fait d'une façon graduelle par le biais de dépôts argilo-gréseux, dénommée " zone de passage ". Elle consiste, en des alternances de grés blancs très fins et d'argile gris-foncée, micacée, entrecoupée par des passages de silstones gris-clairs et de calcaire blanc micro-cristallin. Cette séquence est présente dans tout le bassin de Timimoun. Au dessus, et en dépit de quelques nuances locales, se manifeste une succession de quatre ensembles lithologiques distincts plus ou moins uniformes, couvrant tout le bassin de Timimoun. De bas en haut se succèdent:

- Un ensemble de base composé, pour l'essentiel de grés gris à gris foncé. Le plus souvent, ils sont d'aspect macroconglomératiques moyens à grossiers admettant des intercalations de grés quartzitiques fins et d'argiles grise gris noir.
- Un deuxième ensemble consiste en des dépôts argilogréseux ou les argiles semblent dominer avec des intercalations de fines passées de grés fins souvent quartzitiques.
- Un troisième ensemble où les grés redeviennent de nouveau dominants. Ils sont gris blancs, souvent quartzitiques passant parfois à des quartzites. Au sein de cette séquence gréseuse, on note aussi la présence de complexes argilo-gréseux.
- Un quatrième ensemble de composition argilo-carbonatée et argilo-sableuse et signe de la fin de la sédimentation sableuse des épisodes précédents.

Dans l'Ahnet, nous retrouvons aussi les quatre ensembles très bien mis en évidence par les enregistrements diagraphiques. Dans le sondage étudié HMn-1, l'ensemble commence par un niveau repere argileux et se termine par des alternances d'argile et de grès (côte 1827 - 1730 m). Le deuxième ensemble est la répétition du précédent, la stratonomie des bancs gréseux est croissante. Le troisième ensemble est constitué essentiellement de grès. Ils sont fins à moyens. On note toutefois quelques rares intercalations d'argiles. Le quatrième ensemble est subdivisé en deux intervalles inférieur et supérieur, bien définis par le GR.

- Le premier intervalle est de composition argileuse
- Le deuxième intervalle est de composition gréseuse.

5.3 Dévonien moyen

Moins épais que le Dévonien inférieur (max. 197 m à BRDA-1), au centre du bassin de Timimoun, le Dévonien moyen se rencontre sur tout le bassin de Timimoun et dans le bassin de l'Ahnet, avec ses deux étages: le Couvinien et le Givétien

Âges	Anciennes appellations		Découpage	Lithologie
Emsien-Couvinien	Grès Emsien-Couviniens Argiles Emsiens		Dévi. Inf. Arg.-Gréseux	
	Suro-Dévonien	Grès des Fassili Externes	Mouydir	Barre supérieure Facès fluvial 17.1
Ahnet				
Grès de Foum Imedien**		Formation de l'Oued Saméne***	Série des alternances	
Grès d'Idjérame**		Formation de l'Asedjad***		
Silurien	Argiles noires à graptolites		Zone de passage	

Fig. 30
Colonne lithostratigraphique et découpages classiques dans les bassins de Timimoun et Ahnet

* d'après les documents (BEICEIP-SONATRACH)

** d'après Ph. Legrand (1981)

*** d'après S. Beuf et al. (1971).

Z.T zone de transition

Le premier est composée majoritairement d'argiles gris-foncée, localement carbonatée, avec des passées de siltstones et de calcaires argileux. Quant au second étage, il est à prédominance calcaire avec quelques intercalations d'argiles noires, plus ou moins schisteuse.

6. Découpage diagraphique

On distinguera pour les besoins de étude, trois types de discontinuités.

On appellera discontinuités majeures du premier ordre, celles ayant une extension à l'échelle de la plate-forme. Ex: Silurien basal discordant sur l'Ordovicien et la discontinuité à la base de l'Emsien connue sous l'appellation de "MURAILLE DE CHINE". Elles font références à des envahissements marins généralisés.

Les discontinuités majeures de deuxième ordre appartenant à cette classe, les discontinuités dont l'extension ne dépasse guère l'échelle du bassin. Les discontinuités de troisième ordre, dont l'extension est limitée à une partie du bassin.

Aussi bien, dans le bassin de Timimoun que dans celui de l'Ahnet la limite inférieure de cet étage est très bien mise en évidence par la très forte radioactivité naturelle qui caractérise le Silurien inférieur argileux (bien distingué) sur le GR).

Cette zone est observée dans tous les sondages et sert de bon repère.

Selon le découpage diagraphique (set de log), l'épaisseur de cette zone à radioactivité naturelle élevée, varie de 30 à 40 m dans les parties marginales et jusqu'à 300 m dans les parties centrale et méridionale du bassin de l'Ahnet.

Dans le Timimoun, la plus importante épaisseur constatée dans le Silurien argileux est de 567 m, elle diminue vers l'ouest (326 à 405 m) dans la Voute d'Azzène. Le Silurien argileux porte le nom de "Formation d'Oued-Ali"

La limite supérieure du Silurien est généralement associée aux premières arrivées de grès. Cette limite est fixée d'une manière arbitraire à partir de variations brusques des réponses diagraphiques. Par ailleurs, un rapprochement avec les puits périphériques, aidera également au positionnement de "cette limite."

La limite Gedinien / Siegenien est établie également d'une manière arbitraire sur la base de l'examen des réponses diagraphiques et du découpage des puits périphériques. (Fig. 31).

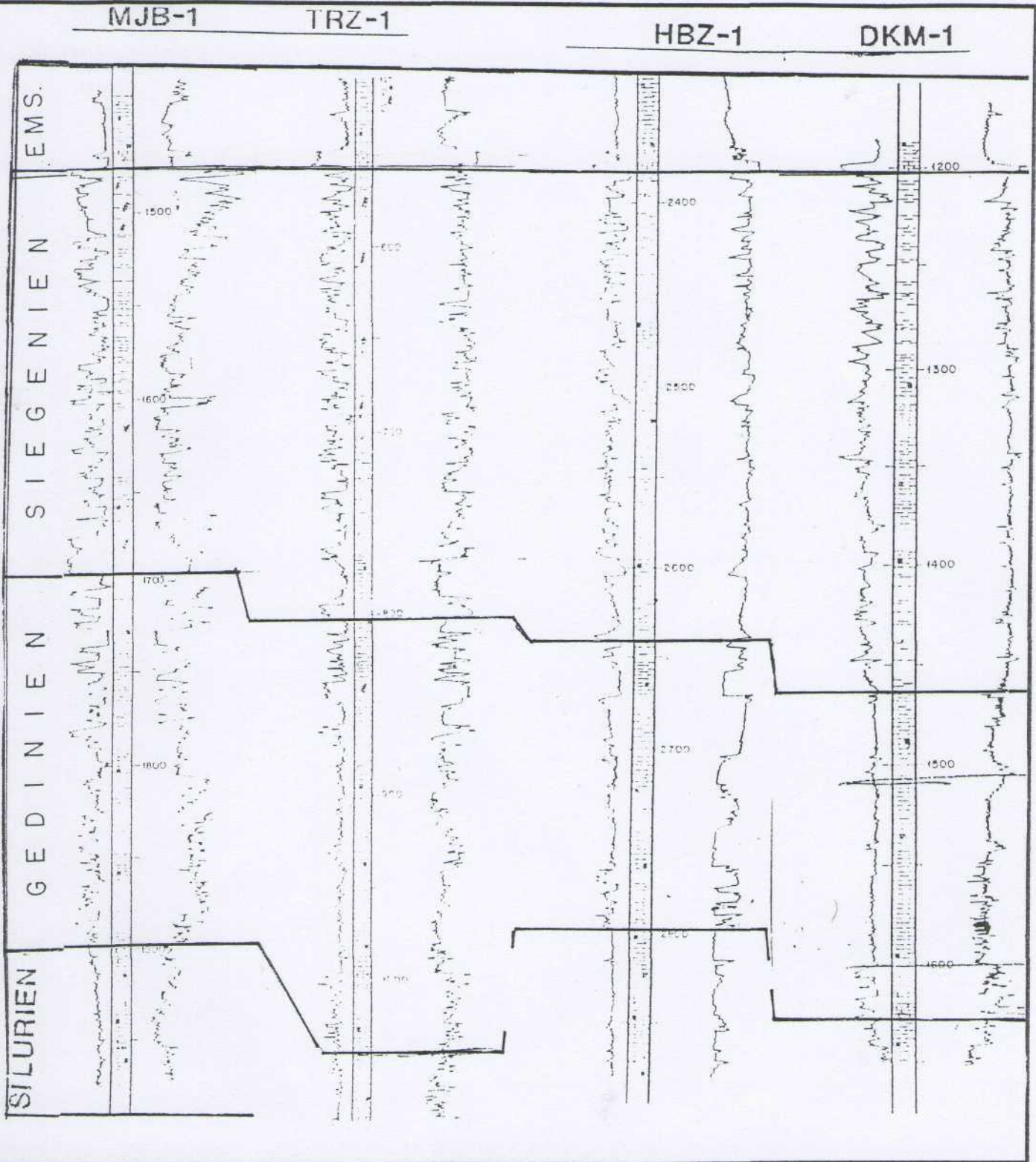


Fig. 31 Exemples de délimitation des étages sur la base des réponses diagaphiques des sondages MJB-1, TRZ-1, HBZ-1 et DKM-1

7. Attribution stratigraphique des cycles eustatiques proposés dans le Siluro - Dévonien.

Comme nous l'avons souligné dans le chapitre précédent, au Sahara, les attributions stratigraphiques ne sont pas choses aisées, et demeurent plus que jamais d'actualité. En plus des six facteurs cités précédemment dans ce chapitre, justifiant ainsi les difficultés rencontrées pour une meilleure maîtrise de la datation s'ajoutent le mauvais choix de subdivisions lithostratigraphiques, dont la référence essentielle demeure les critères purement lithologiques. Des études palynologiques furent effectuées à l'échelle de toute la plateforme saharienne dans des terrains d'âges connus.

YAPAUDJAN ET JARDINE (1968) LANZONI ET MAGLOIRE ont défini des zonations palynologiques et proposé une échelle de référence, (Fig. 32). Celle-ci comprend, entre autres, les zones indexées suivantes:

- Zone indexée " G " d'âge Silurien
- Zone indexée " H " marque le passage Silurien-Dévonien
- Zone indexée " I " détermine le Lochkovien
- Zone indexée " J " est d'âge Pragien
- Zone indexée " K " est d'âge Emsien

Les résultats des études palynologiques des puits ODTH-1, TEG-1 pour le bassin de Timimoun et HMn-1, SMh-1 pour le bassin de l'Ahnet d'une part, et l'étude sur les Goniatites réalisée par A. Moussine-Pouchkine (IN J. BERTRAND - SARFATI ET AL., 1977) d'autre part, combinés aux règles d'interprétation de la présente méthode d'approche eustatique par le GR, nous ont permis d'aboutir à une proposition d'attribution stratigraphique.

L'ensemble des treize cycles eustatiques identifiés à travers le découpage électroséquentiel sont ainsi compris dans la mégaséquence communément appelée Siluro-Dévonienne qui a un âge allant du Silurien terminal au Couvinien.

Deux rapports d'analyses palynologiques respectivement des sondages ODTH-1 et TEG-1, (Rapport DLCH n° 405/9.2020 pour ODTH-1 et n° 7352 pour TEG-1) nous serviront de référence biostratigraphique pour le calage des cycles issus du découpage électroséquentiel, avec la Charte de Ross & Ross. (Fig. 33).

Les auteurs de ces rapports signalent dans leur conclusion l'existence d'une certaine imprécision du découpage palynostratigraphique, due probablement à l'absence de carottes, donc recours exclusif aux cuttings. Ces mêmes conclusions précisent que la discordance hercynienne n'a pu être suivie.

Ces avertissements nous ont permis d'aborder le problème en y apportant les réajustements nécessaires. Cela est surtout vrai pour les concordances des côtes, où nous relevons des différences. Elles sont probablement dues aux incertitudes de mesure des profondeurs déduites du temps de remontée des cuttings en surface, d'où naissances d'écarts importants entre les profondeurs réelles et les profondeurs déduites à partir d'abaques ou de formules empiriques de chantier.

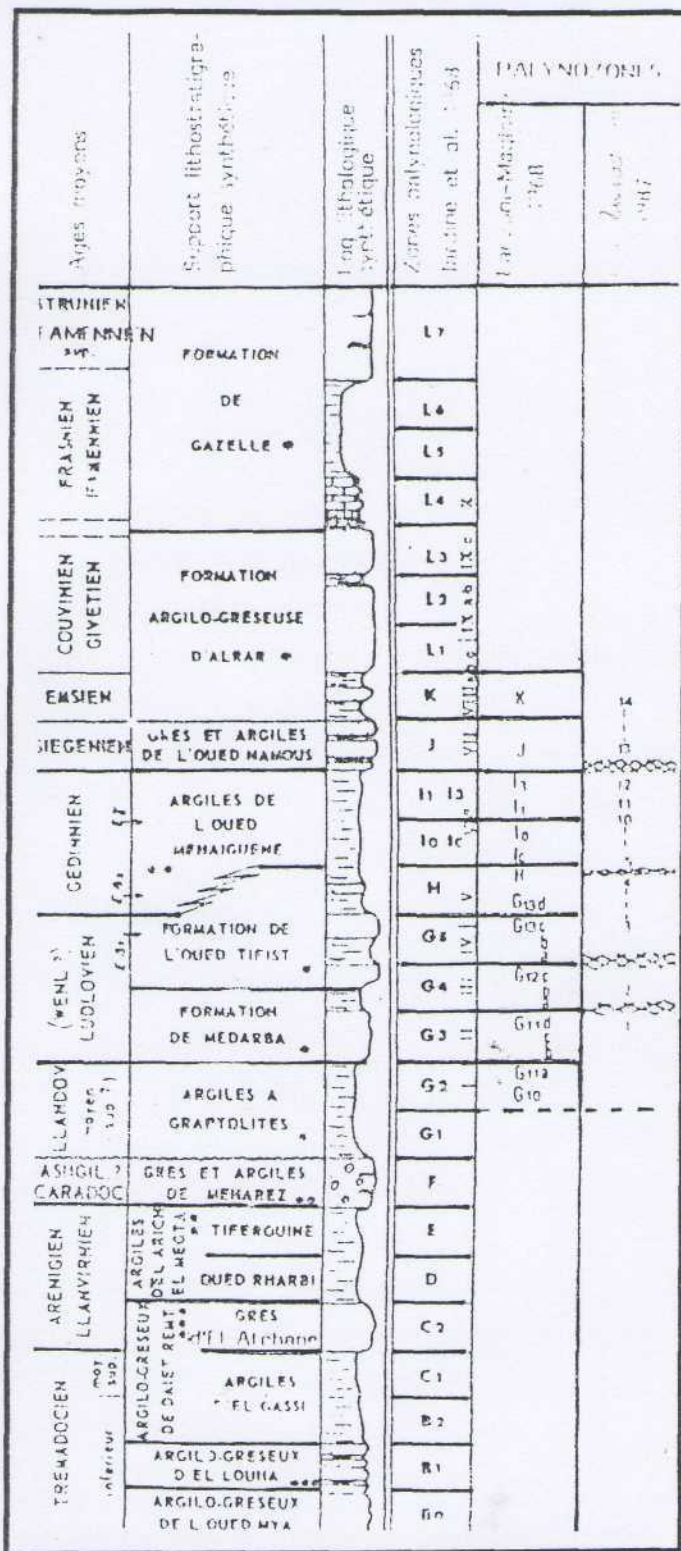


Fig. 32 Zonations palynologiques du Dévonien, Silurien et Ordovicien au Sahara algérien. (d'après S.Jardiné et al., 1968; Lanzoni-Magloire, 1968; Kh.Boumendjel, 1987).

- * Bassin d'Illizi
- ** Grand Erg Occidental
- *** Grand Erg Oriental

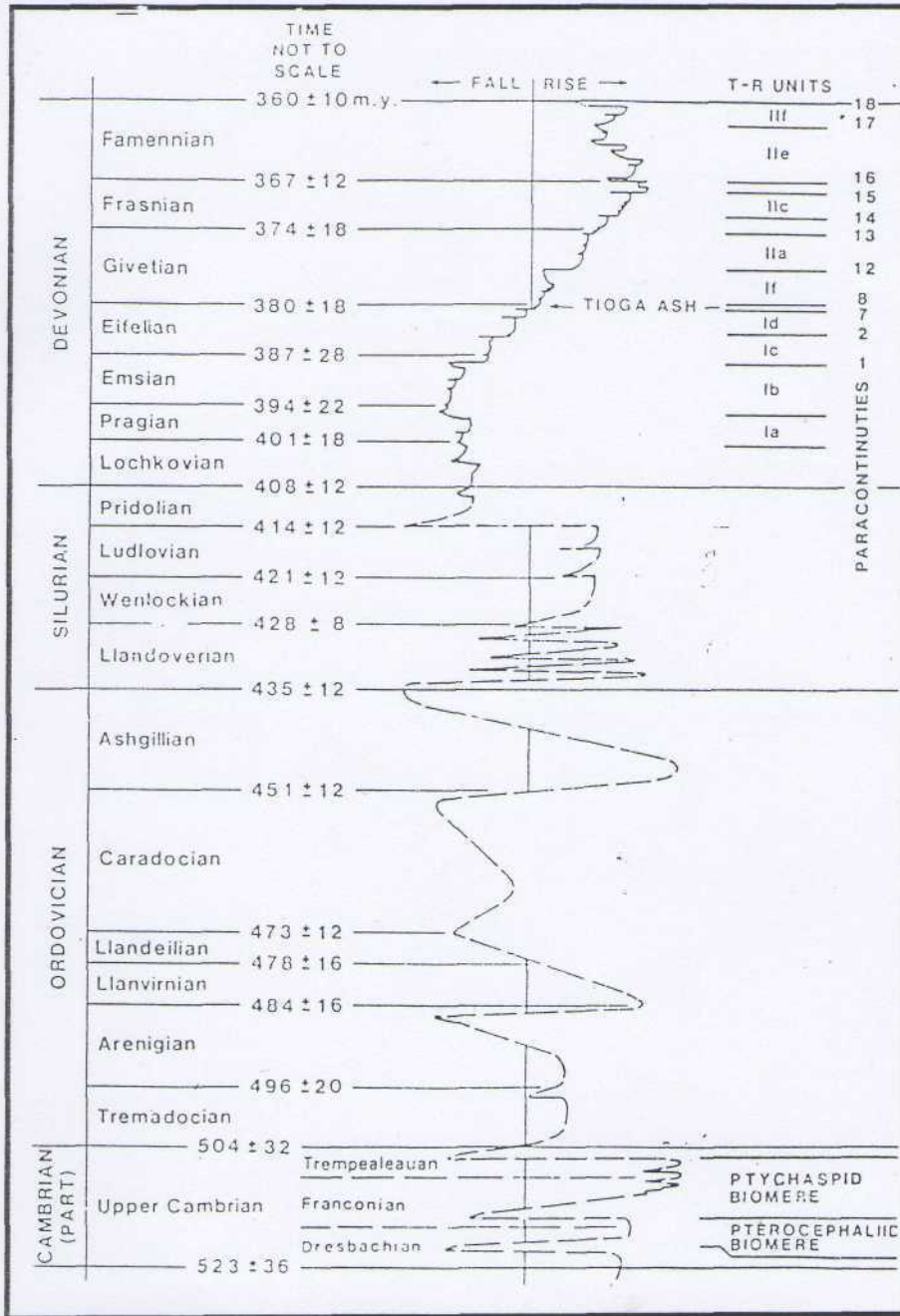


Fig. 33a Charte de Ross & Ross

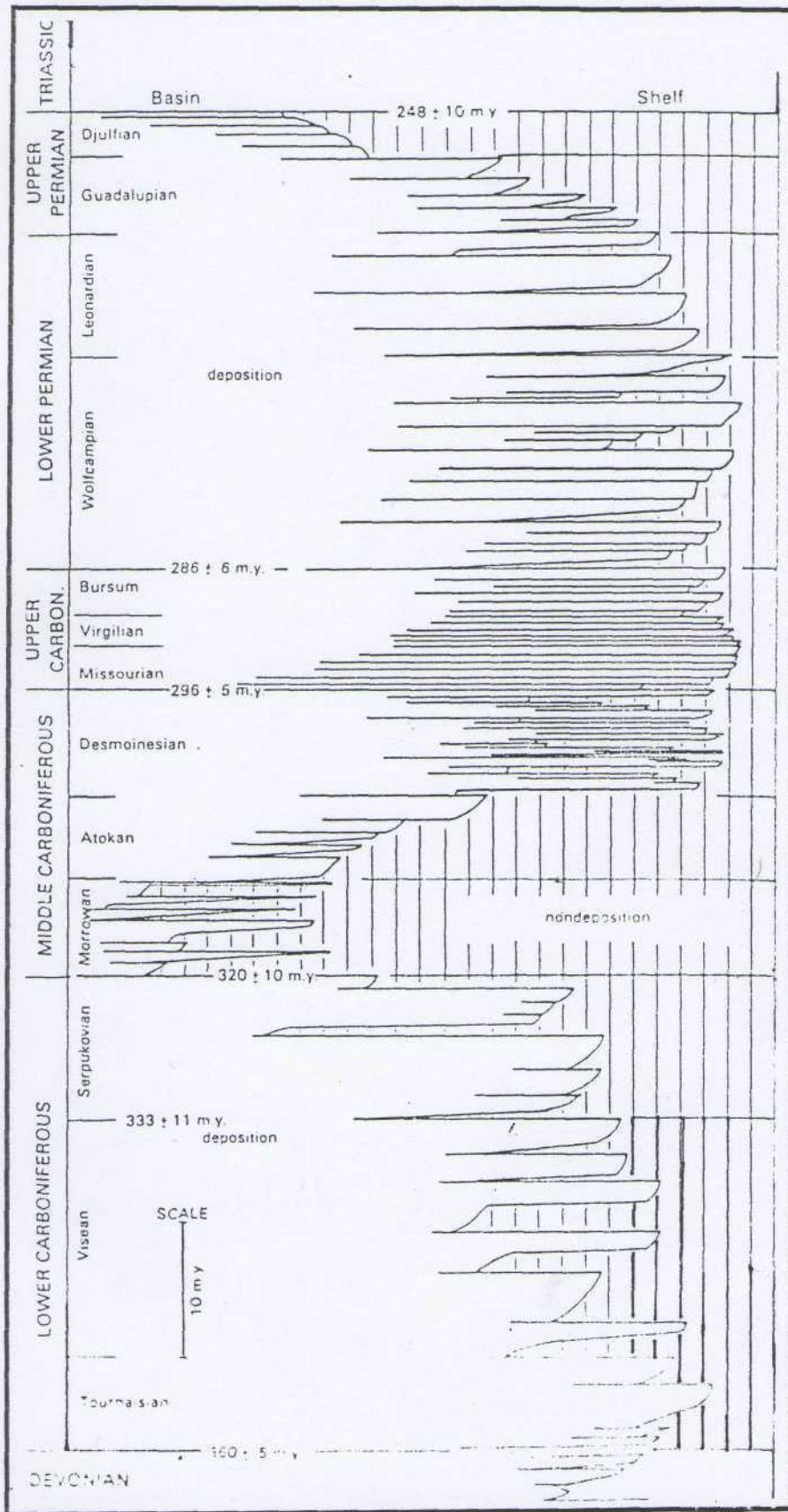


Fig. 33b Charte de Ross & Ross

Les associations des cortèges sédimentaires en ensembles caractéristiques de cycles eustatiques sont corrélés à partir d'un repère stratigraphique, ici le Couvinien (Eifélien), avec la charte eustatique de Ross & Ross. La loi de porosité nécessaire pour la décompaction, des séries est déduite du sonic. Les paléo-bathymétries, proche de zéro, sont estimées d'après des critères sédimentologiques. Les résultats présentés (Fig. 34) montrent une réelle correspondance avec la Charte de Ross & Ross, après avoir tenu compte du facteur "côte" de rencontre des palynozones.

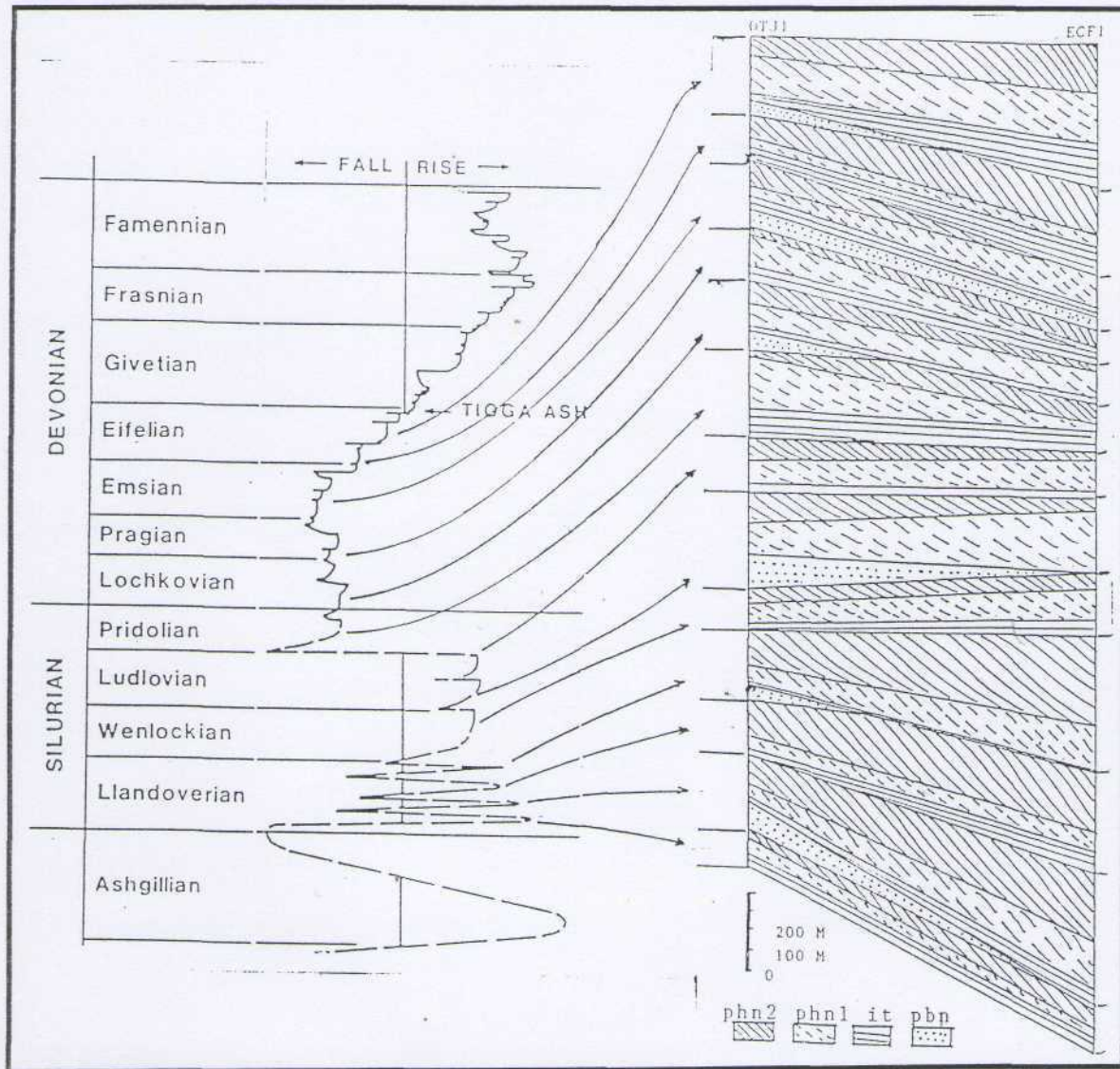


Fig. 34 *Attributions stratigraphiques par comparaison avec la Charte de Ross & Ross.*

Un autre critère conforte notre proposition d'attribution stratigraphique avancé dans la présentation de cette méthode est celui qui consiste à procéder à la correspondance lorsque le repère stratigraphique n'est pas disponible. Cette correspondance, nous le rappelons, se fait sur la base de la durée des cycles eustatiques si la subsidence ne varie pas sur des périodes supérieures à celle des cycles eustatiques court terme. Cette condition nécessaire est remplie et nous a permis d'éprouver ce cas d'étude présent. Il y a concordance totale.

II. IDENTIFICATION ET DESCRIPTION DES CYCLES EUSTATIQUES ET DES CORTEGES SEDIMENTAIRES

1. Les unités électroséquentielles reconnues.

1.1 Introduction

Nous basant sur les règles de décryptage du signal du GR, fondée sur la théorie de l'approche de l'eustatisme par l'apport GR, 13 cycles eustatiques accompagnés de leur cortèges sédimentaires, ont été reconnus sur l'ensemble du territoire étudié. Les cycles et les prismes de l'ensemble du territoire étudié sont regroupés et présentés séparément dans ce paragraphe. Le but de ce plan de présentation est d'une part, de montrer que sur l'ensemble du territoire d'étude tous les cycles sont omniprésents, et qui comprennent d'une manière générale, tous les prismes de base, à savoir:

- l'intervalle transgressif IT
- le prisme de haut niveau marin de type I PHN1
- le prisme de haut niveau marin de type 2 PHN2
- le prisme de bordure de plate - forme PBP n'est rencontré qu'épisodiquement.

et d'autre part, de décrire les cycles et cortèges sédimentaires (voire chapitre: "**Description des cycles**")

Nous ne présenterons dans ce chapitre - sous forme de tableaux, les produits de notre analyse (découpage électroséquentiel et interprétation diagraphique) que les sondages du profil I, sur les cinquante deux traités, et implantés sur les territoires d'étude (Timimoun et Ahnet), et ceci en raison du nombre important de place que cela occuperait dans ce présent document. Cette restriction n'influera nullement sur la suite de la présentation du travail.

Seuls les sondages de FCH-1 et ODT-1 seront présentés dans ce document. Les analyses des autres sondages du profil I figureront en annexe.



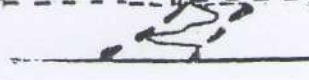
GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+ -	+ -
		Séquence neutre argileuse avec intercalations de calcaire argileux; différenciation lithologique faible	↑	↗
		Séquence en fines alternances d'argiles silteuses et de calcaires argileux Différenciation lithologique faible	↑	↗
		Séq > 0. Diff.lithologique.plus affinée vers le haut	↗	↗

Fig. 33 PUIIS FCH-1

CYCLE 13

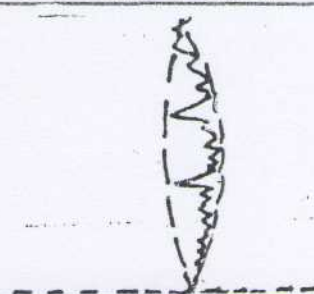



GAMA-RAY API	LITHOLOGIE	EVOLUTION	
		Granulo +	Strato +
0 Ech : 1/500 150			
CORTEGES SEDIMENTAIRES			
	Séquence neutre en fines alternances d'argile silteuse et de gres tres fins, avec de fines passes de calcaire argileux. Différenciation lithologique faible.	↑	↖
	Séquence neutre .Alternances gres argiles. Diff. Lithologique. faible.	↑	↖
	Seq. >0. Fort enrichissement en argile. Diff. Litho. faible.	↗	↗
	Séq. neutre .Alternances gres argile.	↑	↗

Fig. 34 PUIIS FCH-1

CYCLE 12




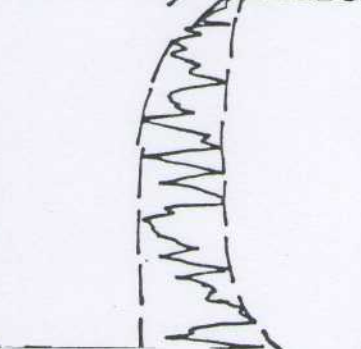








GAMA- RAY API	LITHOLOGIE	EVOLUTION	
		Granulo	Strato
0 Ech : 1/500 150			
CORTEGES SEDIMENTAIRES			
	Séquence négative, grès dominant de bas en haut au depend des argiles .Differentiation lithologique faible..		
	Séquence neutre, en grosses alternances d'argiles et de gres. Differentiation lithologique bonne meilleure vers le haut.		
	Seq.neutre .Differentiation lithologique faible, plus affirmée vers le haut.		
	Séq. neutre en alternance greso-argileuse.		

Fig. 37 PUIITS FCH-1 CYCLE 09



GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+ -	+ -
	<p>Séquence neutre en alternances greso-argileuses.</p> <p>Differenciacion lithologique bonne, meilleure vers le haut.</p>	↑	↗	
	<p>Séquence neutre, en grosses alternances greso-argileuses. Differenciacion lithologique bonne.</p>	↑	↗	
	<p>Seq.>0. fort enrichissement en argile. Differenciacion lithologique faible plus affirmée vers le haut.</p>	↗	↗	
	<p>Sequence neutre en alternances greso-argileuses. Differenciacion lithologique faible.</p>	↑	↖	

Fig. 38 PUIITS FCH-1

CYCLE 08


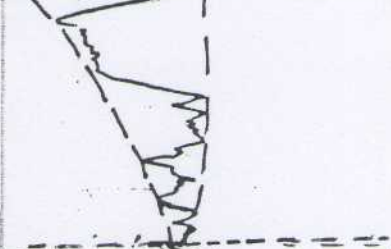

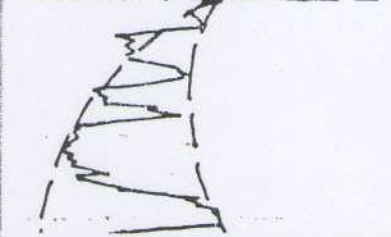
GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-
		Séquence <0. Gres dominant de bas en haut au depend des argiles.	←	→
		Séquence neutre, en grosses alternances de gres et d'argiles. Differentiation lithologique faible , meilleure vers le haut.	↑	↖
		Seq.>0. Differentiation lithologique faible ,plus affinée vers le haut.	↗	↗
		Séq. neutre ,engrosses alternances de gres et d'argiles. Differentiation lithologique de moins en moins bonne vers le haut.	↑	↖

Fig. 39 PUIIS FCH-1

CYCLE 07

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo +	Strato +
CORTEGES SEDIMENTAIRES				
		Séquence neutre en grosses alternances de gres et d'argiles. Differentiation lithologique bonne.	↑	↗
		Séquence neutre, en alternances de gres et d'argiles. Differentiation lithologique faible.	↑	↗
		Seq. > 0. Differentiation lithologique plus affirmée vers le haut.	↗	↗
		Séq. neutre en alternances argilo-greseuses . Differentiation lithologique de moins en moins bonne vers le haut.	↑	↖

Fig. 40 PUIFS FCH-1

CYCLE N°06




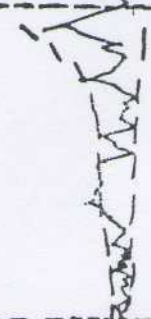








GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	+
		Séquence négative. Gres dominant de bas en haut au depend des argiles. Differentiation lithologique faible.		
		Séquence neutre, en alternances de gres et d'argile silteuse. Differentiation lithologique faible, meilleurs vers le haut.		
		Séquence positive. Differentiation lithologique faible, plus affinée vers le haut. Fort enrichissement en argile.		
		Séquence neutre en grosses alternances greso-argileuse. Differentiation lithologique de moins en moins bonne vers le haut.		

Fig. 41 PUIITS FCH-1

CYCLE 05

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-
		<p>Séquence neutre en fines alternances de gres fins et d'argiles silteuses feuilletées. Differentiation lithologique faible.</p>	↑	↑
		<p>Séquence neutre, en alternances de gres et d'argiles. Differentiation lithologique faible.</p>	↑	↗
		<p>Seq.>0. Differentiation lithologique plus affirmée vers le haut..</p>	↗	↗

Fig. 42 PUIS FCH-1

CYCLE 04

GAMA-RAY 0 Ech : 1/500	API 150	LITHOLOGIE	EVOLUTION	
			Granulo +	Strato +
		<p>Séquence neutre. Alternances d'argiles indurées, silteuses, micacées et de siltstones avec intercalations de calcaires.</p>	↑	↗
		<p>Séquence neutre, en alternance d'argiles et de gres fins. Differentiation lithologique meilleure vers le haut.</p>	↑	↑
		<p>Seq. >0. substitution fort enrichissement en argile vers le haut.</p>	↗	↗
		<p>Séq. neutre en grosses alternances d'argiles et de gres. Differentiation lithologique faible.</p>	↑	↗

Fig. 43 PUIFS FCH-1

CYCLE 03

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	+
		<p>Séquence neutre en alternances d'argiles silteuses micacées, parfois carbonatées de sil et gres fins.</p>	↑	↖
		<p>Séquence neutre. Alternance de gres et d'argile. Differentiation lithologique faible.</p>	↑	↖
		<p>Seq. >0. Differentiation lithologique plus affirmée vers le haut.</p>	↗	↗
		<p>Séq. neutre. Alternances de gres fins et d'argiles silteuses.</p>	↑	↗

Fig. 44 PUIITS FCH-1

CYCLE 02




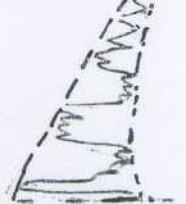
GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo + -	Strato + -
CORTEGES SEDIMENTAIRES				
		Séquence neutre . Alternance de gres et d'argile. Differentiation lithologique faible.	↑	↗
		Séquence neutre, en alternances de gres et d'argiles . Intercalations de silts et de calcaires.	↑	↖
		Seq.>0. Differentiation lithologique plus affirmée vers le haut. Fort enrichissement en argiles.	↗	↗
		Sequence neutre en alternances greso-argileuses .Differentiation lithologique de moins en moins bonne vers le haut.	↗	↗

Fig. 45 PUIIS FCH-1 CYCLE 01


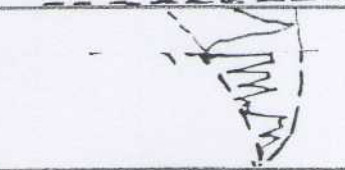


GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-
		Séquence négative , argile dominant de gres fins. Differentiation lithologique faible.	↙	↙
		Séquence neutre, argile dominant. Differentiation lithologique faible .	↑	↗
		Seq.>0 de calcaire a la base.	↗	↑
		Sequene neutre en fines alternance greso-argileuses. Differentiation lithologique faible.	↑	↙

Fig. 46 PUIIS ODTH - 1 CYCLE 13



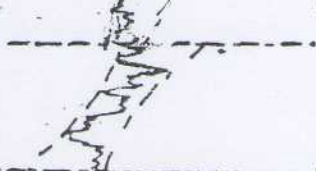

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-
		Séquence neutre en grosses alternances d'argiles et de gres fins ou moyens. Différenciation lithologique faible, meilleure vers le haut.	↑	↖
		Séquence neutre, en grosses alternances d'argiles et de gres fin a grossier. Différenciation lithologique bonne, meilleure vers le haut.	↑	↑
		Séquence positive. fort enrichissement en argile vers le haut, Différenciation plus affirmée vers le haut.	↗	↗
		Séquence neutre en grosses alternances greso-argileuse. Différenciation lithologique, moins bonne vers le haut.	↑	↗

Fig. 47 PUIIS ODTI-I

CYCLE 12

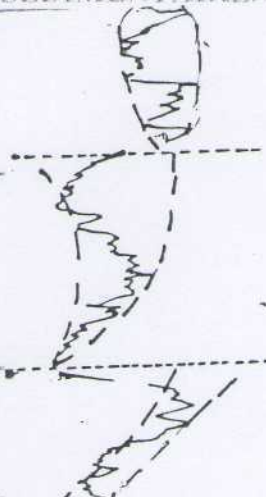
GAMA-RAY API 0 Ech : 1/500 150	LITHOLOGIE	EVOLUTION	
		Granulo -	Strato +
		<p>CORTEGES SEDIMENTAIRES</p> 	<p>Séquence neutre, argiles dominant de bas vers le haut au depend des gres. Differentiation lithologique faible.</p>
<p>Séquence neutre, alternances d'argile et de gres. Differentiation lithologique bonne.</p>	<p>↑</p>	<p>↑</p>	
<p>Séquence positive fort enrichissement en argile vers le haut.</p>	<p>↗</p>	<p>↑</p>	

Fig. 48 PUIIS ODTI - 1 CYCLE 11

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo -	Strato +
CORTEGES SEDIMENTAIRES				
	<p>Séquence négative alternances d'argile et de gres des argiles .Differenciation lithologique bonne.</p>	↙	↑	
	<p>Séquence neutre, en grosses alternance d'argile et de gres . Differenciation lithologique, meilleure vers le haut.</p>	↑	↑	
	<p>Seq.>0.Diff. Litho. plus affirmée vers le haut</p>	↗	↑	
	<p>Séq. neutre en grosses alternances greso-argileuse. Differenciation lithologique de moins en moins vers le haut.</p>	↑	↗	

Fig. 49 PUIIS OPTH - 1 CYCLE 10

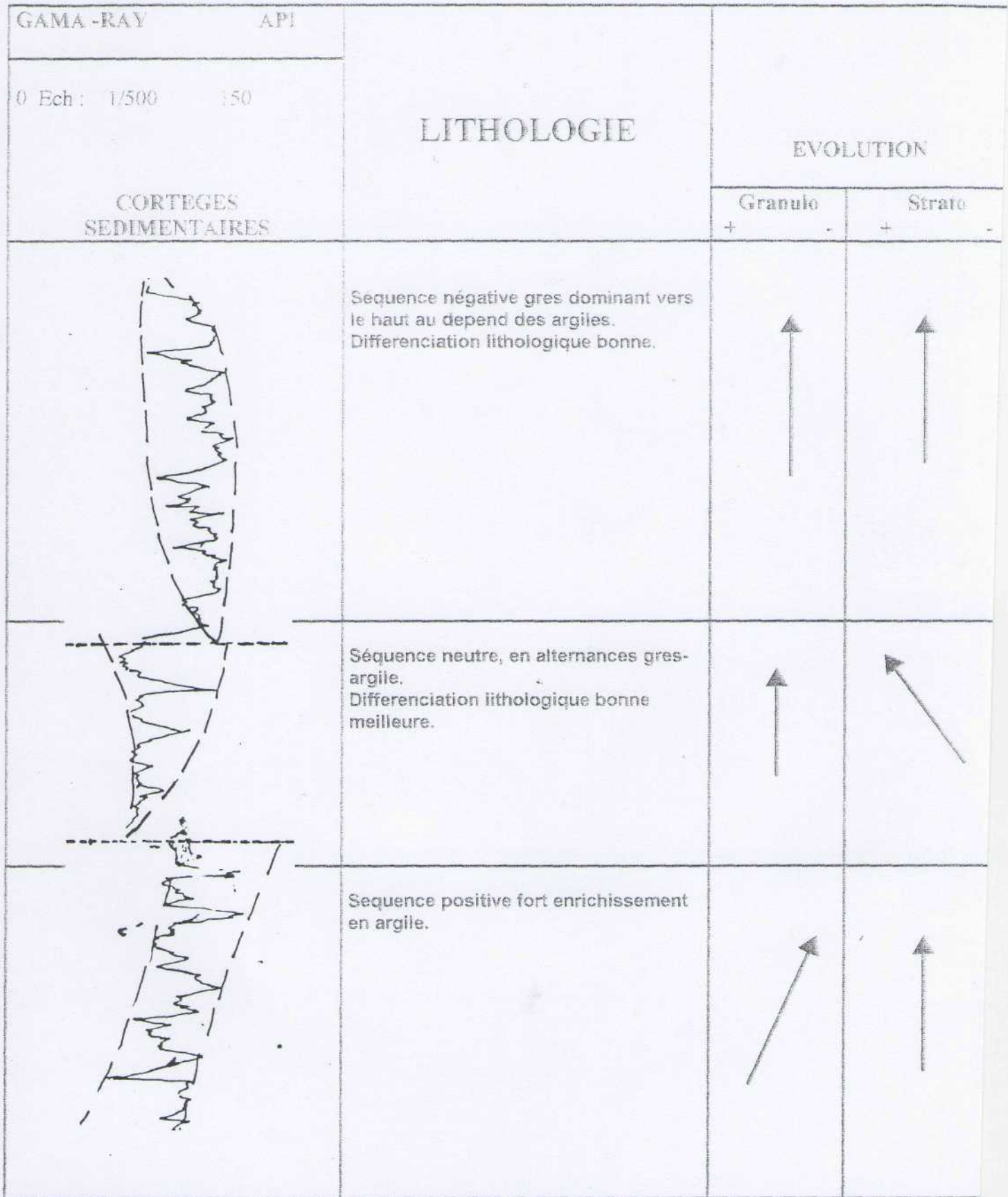


Fig.50 PUIIS ODTI - 1

CYCLE 09

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+ -	+ -
		Séquence neutre alternances de gres et d'argile. Différenciation lithologique faible.	↑	↗
		Séquence neutre, en grosses alternances de gres et d'argile. Différenciation lithologique moins bonne vers le haut.	↑	↑
		Séquence positive. Différenciation lithologique bonne et plus argileuse vers le haut.	↗	↗
		Séquence neutre en grosses alternances de gres et différenciation lithologique moins bonne vers le haut.	↑	↗

Fig. 51 PUIIS ODTI - 1 CYCLE 08


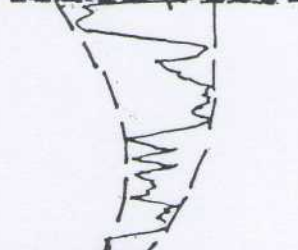
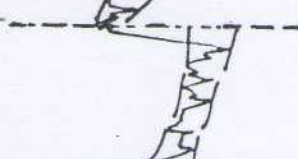
GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-
		Séquence en minces alternances grès-argiles. Différenciation lithologique faible.	←	←
		Séquence neutre, en grosses alternances de grès et d'argile. Différenciation lithologique bonne meilleure vers le haut.	↗	↗
		Séquence positive fort enrichissement en argile. Différenciation lithologique faible.	↗	↑

Fig. 52 PUIIS ODTI - 1

CYCLE 07

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo +	Strato -
<p>CORTEGES SEDIMENTAIRES</p>		<p>Séquence neutre. Alternance d'argiles et de gres. Bonne différenciation lithologique.</p>	↑	↖
		<p>Séquence neutre en grosses alternances d'argile et de gres. Différenciation lithologique faible, meilleure vers le bas.</p>	↑	↖
		<p>Seq. > 0. Faible diff. litho. enrichissement e argile</p>	↗	↑
		<p>Séquence neutre.</p>	↑	↖

Fig. 54 PUIIS ODH - 1

CYCLE 05

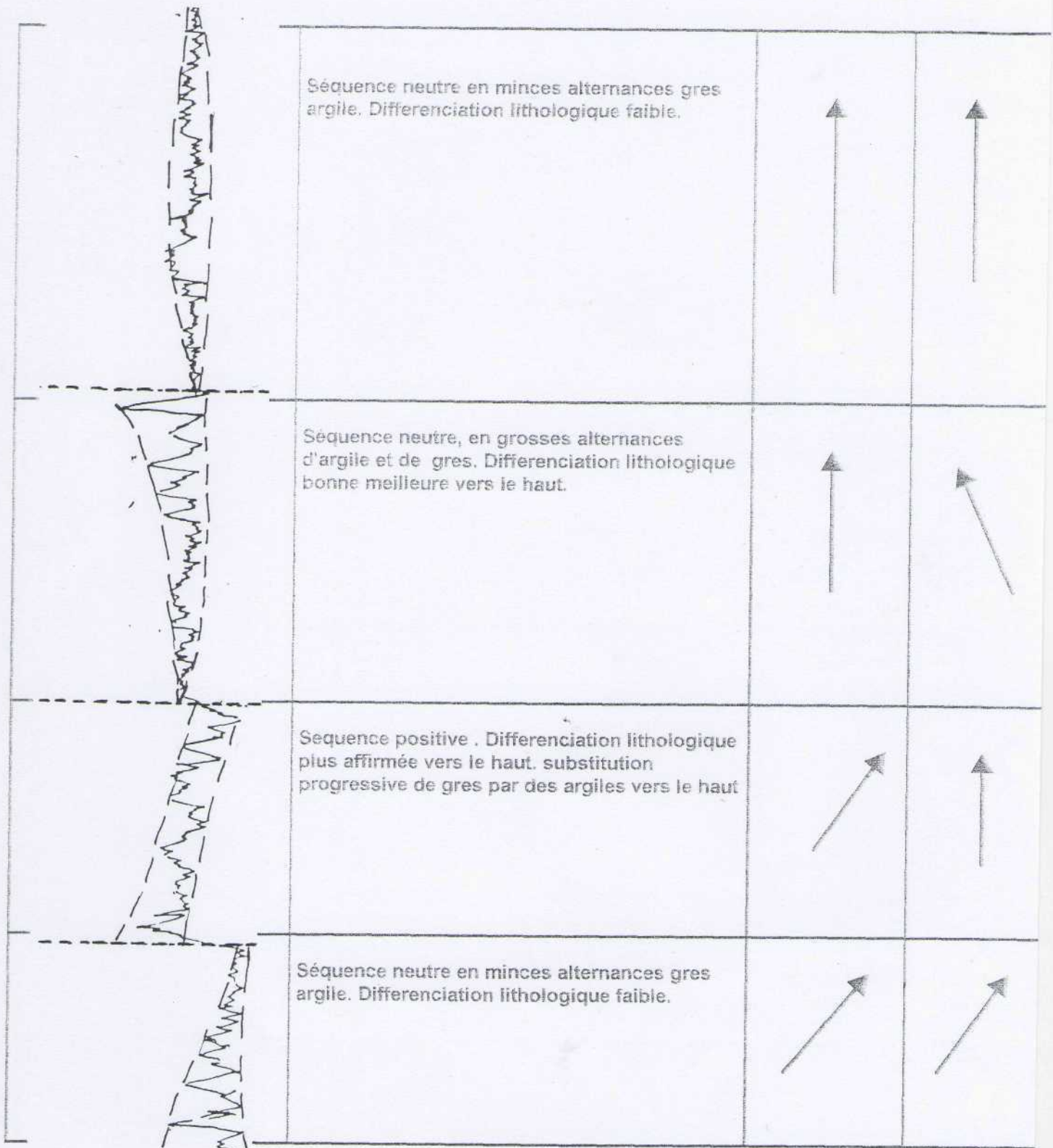


Fig. 55 PUIITS ODT-1

CYCLE 04

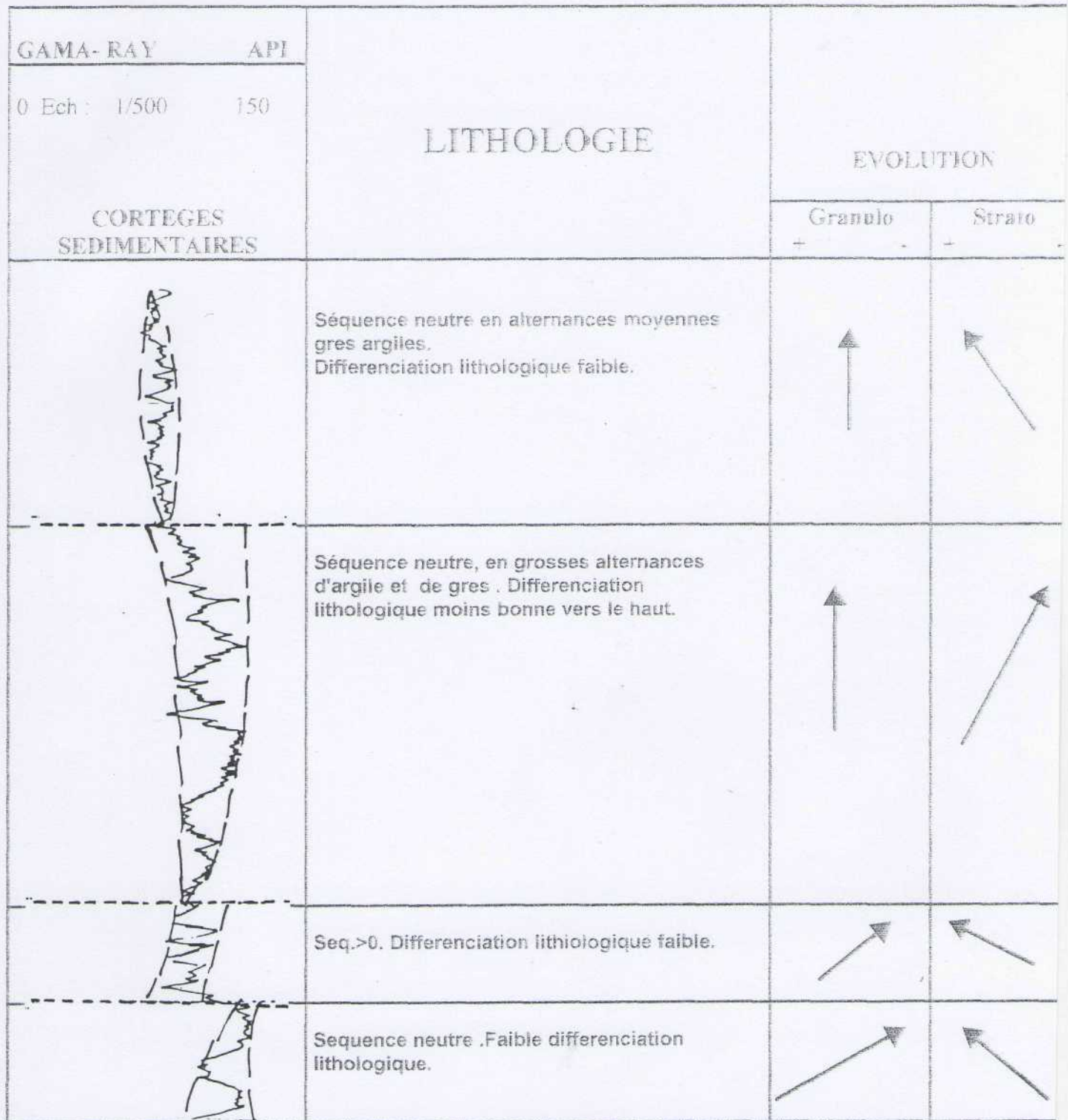


Fig. 56 PUIIS ODTI - 1 CYCLE 03


GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES				
	<p>Séquence neutre , en alternances de gres-argiles. Faible différenciation lithologique. Séquence neutre , en minces alternances de gres et d'argiles. Différenciation lithologique Séquence positive. Enrichissement en argile vers le haut.</p>	↙	↗	
	<p>Séquence neutre. Argile avec fines passées de calcaire. Faible différenciation lithologique.</p>	↙	↗	
	<p>Séquence positive. fort enrichissement en argile vrs le haut . Faible différenciation lithologique.</p>	↗	↗	
	<p>Séq. neutre . Argile avec intercalation .Différenciation lithologique bonne.</p>	↑	↑	

Fig. 57 PUITES ODTM - 1 CYCLE 02

GAMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech 1/500	150		Granulo +	Strato +
CORTEGES SEDIMENTAIRES				
		Séquence neutre en fines alternances gres-argiles moyennes vers le haut. Bonne différenciation lithologique meilleure vers le haut.	↑	↗
		Séquence neutre, en alternance moyenne gres-argile. bonne différenciation lithologique.	↑	↖
		Séquence positive . Faible différenciation lithologique	↗	↑
		Séquence neutre . Bonne différenciation lithologique.	↑	↖

Fig. 58 PUIIS ODTH - 1 CYCLE 01

2. Description des cycles eustatiques des prismes sédimentaires

2.1 Introduction

Des difficultés et des incertitudes peuvent surgir si l'on axe les corrélations diagraphiques sur des repères plus ou moins ponctuels. Nous n'avons pas eu à résoudre ces problèmes, car la méthode utilisée pour la définition des cortèges sédimentaires obéit à une technique de décryptage où l'amalgame est exclu. Ces quelques lignes résumant le premier critère de corrélation. Le deuxième critère est intégralement rempli, car les 13 cycles eustatiques sont rencontrés sur tous les puits, à travers tout le territoire étudié. Le sondage OTJ- 1 qui se trouve dans le bassin de l'Ahnet, en comptabilise également 13 cycles, à l'instar des autres sondages du même bassin.

2.2 Analyse des profils de corrélation

Quatre profils de corrélation sont ainsi réalisés :

Profil I : FCH-1; ODT-1; ZRF-1; KB-2; TEG-1 et OTJ-1

Profil II : DKM-1 et FCH-1

Profil III : DKM-1; KB-2 et TEG-1

Profil IV : HBZ-1 et AFF-1



Parmi les sondages, certains se trouvent à la limite, voire même à l'extérieur du bassin de Timimoun, dans les bassins voisins (Ahnet, Mouydir et Oued Namous). Le but de cette extension est d'une part, de montrer les changements de faciès et des épaisseurs, au delà même du bassin d'étude et, d'autre part, de proposer une référence stratigraphique du découpage réalisé.

2.2.1 Cycle I

Ce cycle est identifié sur l'ensemble des territoires étudiés (Timimoun et Ahnet). (Fig. 60). Par rapport aux autres sondages du profil I, l'épaisseur maximale de ce cycle est enregistrée sur le puits KB - 2, (154 m), et dans une moindre mesure, HASSI BEL-GUEZZA-1, (HBZ-1), situé à la limite Nord - Ouest du bassin avec 131 m et SEBKHET-EL-MELAH -1, (SMH-1), puits situé dans l'Ahnet central avec 123 m caractérisent les plus grandes épaisseurs propres à ce cycle. L'épaisseur minimale s'observe à OTJ-1 (41 m). Tous les cortèges sédimentaires (systems tracts) sont présents.

Le prisme de bordure de plateforme, (PBP), est présent sur tous les sondages du profil I, à l'exception des puits TEG-1 et OTJ-1.

Les épaisseurs diminuent sensiblement du Nord au Sud depuis FCH-1 (20 m), jusqu'au sondage ZRF-1, (10 m), puis augmente subitement à kb-2, (41 m), pour disparaître totalement ensuite.

A quelques exceptions près, l'intervalle transgressif, IT et tel qu'observé sur tous les sondages, se singularise par de courts épisodes, se matérialisant ainsi par des épaisseurs relativement faibles par rapport aux autres cortèges sédimentaires. Sur ce profil, son épaisseur moyenne est de 16 m. Il connaît cependant une valeur maximale de 37 m sur KB-2, et minimale (10 m) sur le sondage OTJ-1.

Le prisme de haut niveau de type 1, "PHN1" présente des épaisseurs de l'ordre de 18 m en moyenne. En les comparant de près, on notera la tendance "sinusoïdale" décrite par l'alternance des faibles et des fortes valeurs propres à ce "system-tract". Elle est toutefois moins accentuée que celle du niveau supérieur (PHN2).

L'épaisseur maximale est notée à kb-2 (35 m), et le minimum se trouve sur les puits de TEGUENTOUR-1 (TEG-1), avec 15 m. La comparaison des épaisseurs montre des variations rapides et une juxtaposition de fortes et de faibles valeurs.

Le prisme de haut niveau de type 2 "PHN2" avec une épaisseur moyenne de 19 m sur l'ensemble de ce profil, se singularise par des épaisseurs importantes sur les puits OUED - TELHA-1, (ODTH-1) et KRECHBA-2 (kb-2), 41 m. La même observation concernant les variations peut être faite également pour le PHN1. Les faciès sont essentiellement argileux et ce, sur l'ensemble des cortèges sédimentaires composant ce cycle.

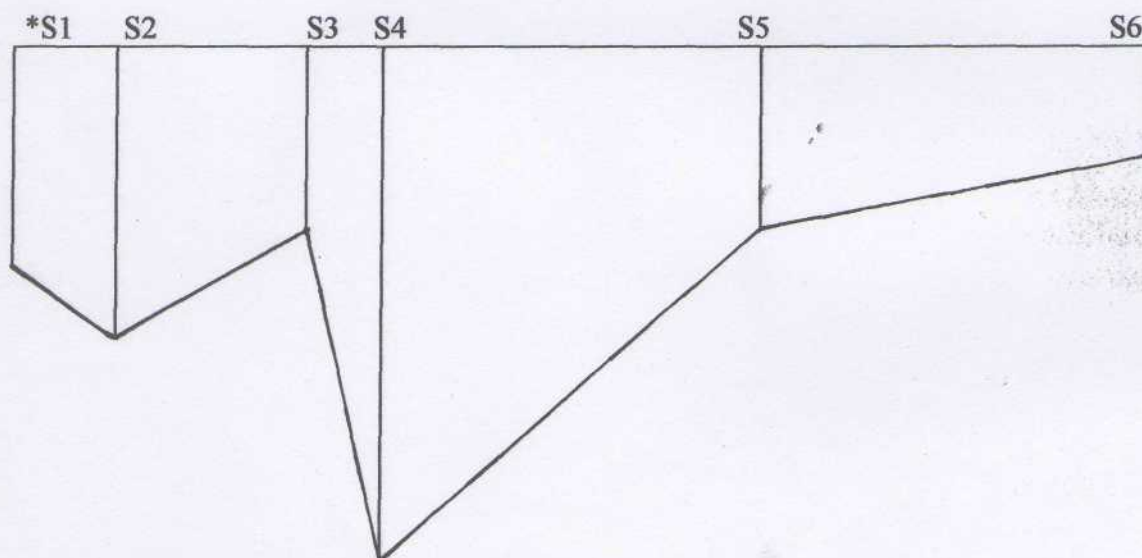


Fig. 60 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODTH-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.2 CYCLE 2.

Ce cycle bien développé sur l'ensemble de ce profil I présente une épaisseur moyenne de 90 m. (Fig. 61).

C'est dans le sondage ODTH-1 que l'épaisseur est maximale (132), alors que le puits TEG-1 enregistre la plus faible épaisseur (48 m).

Du Nord, de FCH-1 vers le Sud, on remarque là, également une juxtaposition de fortes et faibles épaisseurs sur tout ce profil.

Le PBP présent, décroît du Nord au Sud, 37 m en FCH-1 à 12 m sur ZRF-1. Il est absent dans les sondages KB-2 et TEG-1, il réapparaît dans OTJ-1 qui, rappelons-le, se trouve dans le bassin de l'Ahnet avec une épaisseur de 25 m.

L'IT, exceptionnellement est caractérisé par une épaisseur importante nullement égalée sur tous les territoires étudiés (31m) Les épaisseurs généralement rencontrées propres à ce cortège sédimentaire sont de l'ordre de 12 à 15 m.

Le PHN1 d'amplitude moyenne de 22 m, tout au long de ce profil se caractérise par une diminution Nord - Sud graduelle des épaisseurs jusqu'au sondage OTJ-1 (de 30 m à 15 m).

Le PHN2: Les épaisseurs propres à ce cortège sédimentaire sont plus élevées que celles du PHN1. Mais on observera la même tendance que celle relevée sur le PHN1. Aussi, ce cycle, présent sur presque tout le profil, montre également des variations d'épaisseur, parfois rapides suggérant la persistance d'une paléogéographie contrastée.

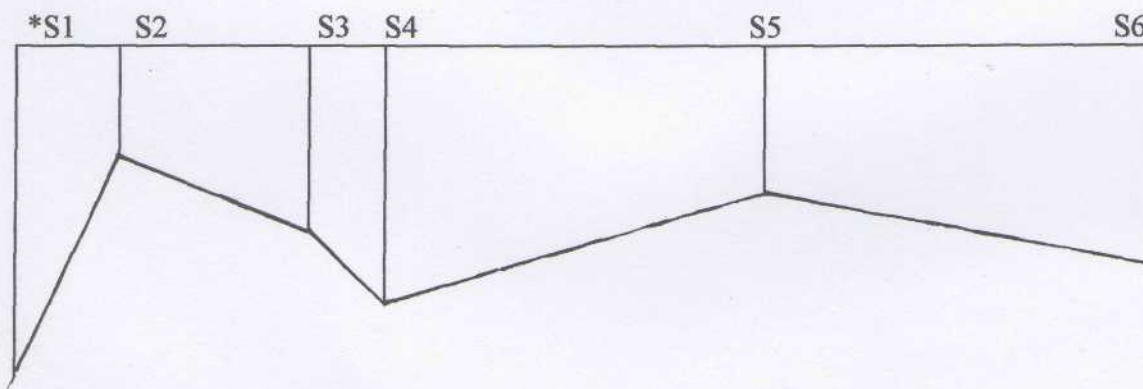


Fig. 61 Profil I : Orienté NS S1, S2, S3, S4, S5, S6
Echelle: 1/ 2500

S1: FCH-1 S2: ODTH-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.3 CYCLE 3.

Du sondage FCH-1 au Nord, avec une épaisseur du cycle eustatique de 120 m (maximum), on remarquera une diminution de ces épaisseurs jusqu'au sondage ZRF-1 avec 45 m (minimale). (Fig. 62).

L'épaisseur double subitement à KB-2 et restera presque constante sur cette deuxième portion du profil.

Le PBP, avec de faibles épaisseurs (13 m en moyenne) est présent à FCH-1, OTDH-1 et ZRF-1, mais est relativement bien développé à KB-2 (30 m). Il disparaît à TEG-1 et OTJ-1.

D'une épaisseur moyenne de 13 m, l'IT est présent dans tous les sondages.

Épaisseur maximale à KB-2 : 20 m

Épaisseur minimale à OTJ-1 : 06 m

Le PNH1 est relativement peu développé. Ce système -tract est généralement d'égale puissance sur tout le profil (épaisseur moyenne: 18 m) avec cependant un maximum à OTDH-1 (41 m) et une épaisseur minimale de 8 m à ZRF-1.

Le PNH2 se caractérise par des épaisseurs élevées d'une extrémité du profil (FCH-1), avec 70 m (maximum), à une autre extrémité de ce profil à OTJ-1 avec 55 m. Tandis que les cycles intermédiaires sont d'épaisseurs presque constantes et de l'ordre de 25 m.

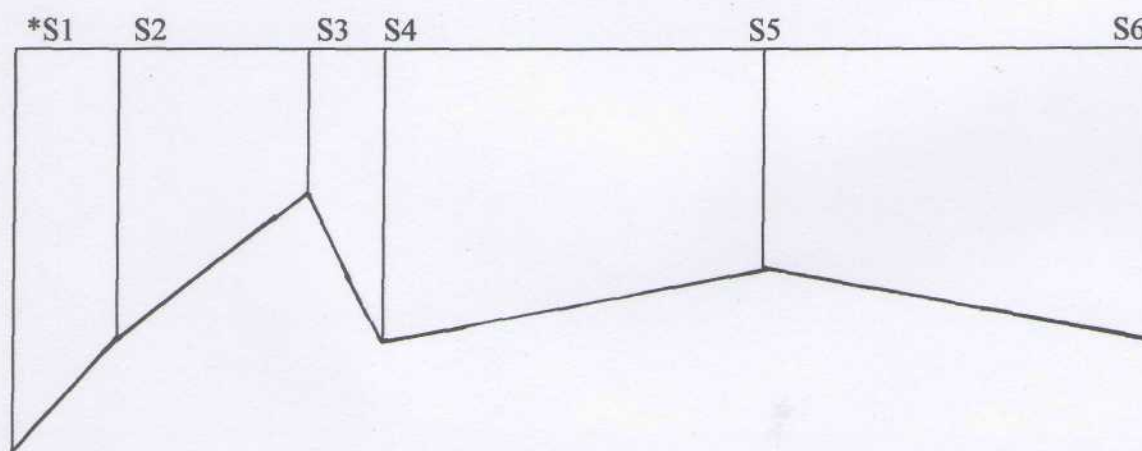


Fig. 62 Profil I: Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/ 2500

S1: FCH-1 S2: ODTN-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.4 CYCLE 4.

Ce cycle est très développé sur le puits FCH-1 (106 m), (Fig 63).

Les épaisseurs s'amincissent cependant du Nord (FCH -1) jusqu'au KB-2 au Sud, où cette épaisseur atteint le minimum (21 m) recensé sur l'ensemble des cycles de ce profil. L'épaisseur de ce cycle se redéveloppe de TEG-1 jusqu'à OTJ-1

Le PBP est absent sur tous les puits à l'exception de OTJ-1 et OTDH-1.

Les épaisseurs de l'IT sont presque partout égales à l'exception de KB-2.

L'épaisseur de PNH1 décroît du Nord (FCH-1) au Sud (KB-2) pour se stabiliser de TEG à OTJ-1.

Le PNH2 est relativement peu développé. Nous remarquerons cependant que les sondages se trouvant aux extrémités du profil, FCH-1 TEG-1 et OTJ-1 enregistrent des épaisseurs deux fois plus élevées (40 m) que celles des puits intermédiaires (20 m en moyenne).

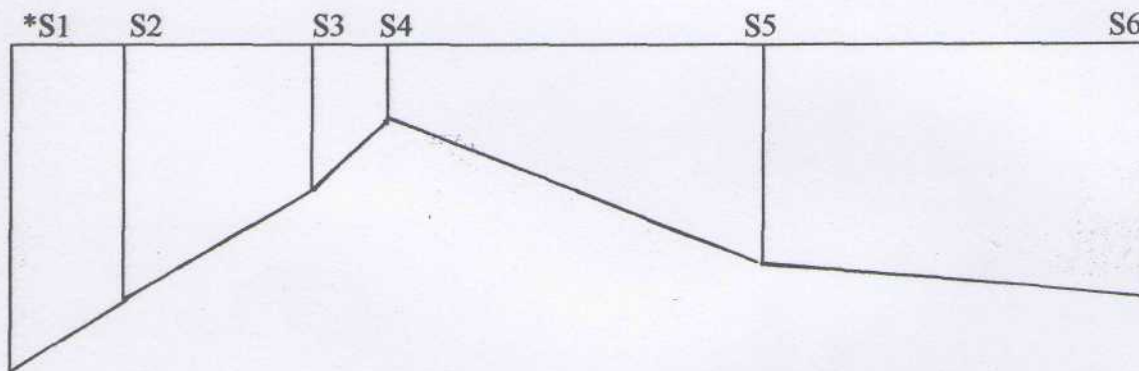


Fig. 63 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)

Echelle: 1/ 2500

S1: FCH-1 S2: ODTH-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.5 CYCLE 5.

Ce cycle est très développé sur les sondages FCH-1 avec 103 m et OTDH-1 (115 m). Les épaisseurs minimales sont localisées sur le sondage ZRF-1, (Fig. 64)

Le PBP est absent sur les sondages OTDH-1, KB-2 et OTJ-1. Ailleurs, il est relativement peu développé avec une épaisseur moyenne de 14 m.

L'IT connaît un développement remarquable sur le puits KB-2 (28 m)

Le PHN1 se caractérise par une épaisseur minimale à ZRF-(9m).

A l'exception d'une épaisseur maximale de 70 m, du PHN2 sur le sondage ODTH-1, on notera une juxtaposition de fortes et faibles valeurs tout au long de ce profil, dont est l'objet ce prisme.

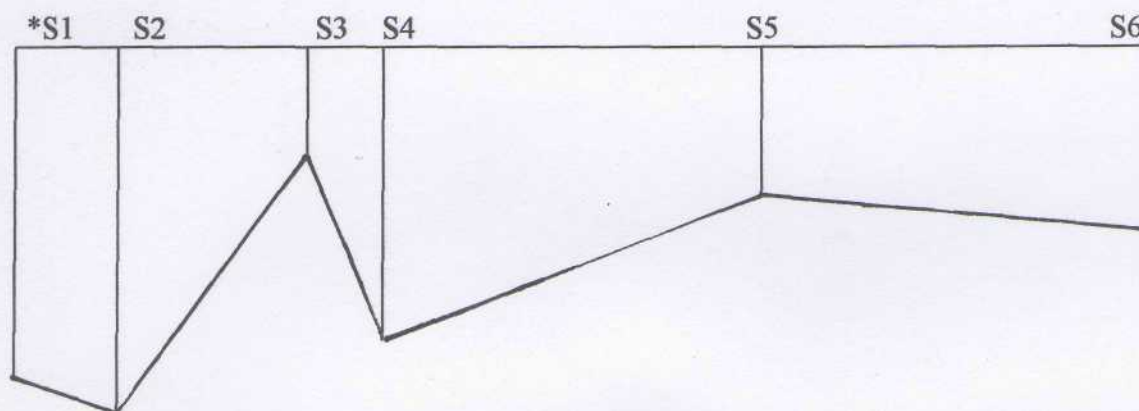


Fig. 64 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODTH-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.6 CYCLE 6.

Les valeurs maximale et minimale sont respectivement relevées sur les sondages FCH-1 (128 m) et le puis ZRF-1 (9 m), au niveau de ce cycle. (Fig. 65).

On observera une diminution graduelle des épaisseurs du Nord au Sud sur ce profil, qui s'estompera à ZRF-1 (33 m) et un redéveloppement brusque sur le sondage KB-2 (97 m). On notera ensuite une légère diminution de cette épaisseur à TEG-1 (65m) et une reprise à OTJ-1 (111 m).

Le **PBP** est seulement présent sur les deux sondages situés aux extrémités de ce profil. (FCH-1 et OTJ-1).

L'**IT** se caractérise par une diminution presque constante de ses épaisseurs du Nord au Sud.

PHN1: A l'exception de "l'anomalie" d'épaisseur constatée sur le sondage ZRF-1, on remarquera une tendance nette à l'enrichissement de ce cortège sédimentaire du Nord au Sud.

PHN2: Ce cortège sédimentaire est l'objet de variations d'épaisseurs alternant de fortes et de faibles valeurs.

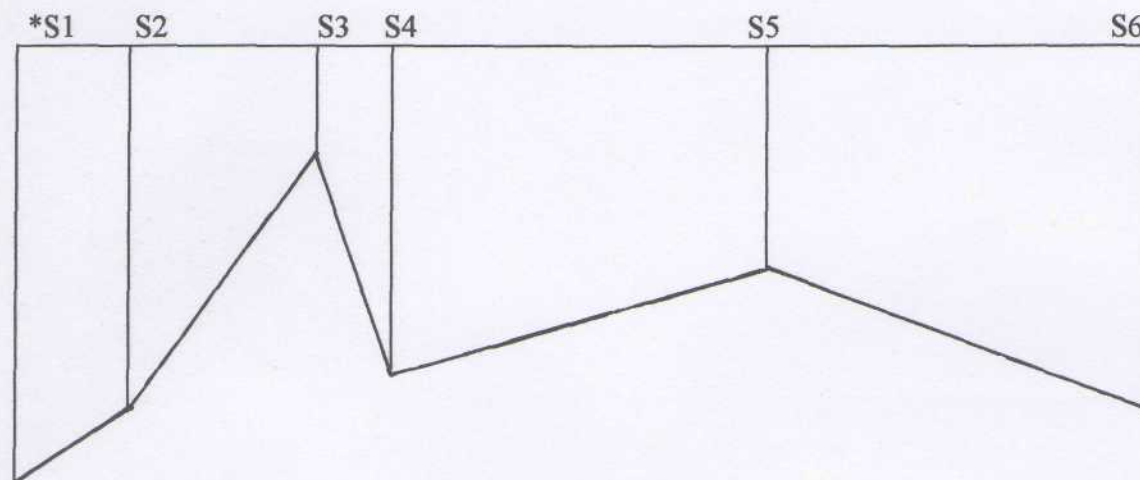


Fig. 65 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODTH-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.7 CYCLE 7.

Ce cycle est caractérisé par des épaisseurs équivalentes dans tous les sondages (60 m en moyenne). On notera une diminution de ces épaisseurs depuis le Nord jusqu'au Sud. (Fig. 66).

Le **PBP** est absent sur les puits OTDH-1 et TEG-1. Son épaisseur diminue au Nord au Sud. Les épaisseurs de l'**IT** sont sensiblement égales sur tous les sondages (11 m en moyenne). On y décelera une légère décroissance orientée Nord-Sud, de 16 m FCH-1 à 8 m dans OTJ-1. Les épaisseurs du **PHN1** diminuent du Nord au Sud.

La tendance de variations des épaisseurs est inversée en ce qui concerne le PHN2 où on remarquera une sensible augmentation des épaisseurs de dépôt propres à ce system-tract du nord au Sud.

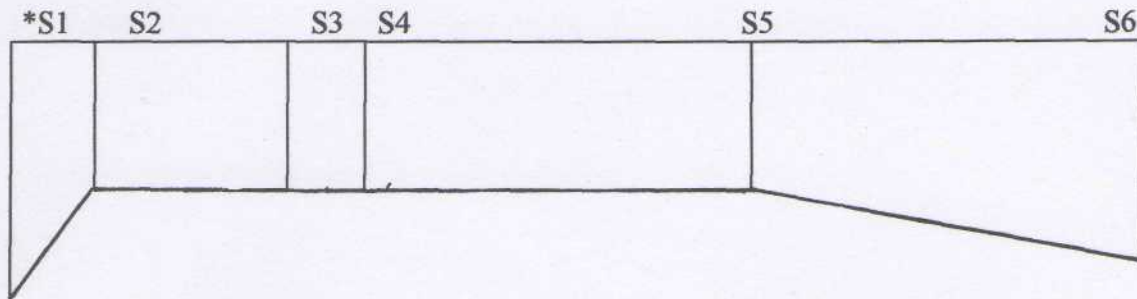


Fig. 66 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODTN-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.8 CYCLE 8. (Fig. 67)

Epaisseur maximale à FCH-1 : 116 m

Epaisseur minimale à ZRF-1 : 35 m

Le **PBP** est absent à ZRF-1, KB-2 et TEG-1. Ses épaisseurs relevées sont presque égales.

L'**TT**, avec une épaisseur moyenne de 15 m, atteint sa plus faible épaisseur enregistrée sur tous les sondages des territoires étudiés (5 m).

Le **PHN1** est bien développé de part et d'autre du profil (31m) par rapport aux épaisseurs des puits intermédiaires (12 m).

Le **PHN2** enregistre une épaisseur maximale de 63 m à FCH-1 et des épaisseurs relativement faibles tout au long du profil dessiné qui sont en moyenne de 19 m.

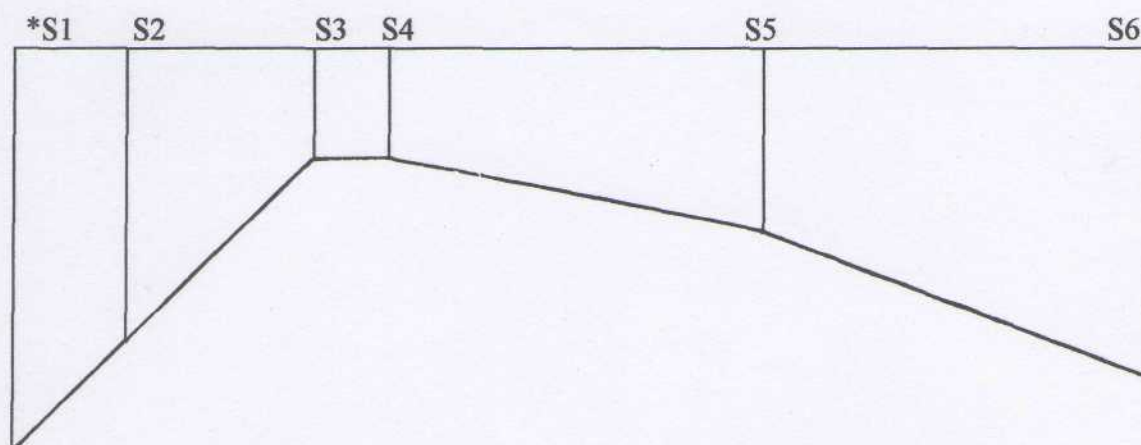


Fig. 67 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODT-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.9 CYCLE 9.

A TEG-1, ce cycle atteint une épaisseur maximale de 130 m.

Partout ailleurs, sur le profil I, les épaisseurs sont nettement plus développées que les autres cycles déjà énumérés. (Fig. 68).

On observera du Nord au Sud une légère déclinaison jusqu'à KB-2, et comme signalé plus haut, augmente à TEG-1 pour chuter de presque la moitié dans le puits OTJ-1 (82 m).

A l'exception du puits ZRF-1, le PBP est présent dans tous les sondages composants ce profil. Hormis l'épaisseur importante constatée dans le sondage TEG-1, ce system-tract est peu développé sur les autres sondages (14 m en moyenne).

L'IT connaît également une relative constance dans les épaisseurs, à l'exception du sondage ZRF-1 (25 m) qui vient rompre cette monotonie dans la variation (6 à 8 m).

Le PHN1 présente des épaisseurs aux extrémités de ce profil plus grandes et d'égales valeurs que celles des puits intermédiaires.

Du sondage FCH-1; 16m, au Nord et, jusqu'au sondage ZRF-1 (40m), les épaisseurs de dépôt du PHN2 augmentent nettement.

Cette tendance se répète sur le deuxième segment de ce profil, de 13m à KB-2 jusqu'à 21m à OTJ-1, mais de manière moins significative.

Dans ce cycle, le prisme PHN1 avec 54 m d'épaisseur est le plus développé.

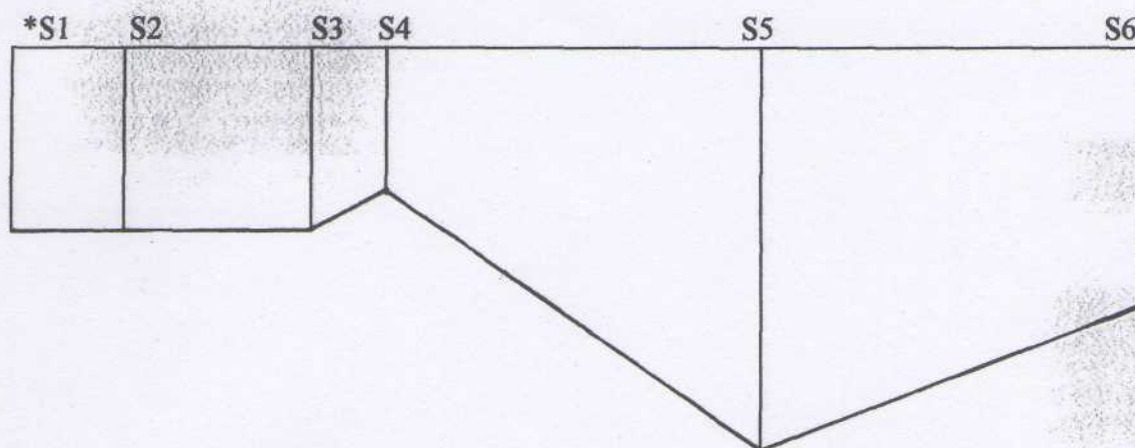


Fig. 68 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODTN-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.10 Cycle 10.

Dans ce cycle, les prismes PHN1 et PHN2 avec 47 m sont les plus développés. (Fig. 69). On constate, toutefois, que ce cycle sur le sondage FCH-1 présente une épaisseur importante (95m). Celle-ci chute de presque la moitié à ODTN-1 (48m), se stabilise à ZRF-1 (43m), augmente sensiblement à KB-2(69m) et fortement à TEG-1(141m) pour décroître à OTJ-1 (79m). Les mesures gradients de variation s'observent en définitive pour tous les cycles.

Le PBP est seulement présent sur trois sondages: FCH-1, KB-2 et TEG-1.

Les épaisseurs de l'IT sont sur ce cycle plus développées et plus constantes, 20 m environ à l'exception du puits KB-2 (08 m).

Les épaisseurs du PHN1 diminuent du Nord au Sud, de FCH-1(30m) à ZRF-1 (08 m). Une augmentation de son épaisseur est notée de KB-2 (16 m) à OTJ-1 (43 m).

A l'exception du sondage TEG-1 (47 m), les épaisseurs propres au PHN2 sur ce profil sont moins développées sur les autres sondages où on évalue une épaisseur moyenne de 17 m.

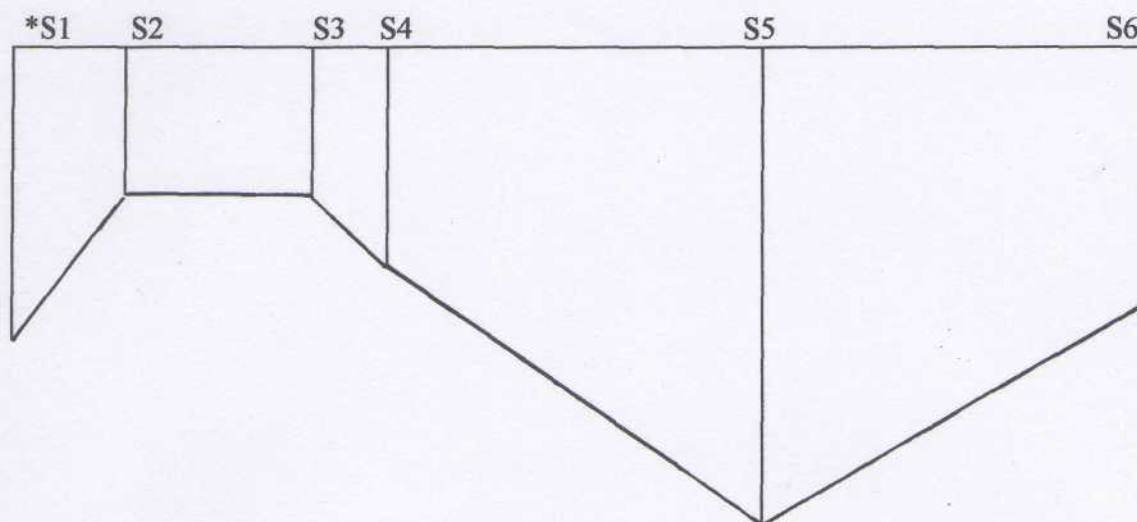


Fig. 69 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODTN-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.11 CYCLE 11. (Fig. 70)

Ce cycle se particularise par rapport aux cycles déjà analysés par la constance des épaisseurs (67 m environ) relevées sur tous les sondages du profil en question à plus ou moins 5 mètres, à l'exception du puits OTJ-1 où ce cycle accuse une élévation de 15m (82 m) qui est l'épaisseur maximale par ailleurs.

Le **PBP** est seulement présent sur les sondages situés aux extrémités du profil FCH-1 (30 m), ODTN-1 (12 m) et OTJ-1 (17 m).

Il n'y a pas de grande variation dans les épaisseurs de l'IT à travers les sondages. 14 metres en moyenne.

Les épaisseurs du PHN1 évoluent progressivement du Nord en FCH-1(9m) jusqu'au Sud en TEG-1(41m) pour décliner brusquement à OTJ-1(17m).

Le **PHN2** n'est pas présent sur le sondage TEG-1. Lacune ?

Trois sondages, ODTN-1, ZRF-1 et OTJ-1, présentent des épaisseurs parfaitement égales: 30 m. Ces valeurs sont alternées par d'autres valeurs d'épaisseurs inférieures de moitié, 17 m à FCH-1 et 15 m à KB-2.

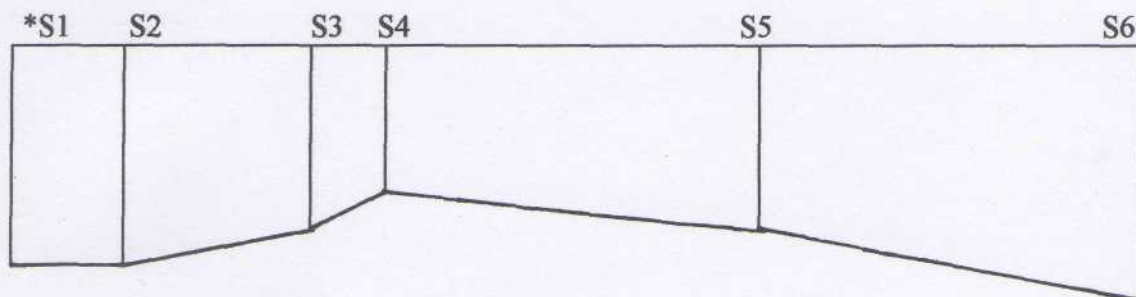


Fig. 70 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODT-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.12 CYCLE 12

Les épaisseurs de ce cycle le long de ce profil sont presque égales FCH-1 (53 m) et OTJ-1 (60 m). (Fig. 71). On notera par contre une nette évolution des épaisseurs du sondage ODT-1 avec 36m jusqu'à TEG-1 (100m).

Le **PBP** n'apparaît que dans 3 sondages : FCH-1 à ZRF-1 et OTJ-1 respectivement de 8, 25 et 12 m d'épaisseur.

Les dépôts de l'IT sont peu développés de par et d'autre du profil 9 m en moyenne. Il est absent au Sud à TEG-1. Avec 45m d'épaisseur.

le PHN1 à TEG-1 se distingue des autres dépôts qui sont de loin moins développés.

Les épaisseurs de PHN2 toujours plus importantes que celles des autres prismes augmentent globalement du Nord au Sud avec un maximum de dépôt à KB-2(65m) pour décroître ensuite sur le sondage TEG-1(55m) et OTJ-1(31m).

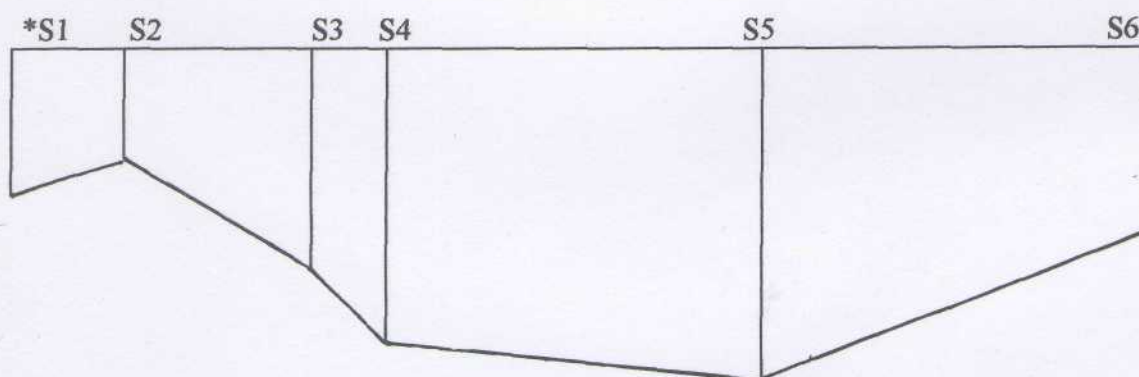


Fig. 71 Profil I : Oriente N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODT-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

2.2.13 CYCLE 13

Le cas de figure rencontré sur le cycle précédent se vérifie grossièrement dans ce cycle au point de vue variation des épaisseurs. (Fig. 72).

Épaisseur maximale: 107 m à TEG-1

Épaisseur minimale: 32 m à ZRF-1

Seuls deux sondages témoignent de la présence du PBP (ODTH-1 et OTJ-1) avec 8 m d'épaisseur en moyenne.

L'IT varie bien timidement le long du profil d'étude.

On remarquera aisément que la tendance évolutive des épaisseurs du PHN1 est bien nette. Elle est toujours orientée Nord-Sud de 25 m d'épaisseur à FCH-1, elle atteint 50 m à OTJ-1.

Cette même tendance est constatée à propos du PHN2, avec cependant une perturbation de cette évolution à l'avant-dernier sondage de ce profil, à TEG-1 (41m), pour diminuer de presque la moitié à OTJ-1 (25m).

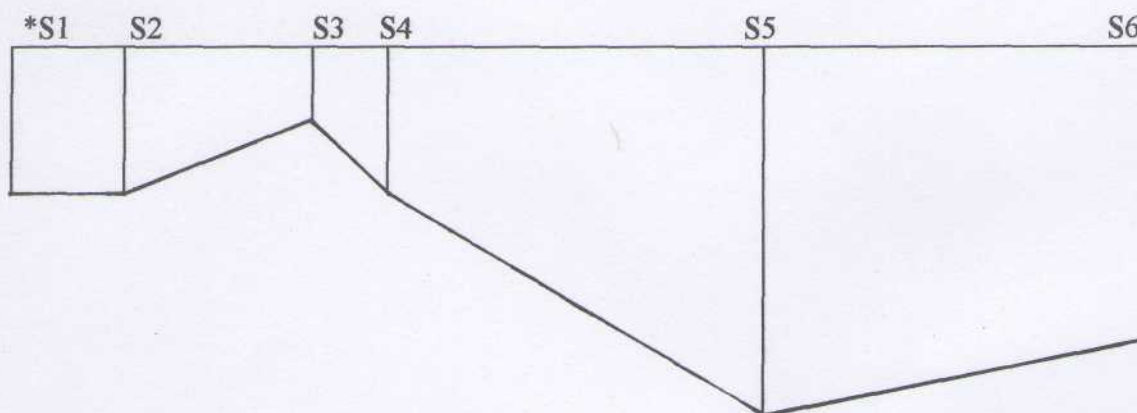


Fig. 72 Profil I : Orienté N.S (S1, S2, S3, S4, S5, S6)
Echelle: 1/2500

S1: FCH-1 S2: ODTH-1 S3: ZRF-1 S4: KB-2 S5: TEG-1 S6: OTJ-1

*S: Sondage

III. ANALYSE DES CARTES EN ISOPAQUES. (DECOMPACTEES)

Dans le but de mieux montrer les évolutions spatiales des épaisseurs de chaque cycle, nous avons élaboré des cartes en isopaques que nous analyserons ci-dessous.

1. Carte[1] en isopaques cumulées des Cycles 2 à 4

Les courbes en isopaque des cycles 2, 3 et 4, montrent que le bassin de Timimoun est divisé en deux blocs-bassins dont la limite passe entre les sondages ZRF-1 et KB-2. (Fig. 73).

On notera également une organisation en dépocentre et zones hautes parallèles et orientés NE-SW. Ils sont séparés par des failles (apparentes entre les puits de ZRF-1 et KB-2). Ce qui correspond à des demi-graben.

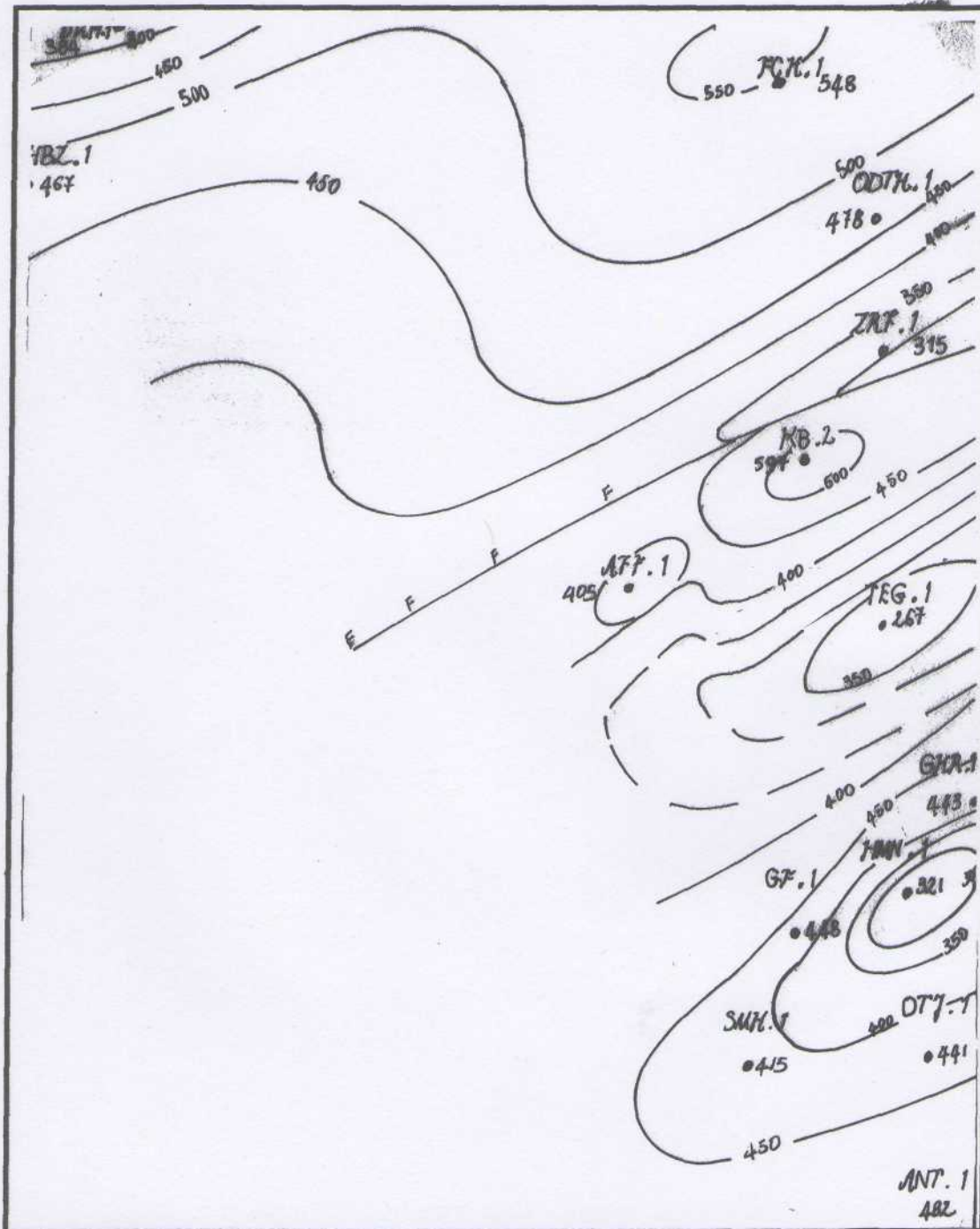


Fig. 73 Carte en isopaque cumulée des cycles 2 à 4.

2. Carte [2] en isopaques cumulees des Cycles 5 à 7. (Fig. 74).

On remarquera que le bassin de Timimoun est toujours subdivisé en deux parties. La séparation est une zone haute centrée sur le sondage de ZRF-1. Les deux dépôcentres au Nord (FCH-1) et au sud (TEG-1), montrent des épaisseurs légèrement différentes. On notera également que la dépression de l'Ahnet est centrée sur

OTJ-1; La zone haute de HMN-1 est mieux individualisée et correspond probablement à une faille normale orientée NE - SW. Les gradients d'épaisseur s'observent en direction du NE dans ces dépôcentres. Les blocs - bassins semblent être toujours inclinés (basculés) vers le NE.

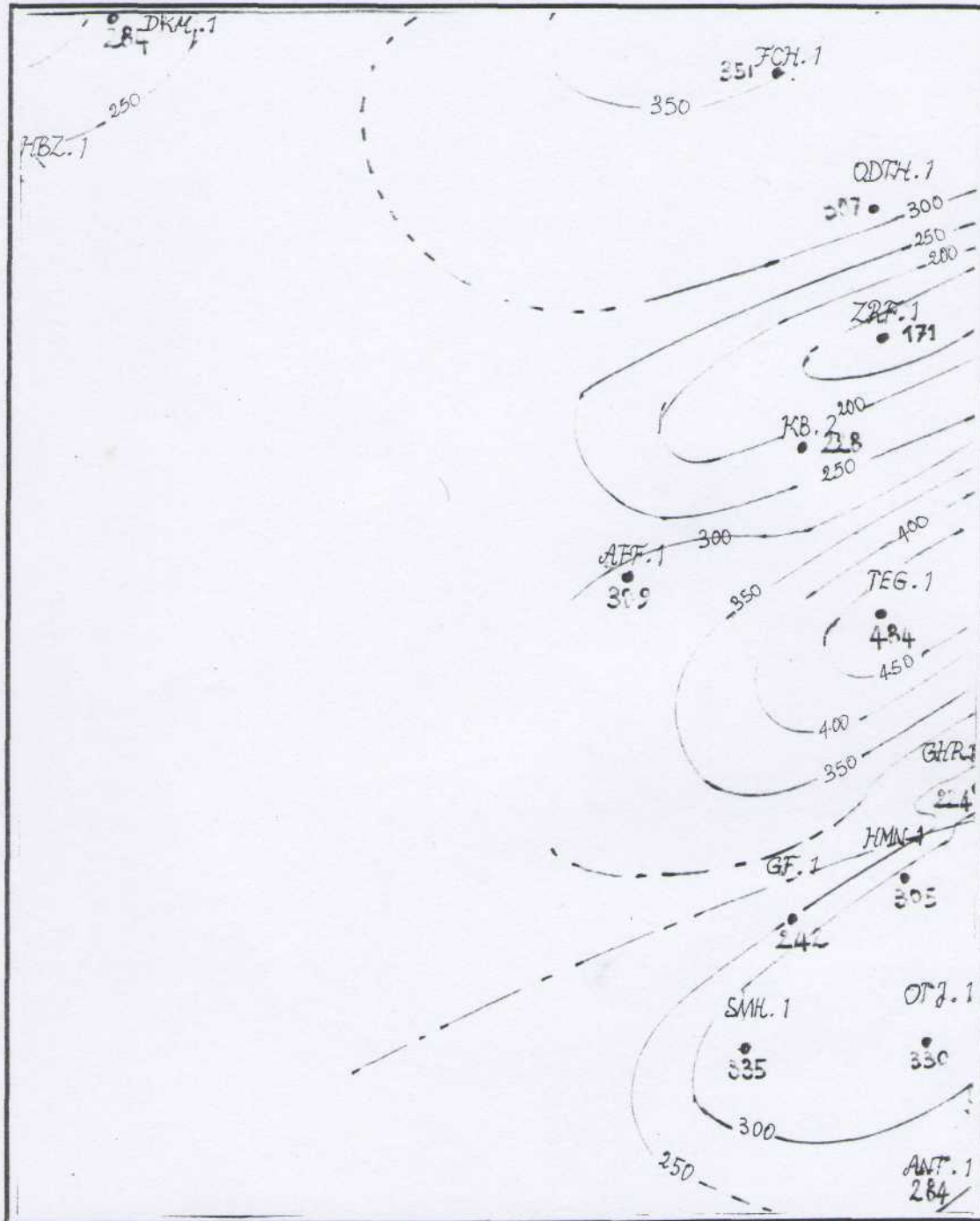


Fig. 74 Carte en isopaque cumulée des cycles 5 à 7.

3. Carte[3] en isopaques cumulées des Cycles 8 à 11 (Fig. 75)

- le dépoctré principal est celui de TEG-1, comme il a été observé sur la carte précédente (II).
- le bassin de l'Ahnet est toujours bien individualisé.
- la partie septentrionale du bassin de Timimoun semble se structurer avec effondrement relatif de la zone de Zerafa qui a jusqu'ici été une zone résistante (haute) tandis que se dessine une autre haute en direction de Oued-telha. Elle est orientée NE-SW. Tout cela semble indiquer un effondrement généralisé vers le Sud et un soulèvement de la partie Nord de la région.

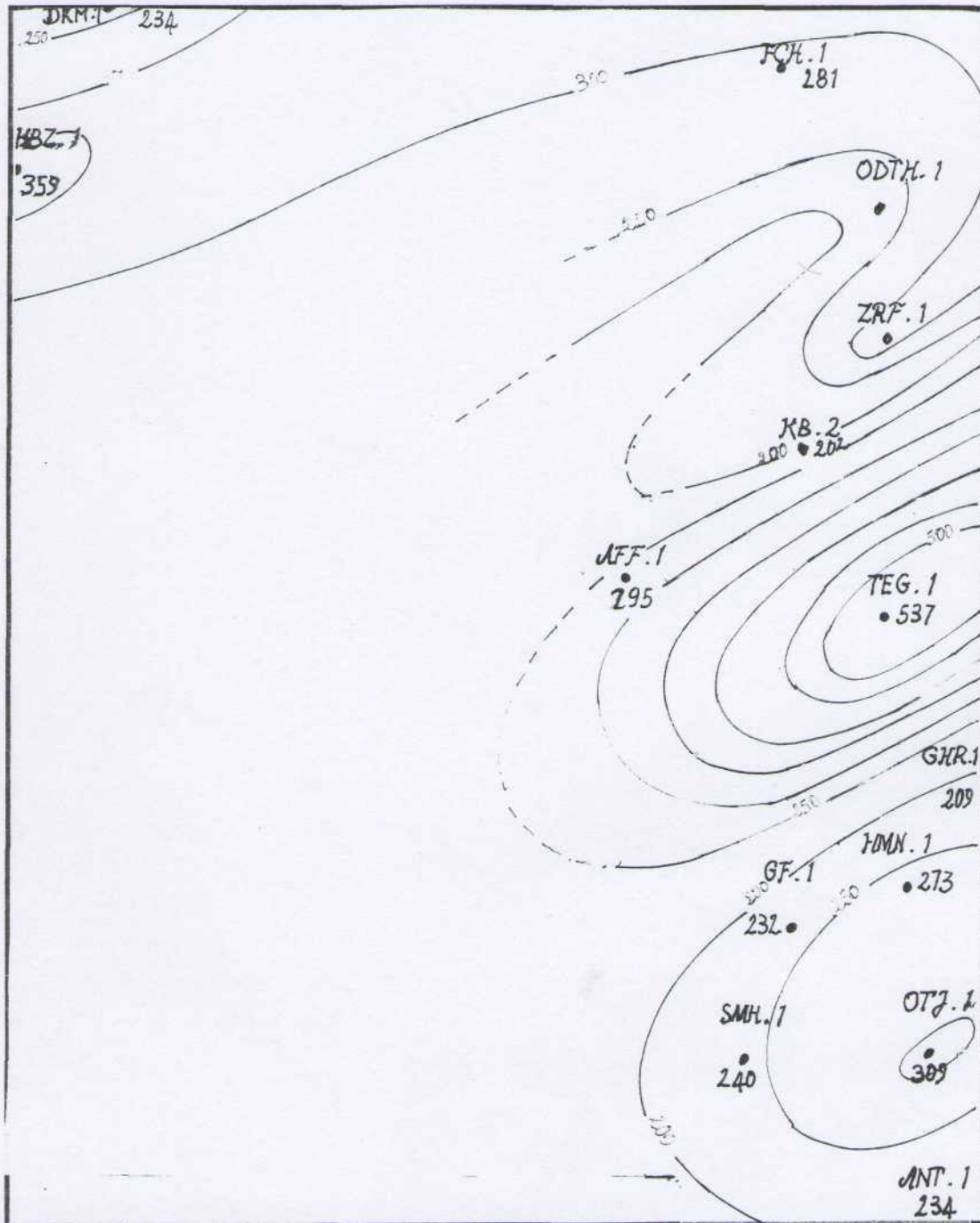


Fig. 75 Carte en isopaque cumulée des cycles 8 à 11

4 Carte [4] en isopaques cumulées des cycles 12 et 13 (Fig. 76).

La distribution des épaisseurs est à peine modifiée. Si ce n'est que l'axe haut passant entre le sondage ZRF-1 et KB-2 redevient actif. Le basculement de toute la région (bassins de Timimoun et de l'Ahnet) s'observe encore.

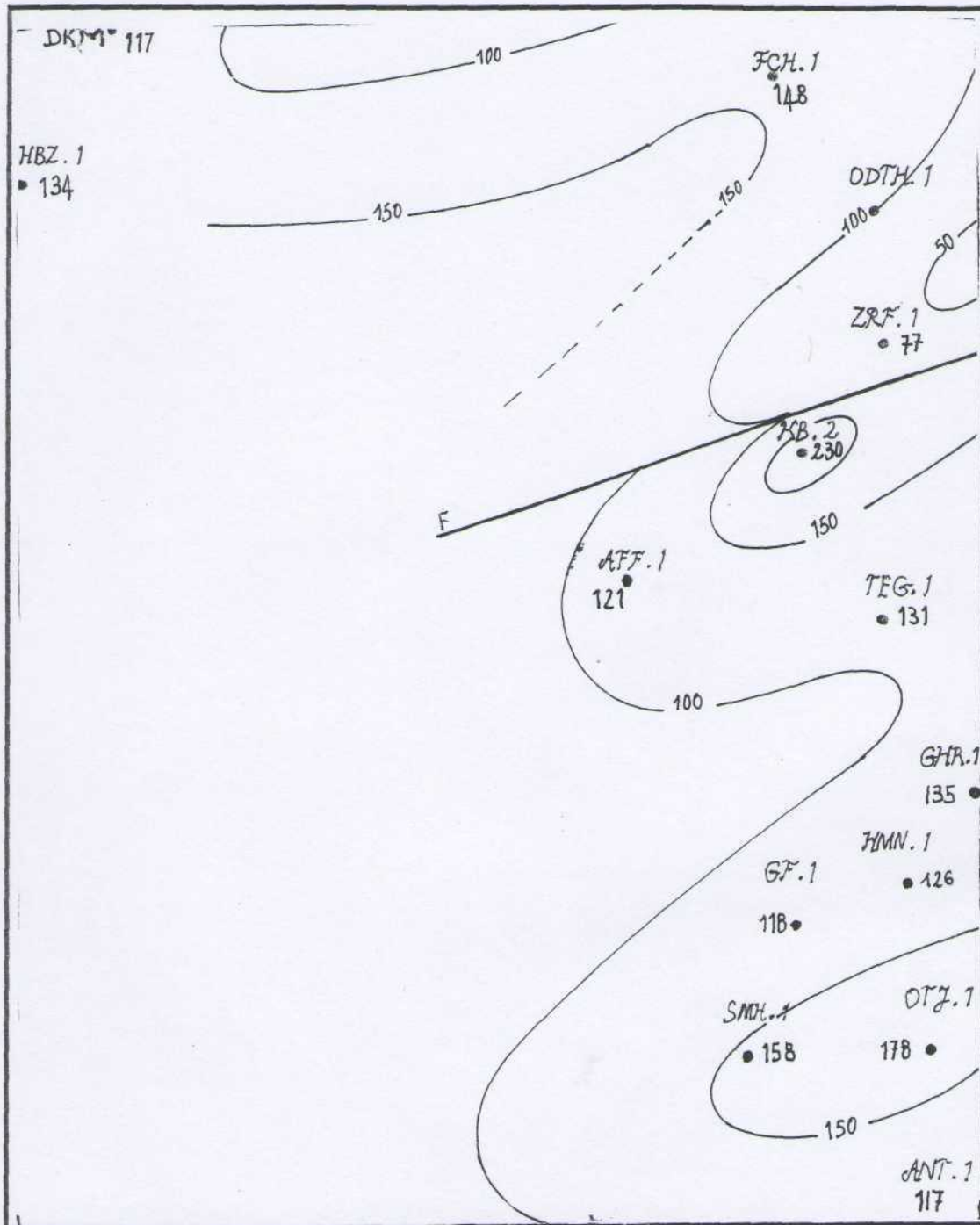


Fig. 76 Carte en isopaque cumulée des cycles 12 et 13.

5. Carte [5] en isopaques cumulées des cycles 2 à 7. (Fig. 77).

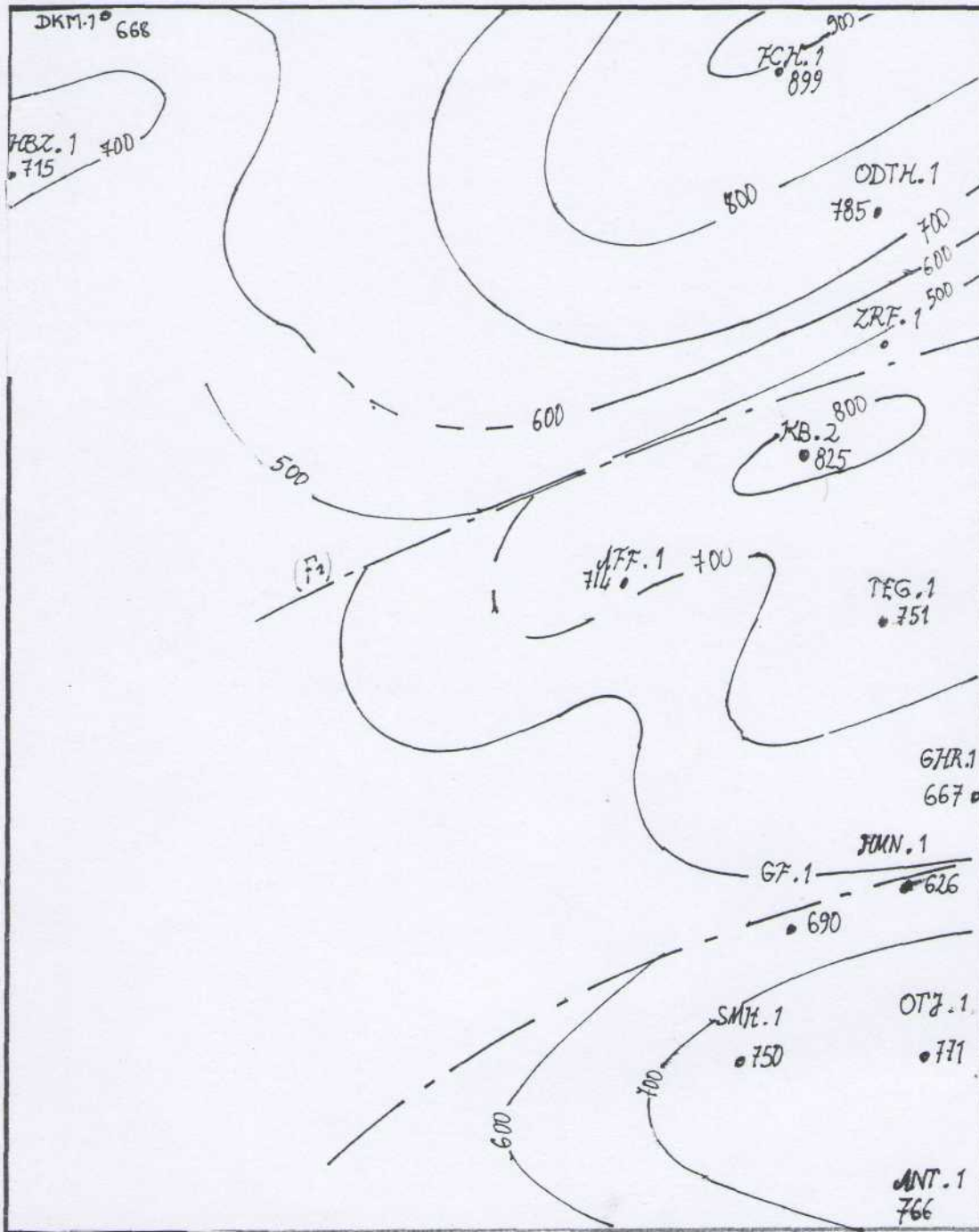


Fig. 77 Carte en isopaque cumulée des cycles 2 à 7.

- Au Nord d'une ligne de fracture ENE-S.W séparant ZRF-1 et KB-2 se dessinent 2 dépoctrés allongés NE-SW, mais où les gradients sont inversés du Sud vers le N-E dans la partie orientale et du N-E vers le S-W, dans la partie occidentale. Cette structuration avec existence apparente de deux blocs à inclination différente pourrait être tardive (post-ercynienne).
- Au Sud de cette même ligne apparaissent deux dépressions allongées et étroites centrées respectivement sur KB-2 et TEG-1, séparés par une zone haute étroite. Ces structures sont orientées NE - SW et indiquent une inclinaison vers le NE ou encore une subsidence plus importante.
- Le bassin de l'Ahnet est séparé de celui de Timimoun par semble-t-il une autre ligne de fracture (ou s'observe le minimum d'épaisseur) de direction plus inclinée ENE-WSW.
- Par comparaison avec la carte I la modification à noter est l'effondrement relatif de l'axe passant par TEG-1 et la naissance de la zone haute étroite séparant les dépoctrés de KB-2, AFF-1 et TEG-1.

6. Carte [6] en isopaques cumulées des cycles 2 à 11. (Fig. 78).

- Meme observation en ce qui concerne le Nord du bassin de Timimoun avec le décallage (dextre?) des dépoctrés Est et Ouest.
- Les lignes de fractures (ou zones hautes), toujours présentes entre les sondages de ZRF-1 et KB-2 et entre les bassins de Timimoun et de l'Ahnet (2). Néanmoins, entre ces deux zones hautes, seul le dépoctré centré sur TEG-1 se maintient et s'accentue.

La structuration décrite précédemment (carte V) s'estompe.

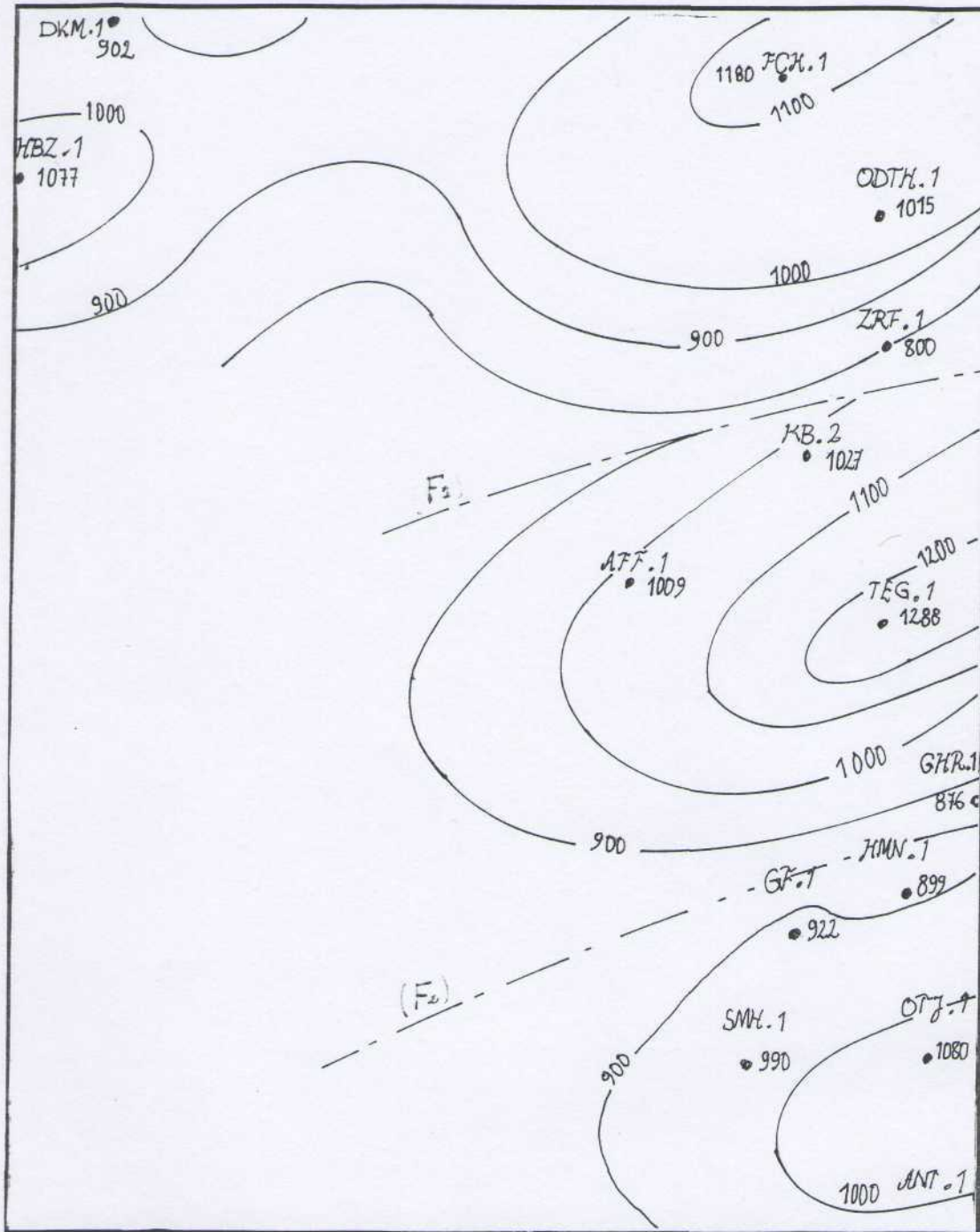


Fig. 78 Carte en isopaque cumulée des cycles 2 à 11

7. Carte [7] en isoques totales (Fig.79)
(épaisseurs cumulées de tous les cycles de 2 à 13)

Pas de variation notable entre les cartes VI et VII

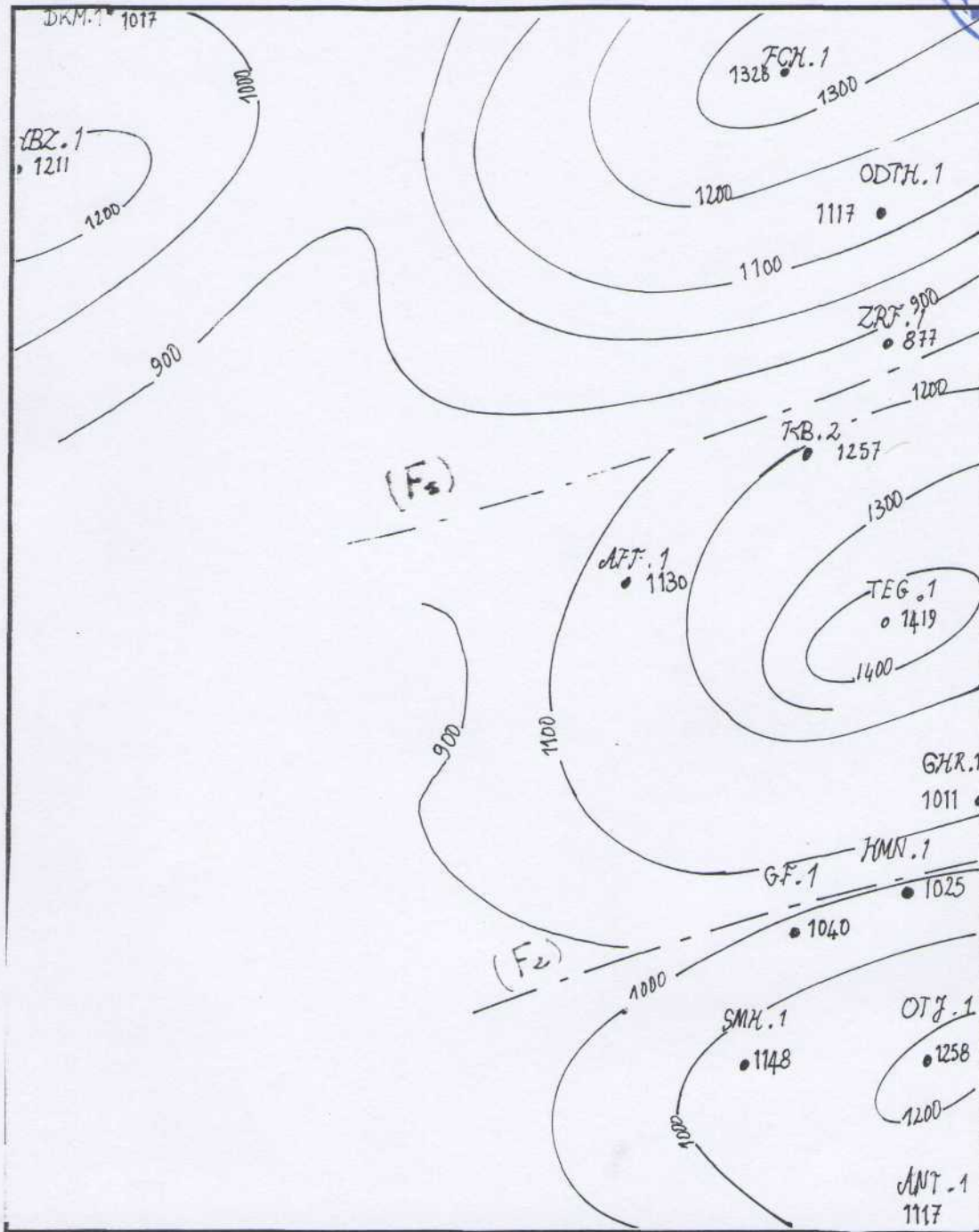


Fig. 80 Carte en isopaques cumulées des cycles 2 à 13.

24

IV. ANALYSE DE L'EVOLUTION DES EPAISSEURS DECOMPACTEES:

UNE APPROCHE DE LA SUBSIDENCE ET DU TAUX DE SEDIMENTATION

1. Etude de la subsidence

L'établissement des courbes des épaisseurs décompactées pour les puits retenus à cet effet, (FCH-1, ZRF-1, KB-2 et TEG-1), fait ressortir d'une manière très distincte, sur chacune des quatre courbes la présence de quatre "paliers", d'âges respectifs: Llandoveryen, Wenlockien, Pridolien et Siégénien ou Gédinien. Le palier étant défini, ici, comme une phase de subsidence continue. Ainsi, quatre phases de subsidence successives accompagnées de mouvements du substratum ont marqué l'histoire de cette région durant la période allant du Llandoveryen (Silurien) au Couvinien (Dévonien) pendant environ 56 millions d'années.

Comparaison :

1. FCH-1 Cette zone se révèle être la plus subsidente. La subsidence y est continue et régulière. Le dépo-centre est très actif. On notera que l'activité a été plus importante au cours du Silurien (les quatre cycles sont d'âge Llandoveryen).

2. TEG-1 Cette zone appartient à un dépo-centre affecté par une subsidence moindre par rapport à celle de FCH-1. On y reconnaît facilement les quatre paliers.

3. ZRF-1 et KB-2 L'évolution y est similaire, avec une phase de subsidence modérée jusqu'au cycle 11 d'âge Emsien, puis la zone KB-2 s'enfonce brusquement, événement en rapport probablement avec un jeu de failles normales, distensives, comme le montrent les cartes en isopaques (**Fig. 80**).

4. ZRF-1 Cette zone reste la plus résistante pendant toute la période. Elle n'est affectée par la subsidence tectonique qu'au début du Silurien (cycle 1 et 2 d'âge Llandoveryen).

Elle restera stable par la suite. Toutes ces analyses et déductions rejoignent totalement celles établies à partir des isopaques et montrent:

- des blocs - bassins à évolution indépendante, tantôt résistants, tantôt subsidents.
- la subsidence n'est pas homogène.

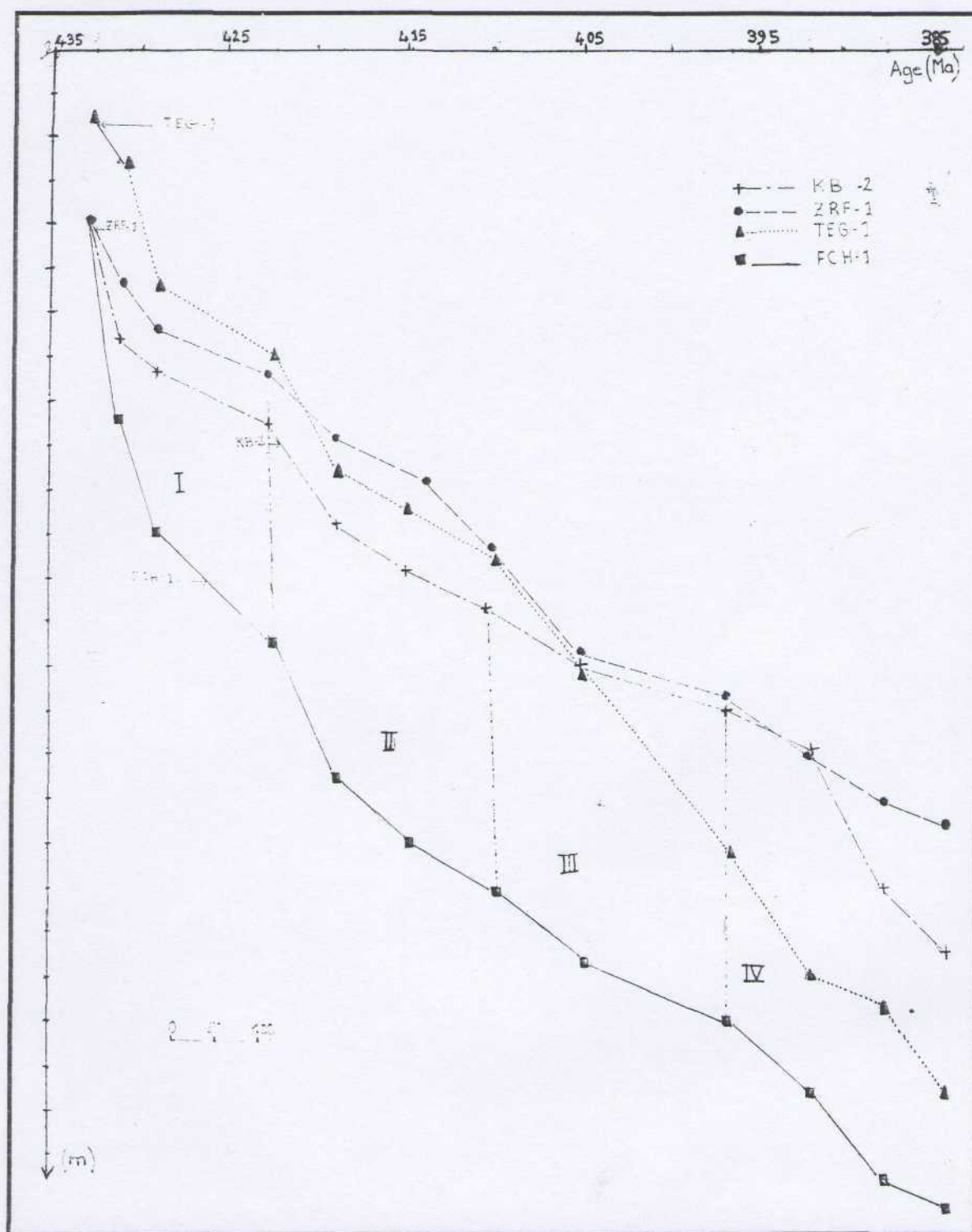


Fig. 80 Evolution des épaisseurs décompactées du Siluro-Dévonien du bassin de Timimoun

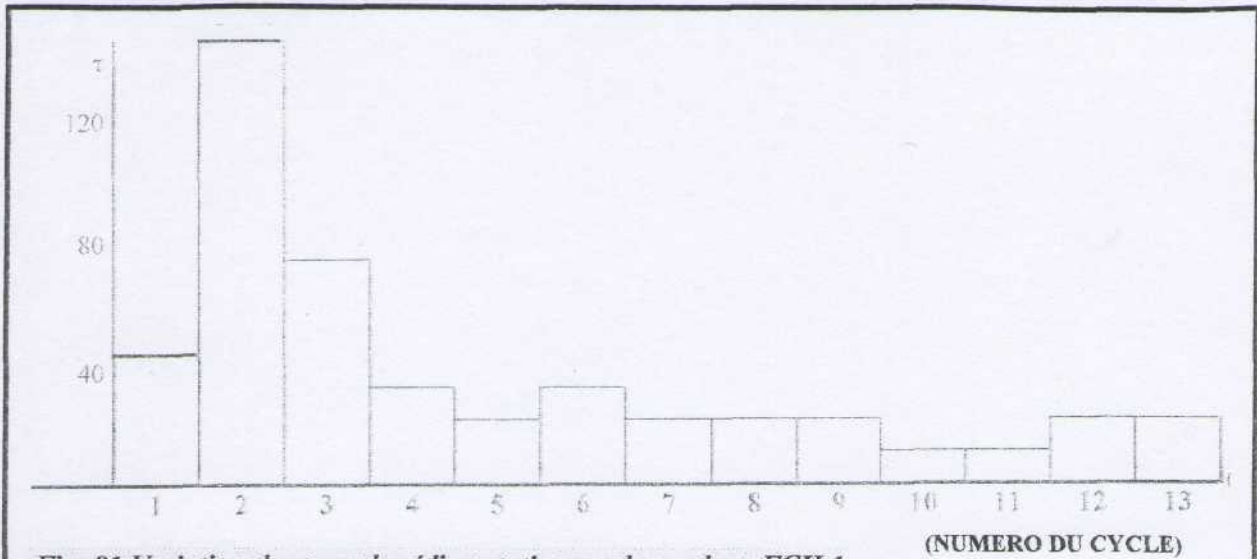


Fig. 81 Variation des taux de sédimentation sur le sondage FCH 1

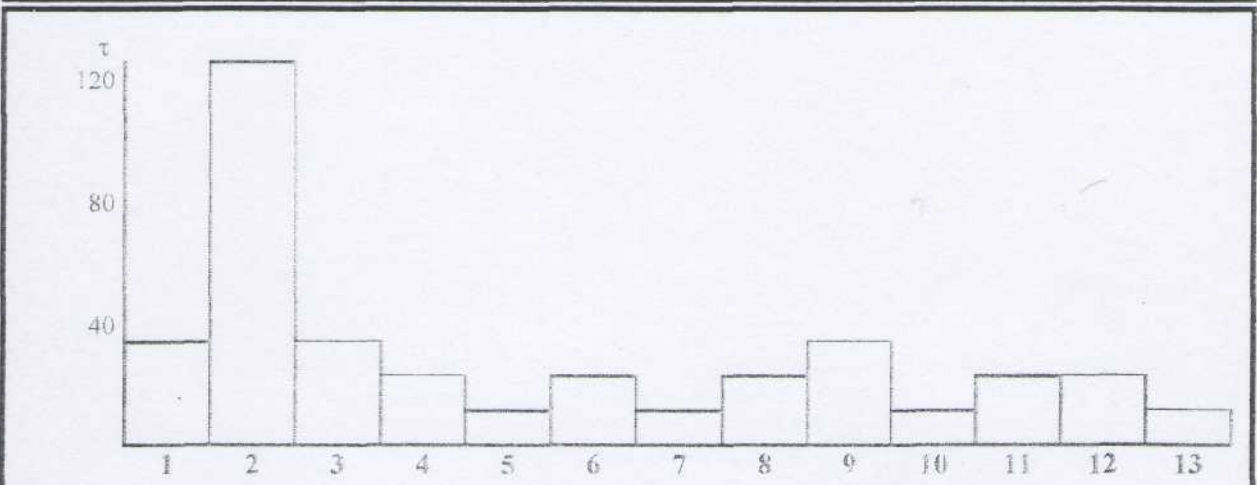


Fig. 82 Variation des taux de sédimentation sur le sondage ZRF -1

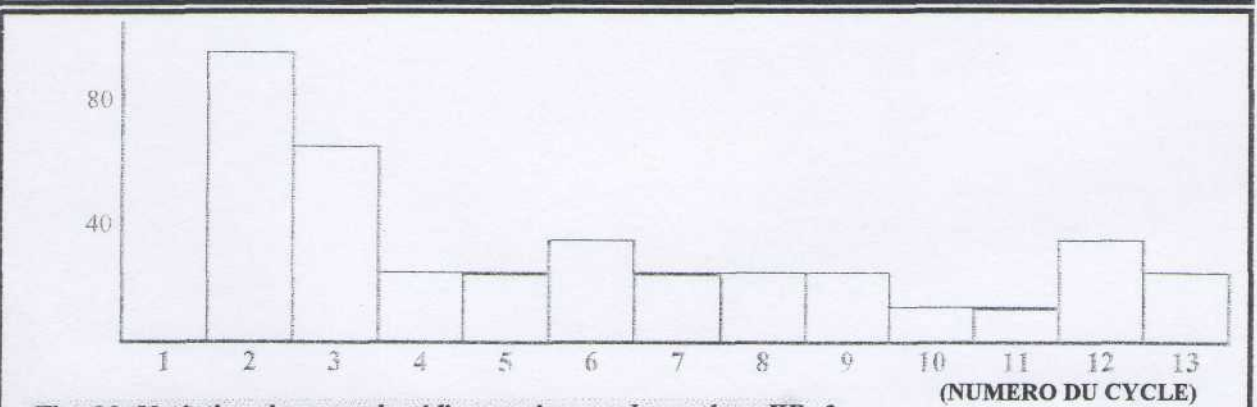


Fig. 83 Variation des taux de sédimentation sur le sondage KB -2

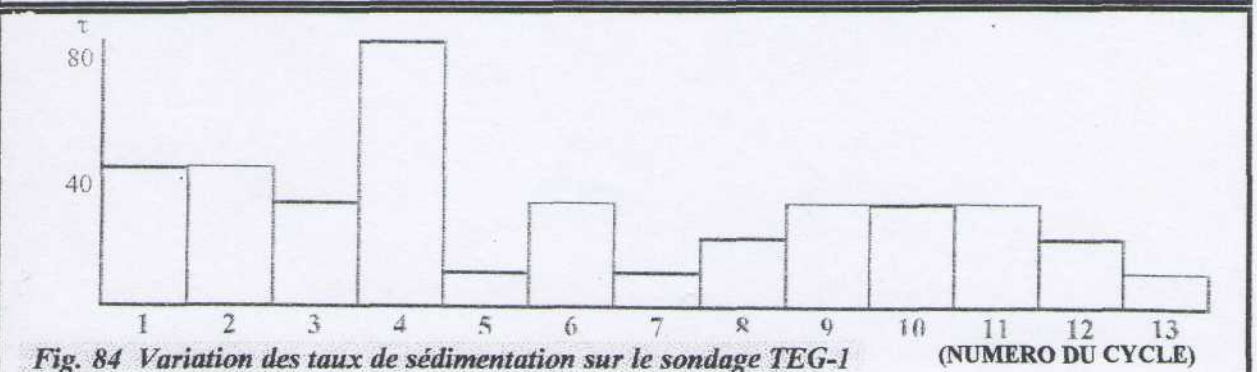


Fig. 84 Variation des taux de sédimentation sur le sondage TEG-1

1.1 Durée des différentes phases de subsidence

Une évaluation approximative des durées des différentes phases de subsidence est donnée dans le tableau ci-après-

Phases de subsidence	Durée	Période
Première	15,0 Ma	Llandoveryen-Wenlockien
Deuxième	12,5 Ma	Ludlovien -Pridolien
Troisième	13,0 Ma	Gédinien - Siégenien
Quatrième	15,0 Ma	Emsien - Couvinien

Comme nous pouvons le constater la durée moyenne par période est d'environ 14 millions d'années.

2. Variation des taux de sédimentation

Les plus fortes valeurs des taux de sédimentation s'observent au cours du Silurien (cycle 2 généralement). Ces taux de sédimentation seront fortement atténués par la suite. On remarquera cependant, des reprises de sédimentation au cours des cycles 6, 9, 12 et 13 par suite des phases d'approfondissement - déjà mentionnées - même si ces dernières sont modérées. On peut conclure à :

- un stade de rifting ou de forte distension au Silurien (cycles 1 à 5) avec subsidence tectonique moyenne (valeurs plus faibles que celles observées dans les rifts).
- une période "post - rift", où la subsidence est fortement ralentie et de type thermique. Elle dure pendant tout le Dévonien inférieur et moyen.
- le diachronisme que l'on note parfois en comparant ces quatre sondages s'explique par le fonctionnement non simultanés des blocs-bassins.
- Le taux de sédimentation sont plus élevés à TEG-1 qu'à FCH-1 au cours du Dévonien. Ce qui pourrait signifier que le dépo-centre de TEG-1 est plus actif et prend le relais de celui de FCH-1.

V. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

1. Introduction

Quatre questions seront abordées dans ce chapitre:

- la géométrie du bassin,
- les caractères et évolution de la subsidence
- le rôle de l'eustatisme
- le bassin de Timimoun: histoire géodynamique et essai de classification.

2. Géométrie du bassin

Le bassin de Timimoun est d'orientation générale SW/NE. Contrôlé par des failles actives à jeu distensif ou décrochant de même orientation, il est structuré en blocs-bassins, à évolutions indépendantes, de dimensions comparables.

Les coupes effectuées sur les cartes 1, 5, 6 et 7 montrent à l'observation, une évolution de la géométrie de remplissage et par conséquent de celle du bassin.

Coupe n° 1 (suivant isopaques cumulées. cycles 2 à 4)- (Fig. 85).

C'est la période de distension la plus active marquée par une structure complexe qui apparaît :

- une zone affaissée au Nord (donc subsidente) centrée sur FCH-1
- une zone centrale à structure complexe où s'individualisent horsts et graben séparés probablement par des failles normales. Cette zone est séparée de la précédente par la zone haute de ZRF-1, également limitée par une faille normale (F1).
- une troisième zone, également affaissée au Sud, passant au bassin de l'Ahnet.

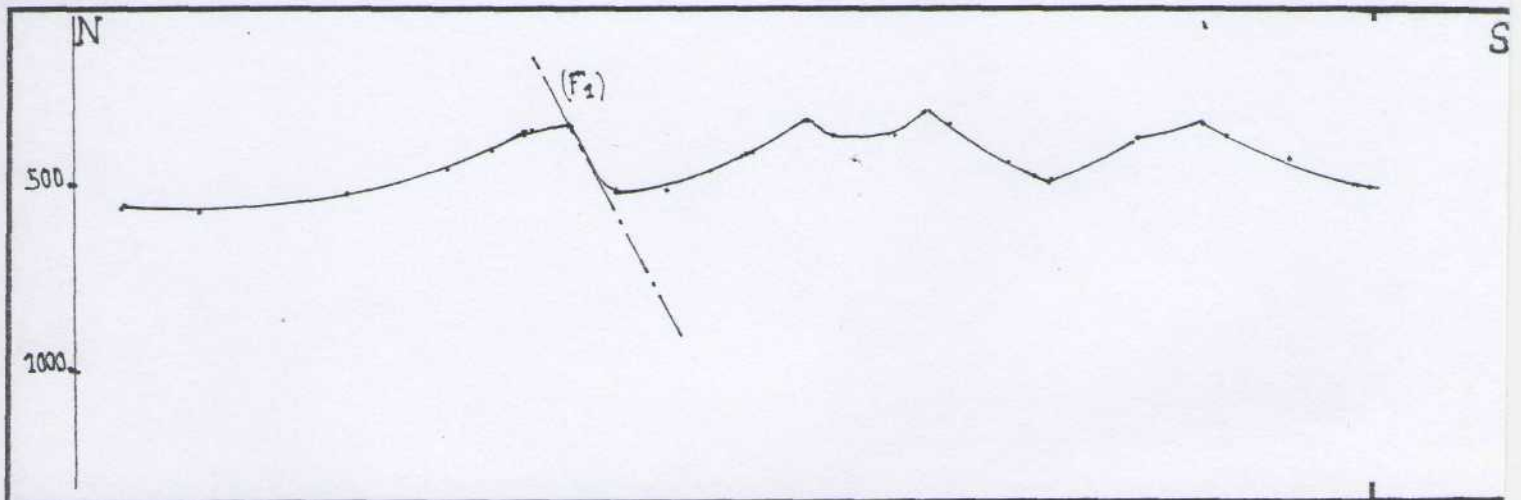


Fig. 85 Géométrie de remplissage (cycles 2 à 4)- Coupe n° 1

Coupe n° 2 (suivant isopaques cumulées. cycles 2 à 7) -(Fig. 86)

On notera d'emblée par rapport à la coupe précédente, qu'une forte atténuation de l'ampleur des événements décrits plus haut, caractérise cette situation. Cette atténuation concerne surtout les zones centrale et méridionale limitant le bassin de l'Ahnet, où on observera une absence totale de structuration.

Au Nord, la zone subsidente centrée sur FCH-1, se trouve à un stade de développement probablement avancé.

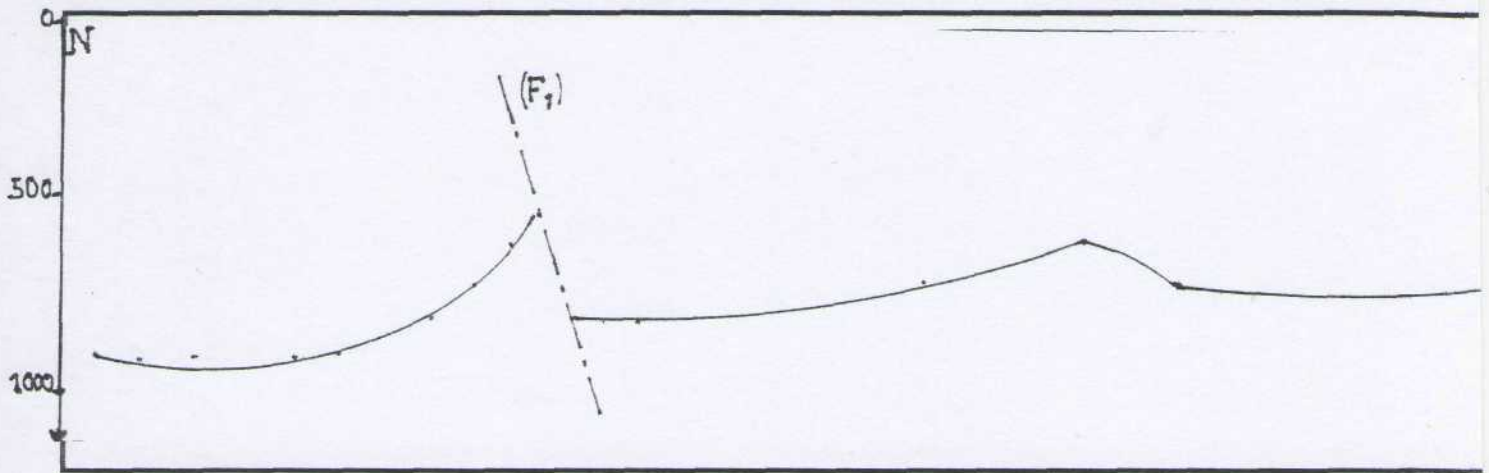


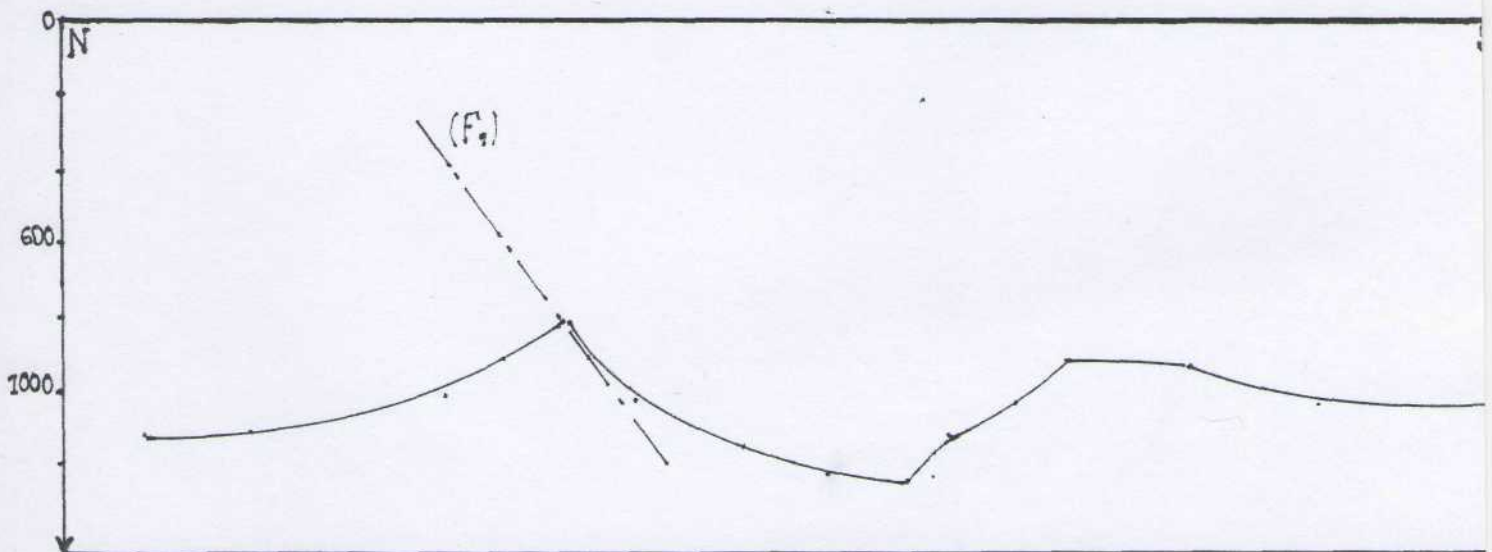
Fig. 86 Géométrie de remplissage (cycles 2 à 7)- Coupe n° 2

Coupe n° 3 (suivant isopaques cumulées des cycles 2 à 11)- Fig. 87

Si la zone affaissée (Nord) connaît un ralentissement relatif dans l'évolution de la subsidence, il n'en est pas de même en ce qui concerne la zone située immédiatement au Sud de ZRF, qui semble prendre le relais dans l'enfoncement, (subsidence).

Sur cette coupe, on remarquera également une absence de structuration dans les trois zones qui constituent ce bassin.

Une zone subsidente s'individualise dans la région de TEG.



Coupe n° 4 (suivant isopaques cumulées. cycles 2 à 13)- Fig. 88

Cette coupe est parfaitement similaire à la coupe précédente, se traduisant ainsi par une similitude dans la structure. Les dépocentres de FCH et de TEG sont les plus actifs. Une faille normale d'orientation SW-NE (F2) limiterait le bassin de Timimoun de celui de l'Ahnet. Cette faille n'était pas très évidente sur les coupes précédentes. néanmoins, sur les cartes en isopaques, elle était perceptible.

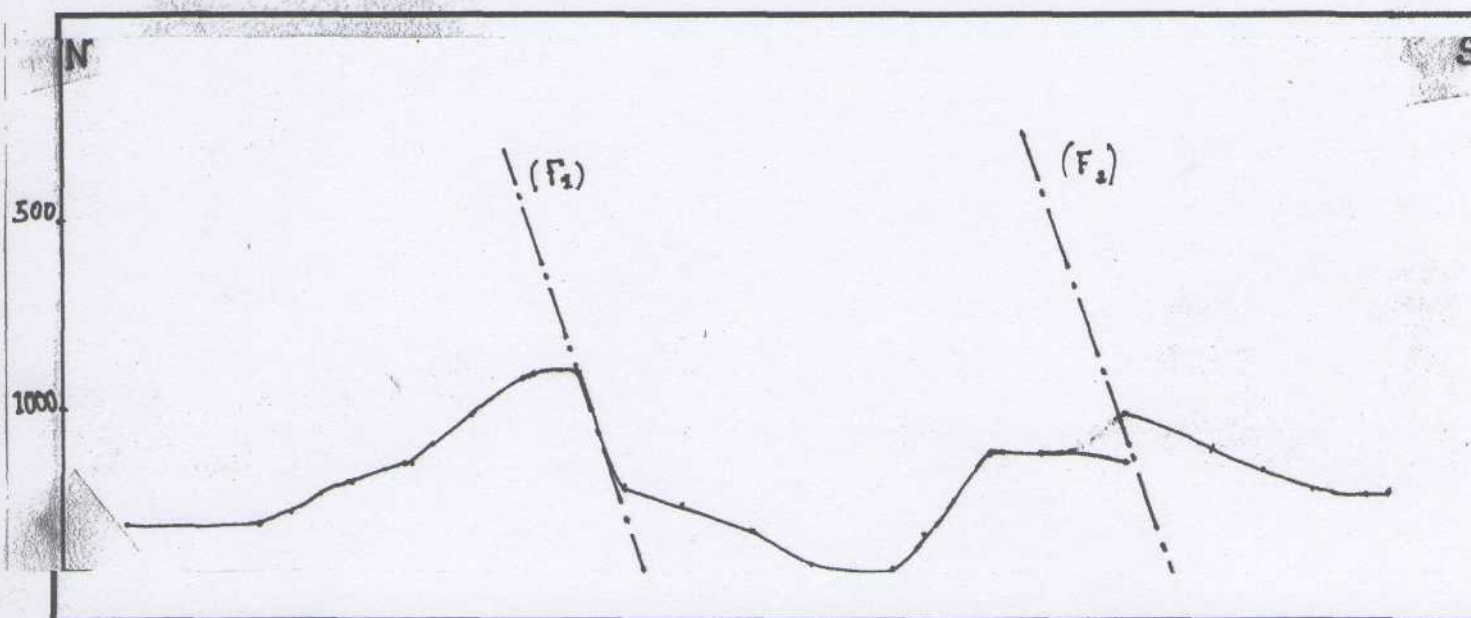


Fig. 88 Géométrie de remplissage (cycles 2 à 13) - Coupe n° 4

2. Caractères et évolution de la subsidence

Lors de l'analyse de l'évolution des épaisseurs décompactées (Fig.80), nous avons fait ressortir l'existence de quatre "paliers" recensés sur l'ensemble des sondages étudiés. Ces quatre paliers, pendant l'intervalle de temps compris entre 435 et 380 Ma sont liés aux phases de subsidence durant cette période

2.1 - Phases de subsidence au cours du Siluro-Dévonien

2.1.1 Première phase

Cette phase de subsidence, entre 435 et 421 Ma. correspond aux cinq premiers cycles eustatiques du Silurien. Sa durée est de 15 Ma.

2.1.2 Deuxième phase

La deuxième phase, (entre 421 et 408 Ma), correspondant à la partie supérieure du Silurien représentée par les cycles 6, 7 et 8 (Ludlovien - Pridolien)

2.1.3 Troisième phase

Comprise entre 408 et 394 Ma, pendant le Siégénien - Gédinien durant environ 13 Ma, elle est bien identifiée par les cycles 9 et 10.

2.1.4 Quatrième phase

Cette dernière phase cloture l'intervalle d'étude. La période de cette phase se situe entre 394 et 380 Ma, pendant l'Emsien et le Couvinien. Les cycles eustatiques 11, 12 et 13 matérialisent l'histoire de cette période.

2.2 Caractères des différentes phases

Comme nous l'avions souligné précédemment, cette première phase, à la partie inférieure du Silurien, se caractérise par de fortes valeurs de taux de sédimentation. Les taux de sédimentation suivants: 132, 100, 96 et 90 m/Ma ont été relevés respectivement sur les sondages FCH, ZRF, KB. Le cycle 2 se distingue particulièrement durant cette première phase, par des valeurs maximales, à l'exception de la zone de TEG.

La subsidence y est forte et rapide. Les taux de sédimentation sont décroissants. Seules les fortes valeurs du cycle 2, nous le disions plus haut, perturbent d'une manière nette cette évolution, et cela pendant toute cette période.

Même si elles n'ont pas atteints les valeurs observées dans les rifts (200 à 400 m/Ma), on remarque que cette phase est chahutée par quatre saccades de subsidence tectonique, probablement dues à une distension importante, plus ou moins continue.

Durant la deuxième phase, le processus de sédimentation est fortement ralenti. Les taux de sédimentation relativement faibles varient alternativement. Une subsidence thermique contrôlerait cet enfoncement.

Ces précédentes constatations s'observent également aux troisième et quatrième phases de subsidence. Les taux de sédimentation propres à la troisième phase de subsidence s'apparentent à ceux de la deuxième phase, mais sensiblement plus faibles.

3. Rôle de l'eustatisme

Comme nous l'affirmons dans le chapitre 3, les 13 cycles eustatiques identifiés dans le Paléozoïque, du toit de l'Ordovicien au Couvinien, sont présents dans tous les sondages traités dans le cadre de cette étude. Le prisme de haut niveau de type 1 et 2, l'intervalle transgressifs constituent les cortèges sédimentaires omniprésents dans tous les cycles eustatiques reconnus sur le territoire d'étude.

D'une manière accessoire, le prisme de bordure de plateforme sera enregistré dans certains cycles, mais dans tous les sondages. Ces séquences sédimentaires corrélables à l'échelle des bassins de Timimoun et de l'Ahnet semblent obéir à une rythmicité dont la cause principale doit être recherchée dans une cause globale, qui est l'eustatisme. Les apports terrigènes, la tectonique et les facteurs géomorphologiques ont probablement influés sur l'architecture et les suites séquentielles. Le glacio - eustatisme au Silurien et le tectono-eustatisme essentiellement, au Dévonien s'avèrent être les principales causes ayant fortement marquées ces périodes.

4. Interaction subsidence - eustatisme

Les apports terrigènes venant probablement du Sud-Est, la dilatation ou la réduction de puissance de certains cycles ou de certains prismes peut s'expliquer par l'interférence de la subsidence et de l'eustatisme qui détermine l'espace disponible. C'est le cas des prismes de haut niveau de type 2.

5. Le bassin de Timimoun: Histoire géodynamique et essai de classification.

5.1 Résumé des caractères géodynamiques du bassin de Timimoun

PARAMETRES	INTENSITE / CARACTERISATION
Subsidence	- Forte au debut, de type tectonique (m/Ma) - S'atténue ensuite de type thermique (m/Ma)
Tectonique	- Géométrie de blocs à évolution indépendante - Mobilité faible
Eustatisme	- fortement enregistré - Amplitude 200 m (par rapport au niveau actuel)
Climat	- Rechauffement progressif depuis le Silurien - contexte post glaciaire

Tableau n° 3 Caractères géodynamiques du bassin de Timimoun

5.2 Type de bassin

Les caractères précédents permettent de penser à un bassin qui connaît une forte distension qui s'atténue, analogie avec un rift mais sans volcanisme. De plus, les valeurs de la subsidence ne sont pas celles propres à celles des rifts. (qui sont de 200 à 400 m/Ma). L'enregistrement de l'eustatisme, sans grande perturbation suggère plutôt un bassin de plateforme. (intercratonique, instable).

6. Implications pétrolières

Dans l'avant - propos, nous avons souligné la nécessité de concentrer les efforts de recherche des hydrocarbures en direction des pièges stratigraphiques.

L'environnement deltaïque du Siluro - Dévonien a été mis en évidence par les nombreuses études entreprises dans cette région de la plateforme saharienne.

Nous savons que parmi les zones propices à l'exploration des hydrocarbures, les systèmes deltaïques sont particulièrement favorables. Nous citerons pour illustrer, les nombreux gisements du Golfe du Mexique, du delta du Niger (Nigéria), de la Mer du Nord qui témoignent de l'intérêt pétrolier des séries deltaïques. Ce fort potentiel en hydrocarbures est lié à trois facteurs:

1. la nature des sédiments où avoisinent de nombreux dépôts de sables réservoirs avec des argiles fournissant des roches-mères et
2. couvertures
3. la forte productivité biologique végétale des zones d'embouchure fluviales.
4. la sédimentation rapide qui facilite le piégeage et la préservation de cette matière organique.

De surcroît, les bassins deltaïques sont souvent caractérisés par une très forte subsidence, ce qui permet d'épaisses d'accumulation de sédiments à forte teneur organique et un enfouissement rapide des dépôts à des profondeurs où cette matière organique peut se transformer en hydrocarbures.

Depuis une trentaine d'années, de nombreuses études ont été entreprises pour mieux comprendre la sédimentologie des deltas et leur organisation stratigraphique. Cette amélioration doit impérativement par l'utilisation de nouvelles méthodes géologiques.

C'est dans cet esprit que s'inscrit la démarche de la stratigraphie séquentielle. La superposition de nombreuses séquences (électroséquences) dans un bassin se traduit par la présence de nombreux dépôts gréseux. Lorsque les séries sont découpées en cycles élémentaires, il est possible deffectuer les corrélations entre puits rapprochés.

Selon les différents contextes géologiques et sédimentologiques, liés au rapport progradation/subsidence et à d'éventuels effets dûs à l'argilocinèse ou aux failles synsédimentaires, les zones à fort potentiel en sable peuvent être définis.

A partir des concepts de la stratigraphie séquentielle développés et résumés par Vail et al. (1977) et N. KAZI TANI (1992), il est possible avec un bon découpage électroséquentiel, de définir la géométrie du remplissage avec ses grandes lignes stratigraphiques et ses évolutions paléogéographiques.

Parmi les cinquante deux sondages étudiés et représentant les bassins de Timimoun et Ahnet, seize ont été l'objet d'un dépouillement plus approfondi. Les tests de production effectués dans ces sondages, ont donné lieu, lorsqu'ils débitent, à des venues de gaz ou d'eau salée dans les niveaux gréseux, du Cambro-Ordovicien, du Siégénien - Gédinien, de l'Emsien. Ces conclusions sont confirmées par les documents consultés et montrent que les réservoirs du Dévonien inférieur des bassins de Timimoun et Ahnet, quand ils sont productifs d'hydrocarbures débitent essentiellement du gaz sec. Certains puits ont produits de faibles quantités de gasoline.

Le Dévonien inférieur présente certainement de bonnes perspectives gazéifères à l'échelle des bassins de Timimoun et de l'Ahnet, comme en témoignent tous les puits testés. Ces potentialités en gaz sont justifiées par l'existence:

1. d'une épaisse série argileuse au Silurien. De plus La matière organique est probablement contenue dans les argiles plus ou moins sileuse du Dévonien lui-même (cortèges transgréssifs) et qui constituent la source principale d'hydrocarbures.
2. d'un enfouissement important de cette roche-mère favorable à la génèse, à la maturation élevée et à la migration des hydrocarbures et à l'accumulation de gaz.
3. de roches réservoirs dans les niveaux gréseux, (PHN).
4. de couvertures importantes assurées par les épaisses séries argileuses sus-jacentes emsiennes.

Si les potentialités en gaz sont confirmées, nous venons de le voir, les perspectives pétrolières sont par contre fortement compromises, par suite de l'anomalie thermique mantéllique, dans le Nord-Ouest de la plateforme africaine qui a fait de cette zone, une marge continentale "active". (DRID 1987).

Cette phase a fortement marqué l'évolution de la matière organique ainsi que sur la préservation des hydrocarbures qui en ont résulté. La présence de l'illite et la transformation de la kaolinite en pyrophyllite témoignent de l'intensité de la diagénèse, autre phénomène qui a fortement influé sur l'absence d'hydrocarbures liquides, dans les bassins de Timimoun et les bassins avoisinants, à l'exception de la cuvette de Sbaa, où les potentialités en hydrocarbure liquide ont été prouvées, à cause essentiellement du contexte géologique et géochimiques particuliers.

Sur le plan tectonique, le bassin de Timimoun connaîtra une intense subsidence, pendant l'édification au Maghreb et sur la bordure NW de la plaque africaine, de deux chaînes varisques, les "Maghrébides" et les "Mauritanides", et la succession, à la même période d'une série de phases d'instabilité tectonique. Celles-ci ont probablement engendré une intense subsidence, et qui a entraîné une forte dégradation de la matière organique.

La destruction des accumulations des hydrocarbures s'est produite pendant la phase hercynienne. Cette affirmation est étayée par l'existence des pyrobitumes, témoins de cette destruction, recueillis dans le Siluro-Dévonien, (dans les grès). De ce qui précède, on retiendra que les perspectives de découverte d'hydrocarbures liquides sont fortement compromises dans les bassins de Timimoun et de l'Ahnet, (domaine d'étude).

Les formations géologiques ont subi d'importantes surrections sur plusieurs centaines de mètres liées aux phases orogéniques finies-hercyniennes à la fin du Paléozoïque.

Ce phénomène important a précédé l'érosion généralisée qui a marqué les hautes marginales de cette région, d'où d'importantes contraintes tectoniques. Ces dernières ont affecté les propriétés pétrophysiques des réservoirs, qui se sont matérialisés par la fissuration et la dissolution des ciments siliceux et carbonaté.

Ce sont surtout, la tectonique et la paléohydrologie qui influenceront sur les caractères réservoirs, facteurs jugés favorables à la mise en place des qualités réservoirs secondaires de fissuration et de dissolution.

Les corrélations établies à travers les sondages du profil I, (FCH-1, ODT-1, ZRF1, KB-2, TEG-1 et OTJ-1), grâce à la stratigraphie séquentielle devraient permettre la localisation des corps gréseux qui peuvent constituer des réservoirs potentiels.

Les prismes de haut niveau de type I et II, dont les épaisseurs varient en moyenne de 20 à 50 m, sont susceptibles de présenter des propriétés réservoirs favorables à l'accumulation de gaz.

L'intervalle transgressif, par définition gréseux à la base et argileux au sommet, joue le rôle de couvertures sédimentaires limitant les mouvements verticaux des hydrocarbures et leur hydrodynamisme éventuel et le rôle probable de roche-mère.

La lecture de nombreuses études effectuées dans ces territoires et pour les mêmes périodes font ressortir dans leur ensemble, une persistance de réservoirs gazifères

prouvés à exister l'un au dessus de l'autre, mais ne communiquant nullement entre eux, tout au moins, au moment du dépôt.

Le découpage électroséquentiel effectué a produit des cycles, de puissances presque égales et localisés les uns des autres à de presque même distance. L'absence de communication verticale est dûe, outre l'existence de couvertures constituées essentiellement d'argiles, par les différents facteurs, précédemment évoqués, tels les processus diagenétiques, de compaction et autres facteurs limitatifs.

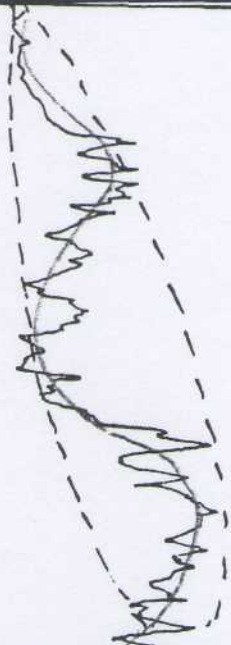
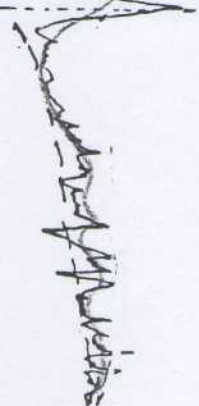

Les données sur la structure en blocs montrent des prismes de haut niveau plus gréseux et plus épais vers les zones hautes et des épaisseurs d'argiles silteuses plus importantes dans les zones adjacentes plus subsidentes.

Si ces zones ont généré des hydrocarbures lors de l'enfouissement, ces dernières migrent vers les réservoirs gréseux situés sur les zones hautes. On peut ajouter que les zones les plus favorables aux accumulations gazeifères pourraient correspondre aux parties hautes du bassin de Timimoun, (ZRF-1, ...) ou zones marginales.

A N N E X E

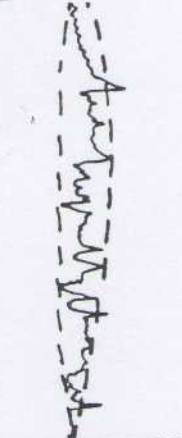
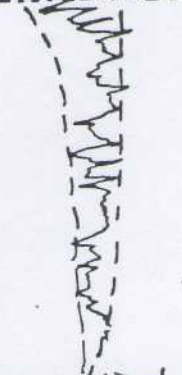
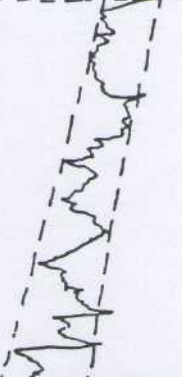
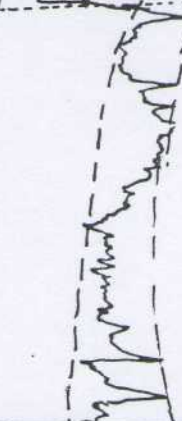
DECOUPAGE ELECTROSEQUENTIEL

DU SONDAGE KB - 2

GAMA- RAY	API	EVOLUTION	
LITHOLOGIE			
		CORTEGES SEDIMENTAIRES	
	<p>Séquence négative en alternances grés-argileuses .Differentiation lithologique bonne</p>	↑	↗
	<p>Séquence neutre en fines alternances de grés et d'argiles.Differentiation lithologique faible ,meilleure vers le haut.</p>	↑	↖
	<p>Séquence positive .Differentiation lithologique faible ,meilleure vers le haut fort enrichissement en argile.</p>	↗	↗

PUITS: KB-2

CYCLE: 13

GAMA-RAY	API	LITHOLOGIE		EVOLUTION	
0 Ech : 1/500	150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES		+	-	+	-
		<p>Séquence neutre .Altérnances d'argile silleuse et de selt avec intercalation de calcaire .Differentiation lithologique faible.</p>		↑	↖
		<p>Séquence neutre en altérnances moyennes d'argiles et de selt .Differentiation lithologique faible plus affirmée vers le haut.</p>		↑	↑
		<p>Séquence positive substitution progressive des selt par les argiles et intercalation de calcaire argileux .Differentiation lithologique faible.</p>		↗	↗
		<p>Séquence neutre .Altérnances d'argiles et de selt et de calcaire .Differentiation lithologique faible ,meilleure vers le haut.</p>		↑	↖

PUITS: KB-2

CYCLE: 12

0 Ech : 1/500

150

LITHOLOGIE

EVOLUTION

CORTEGES
SEDIMENTAIRES

Granulo

Strato

+

-

+

-



Séquence neutre en grosses alternances de grés et d'argiles .Differenciation lithologique bonne



Séquence neutre en alternances moyennes de grés rt d'argiles



Séquence positive substitution moyenne des grés fins par l'argile .Differenciation lithologique faible.



Séquence neutre en fines alternances de grés et d'argile.Differenciation lithologique faible.



Séquence neutre en fines alternances d'argiles silleuse sableuse et de sel .Differenciation lithologique faible .

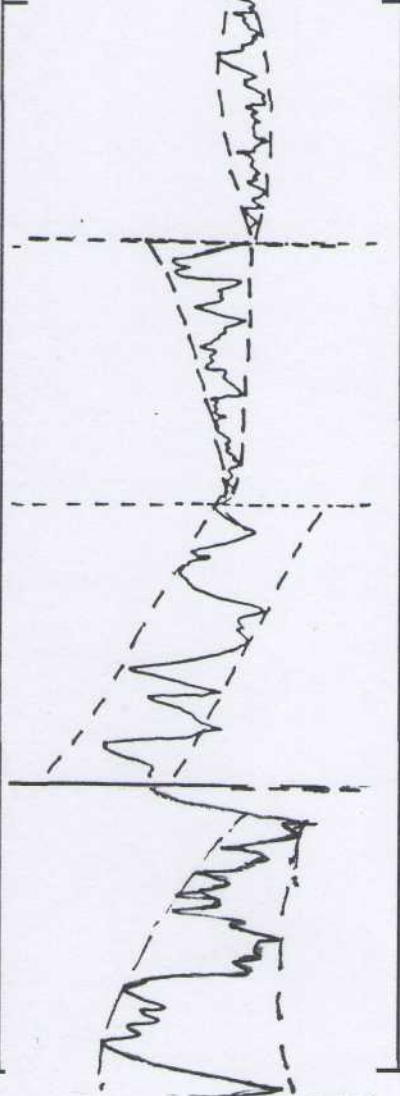


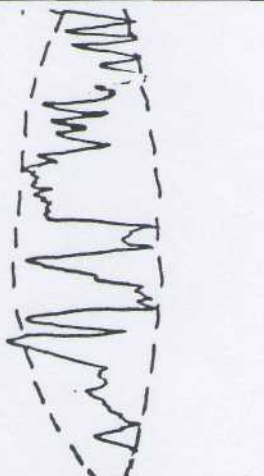
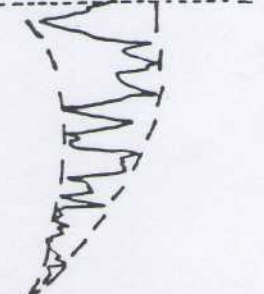
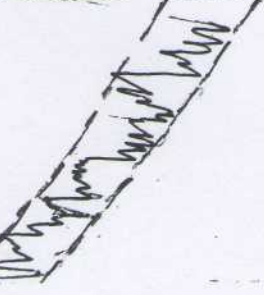
Séquence neutre en fines alternances d'argiles silleuse et de calcaire .Differenciation lithologique faible .

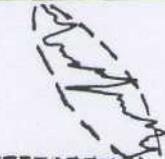



Séq. positive enrichissement en argile vers le haut .Differenciation lithologique faible.


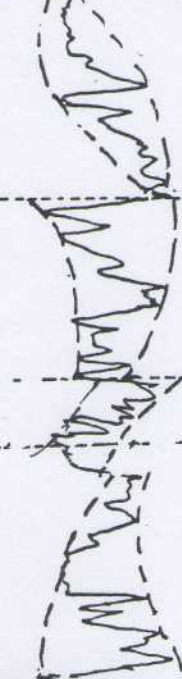



GAMA- RAY	API	LITHOLOGIE		EVOLUTION	
CORTEGES SEDIMENTAIRES				Granulo + -	Strato +
		<p>Séquence neutre en fines alternances de grès très fins et d'argile selto-sableuse .Differentiation lithologique faible.</p>	↑	↖	
		<p>Séquence neutre en alternances moyennes de grès très fins à moyen et d'argile silleuse.Differentiation lithologique faible ,meilleure vers le haut.</p>	↑	↖	
		<p>Séquence positive argiles selto-sableuse dominant de bas en haut au dépens des grès .Differentiation lithologique faible plus affirmée vers le haut.</p>	↗	↗	
		<p>Séquence neutre en grosses alternances grés-argileuse .Differentiation lithologique de moins en moins bonne vers le haut.</p>	↑	↗	

GAMA- RAY API	LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			
CORTEGES SEDIMENTAIRES		Granulo + -	Strato + -
	<p>Séquence neutre. Alternances de grés fins à moyen et d'argiles indurée silleuse a selto-sableuse hucacer. Differentiation lithologique de moins en moins bonne vers le haut.</p>	<p>↑</p>	<p>↗</p>
	<p>Séquence neutre en grosses alternances d'argiles et de grés moyens .Differentiation lithologique vers le haut .</p>	<p>↑</p>	<p>↖</p>
	<p>Séquence positive. Differentiation lithologique faible plus affirmée vers le haut fort enrichissement en argile vers le haut.</p>	<p>↗</p>	<p>↗</p>

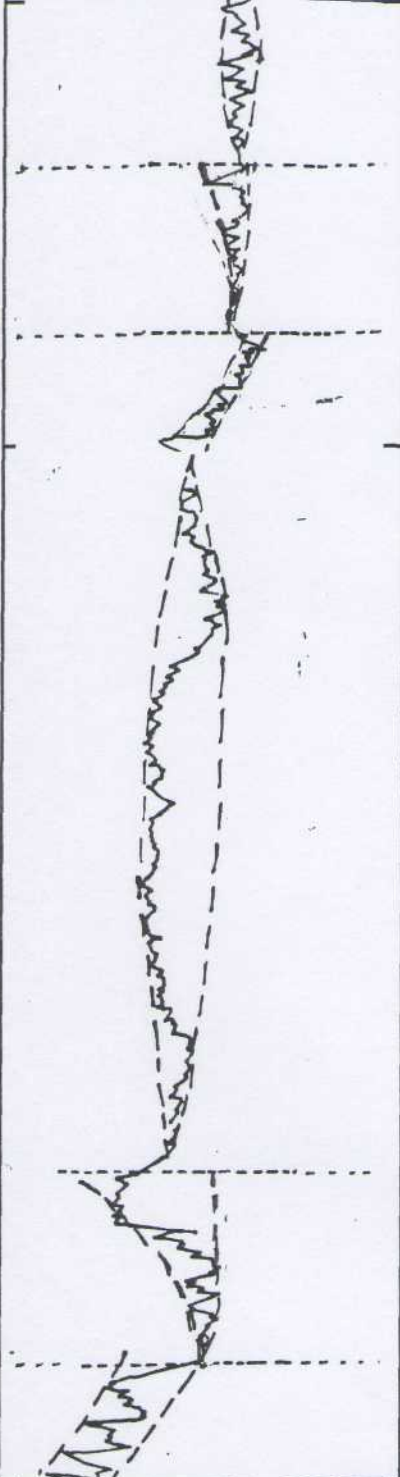
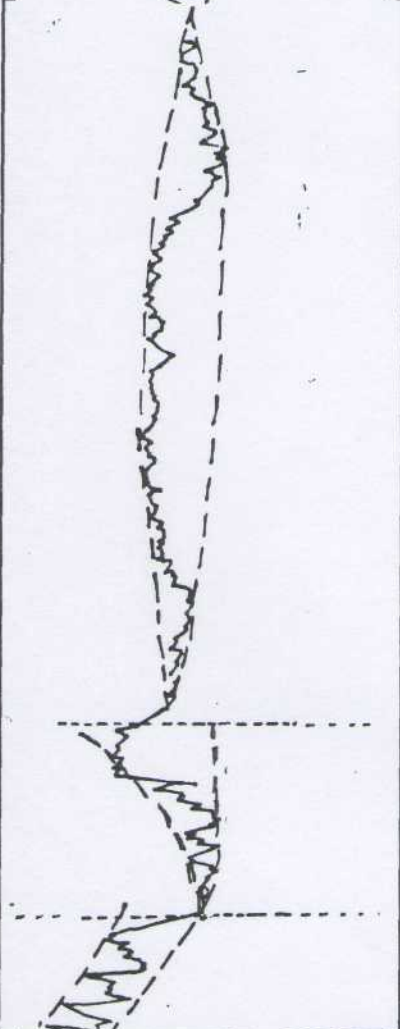

GAMA- RAY	API	EVOLUTION	
LITHOLOGIE			
		CORTEGES SEDIMENTAIRES	
	Séquence négative grés dominant de bas en haut au dépens des argiles .Differenciation lithologique faible.	↖	↑
	Séquence neutre en fines alternances grés argiles.	↑	↗
	Séquence positive fort enrichissement en argiles .Differenciation lithologique faible meilleure vers le haut.	↗	↗
	Séquence neutre .alternances de grés fins à moyen et d'argile silleuse .Differenciation lithologique faible .	↑	↑
	Séquence neutre en grosses alternances de grés moyens et d'argiles selto-sableuse.	↑	↗
	Séq. positive fort enrichissement en argile vers le haut.	↗	↗
	Séquence neutre en grosses alternances grés-argileuses .Differenciation lithologique bonne.	↑	↗

ANNEXE

GAMA- RAY	API	EVOLUTION		
CORTEGES SEDIMENTAIRES				Granulo
				+
		Séquence neutre en grosse alternances grés fins et d'argiles indurée .Differentiation lithologique bonne.	↑	↗
		Séquence neutre en alternances moyennes de grés et d'argile .Differentiation lithologique bonne.	↑	↗
		Séquence >0. Diff litho. plus affirmée vers le haut.	↗	↗
		Séquence négative grés dominants de bas en haut au dépend des argiles indurées .Diffrenciation lithologique bonne meilleure vers le haut.	↖	↗
		Séquence neutre en grosses alternances d'argiles et de grés fin à moyen .Differentiation lithologique bonne meilleure vers le haut.	↑	↑
		Séquence positive .Diff. litho. faible plus affirmée vers le haut fort enrichissement en argile	↗	↗
		Séquence neutre en grosses alternances grés-argileuses .Differentiation lithologique de moins en moins bonne vers le haut.	↑	↗
				Séquence neutre en grosses alternances de grés moyens et d'argiles .Differentiation lithologique bonne.
Séquence neutre en grosses alternances de grés moyens et d'argile indurée .Differentiation lithologique bonne .	↑			↖
Séquence positive .Diff. litho. plus affirmée vers le haut	↗			↗
Séquence neutre en grosses alternances grés-argileuses .Differentiation lithologique bonne meilleure vers le haut.	↑			↖

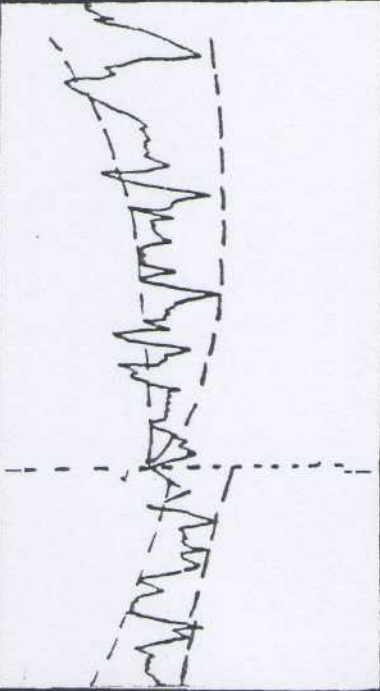




PUITS: KB-2

CYCLES: 05, 04 & 03

GAMA- RAY	API	LITHOLOGIE	EVOLUTION			
0 Ech : 1/500 150			Granulo		Strato	
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-	+	-
		Séquence neutre en fines alternances d'argiles et de calcaires .Differenciation lithologique faible.	↑		↖	
		Séquence neutre fines alternances d'argiles silteuse et de calcaires.Differenciation lithologique faible.	↑		↖	
		Séquence positive enrichissement en argile silteuse .Differenciation lithologique faible .	↗		↗	
		Séquence neutre en fines alternances d'argile silteuse indurée et de grés argileux.Differenciation lithologique faible plus affirmée vers le haut.	↑		↑	
		Séquence neutre alternance moyenne de grés fin et d'argiles.Differenciation lithologique faible ,meilleure vers le haut.	↑		↖	
		Séq. positive enrichissement en argile vers le haut.Differenciation lithologique faible .	↗		↖	

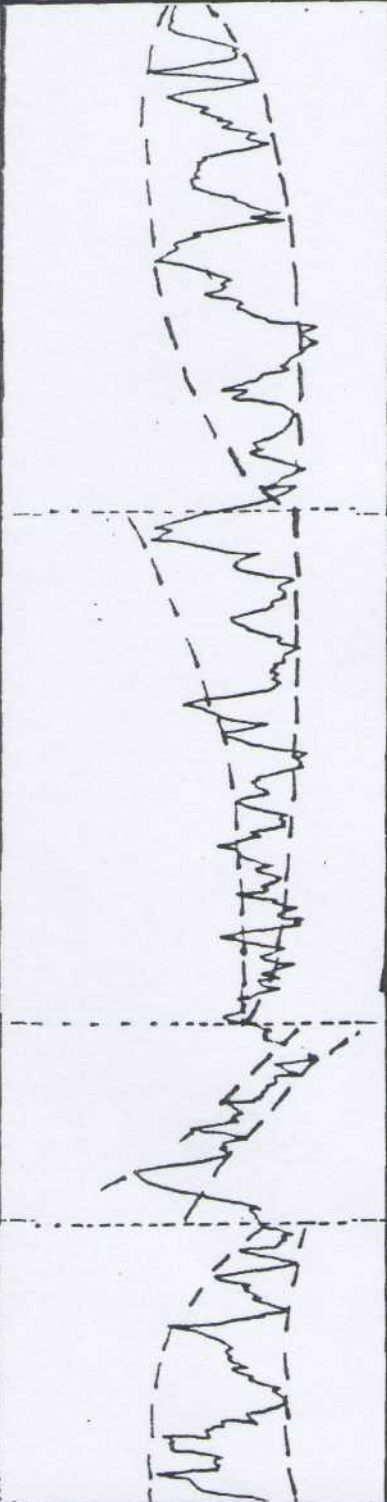
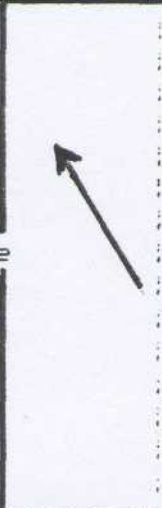

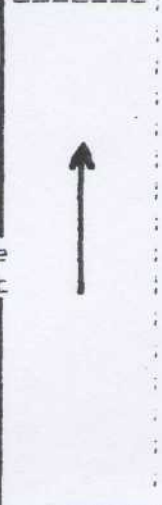





DECOUPAGE ELECTROSEQUENTIEL

DU SONDAGE TEG - 1

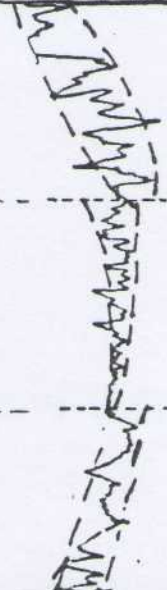
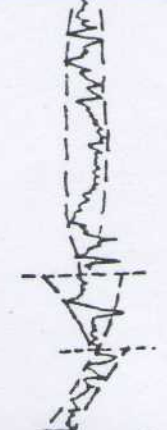
GAMMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+ -	+ -
	<p>Sequence neutre en grosses alternances d argile et de gres .</p> <p>Differenciation lithologique bonne, meilleure vers le haut</p>			
	<p>Sequence positive en moyenne alternance d argile et de gres .</p> <p>Differenciation lithologique plus affirmee vers le haut .</p>			


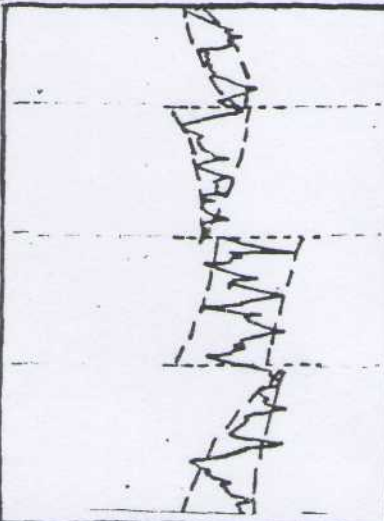
PUITS: TEG-1

CYCLE: 11

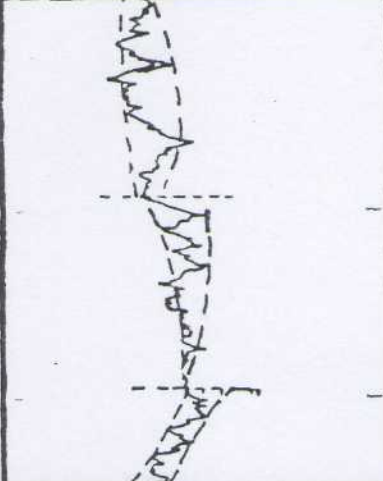






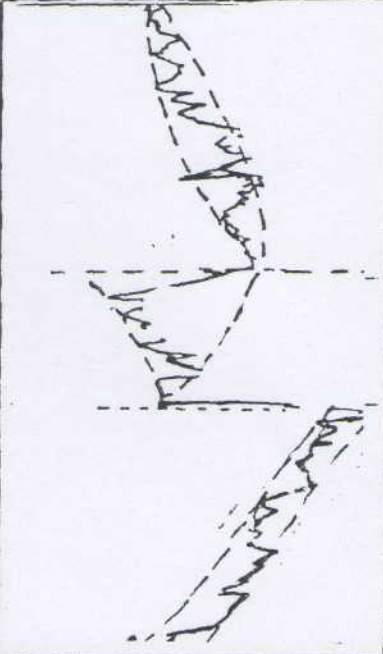






GAMMA- RAY API	LITHOLOGIE		EVOLUTION	
CORTEGES SEDIMENTAIRES			Granulo + -	Strato + -
<p>0 Ech : 1/500 150</p> 	<p>Sequence negative gres dominant vers le haut au depend des argiles .</p> <p>Differentiation lithologique bonne</p>			
	<p>Sequence neutre en grosses alternances d'argile et de gres .</p> <p>Differentiation lithologique bonne meilleure vers le haut</p>			
	<p>Sequence positive enrichissement en argile vers le haut.</p> <p>Differentiation lithologique faible vers le haut .</p>			
	<p>Sequence neutre en grosses alternances de gres fins et d'argile.</p> <p>Differentiation lithologique de moins en moins bonnes , vers le haut .</p>			

GAMMA-RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+ -	+ -
		<p>Sequence negative. gres dominant de bas en haut au detriment des argiles.</p> <p>Bonne differenciation lithologique.</p>	↖	↖
		<p>Sequence neutre en moyenne alternance de gres et d'argile.</p> <p>Differenciation lithologique bonne et meilleure vers le haut .</p>	↖	↖
		<p>Seq. 20. enrichissement des argiles au depend des gres.</p>	↖	↖
		<p>Sequence neutre en grosses alternances de gres et d'argile .</p> <p>Differenciation lithologique de moins en moins affirmee vers le haut .</p>	↖	↖

GAMMA- RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION			
0 Ech : 1/500 150			Granulo		Strato	
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-	+	-
		Sequence negative, alternance de gres et d'argile. Differentiation lithologique faible.	↗		↗	
		Sequence neutre, alternance de gres et d'argile. Differentiation lithologique faible.	↑		↗	
		Sequence positive, fort enrichissement en argile. Differentiation lithologique plus affirmee vers le haut.	↗		↗	
		Sequence neutre, Argile avec intercalations de siltstones. Differentiation lithologique faible.	↑		↗	
		Seq. N. F.D. Lithologique	↑		↗	
		Seq. O. Enrichissement en argile vers le haut.	↗		↗	

GAMMA-RAY 0 Ech : 1/500	API 150	LITHOLOGIE	EVOLUTION	
			Granulo + -	Strato + -
<p>CORTEGES SEDIMENTAIRES</p> 		<p>Sequence neutre. Argile avec intercalation de siltstone. Differentiation lithologi- -que faible</p>	↑	↗
		<p>Sequence neutre. Argile avec intercalation de calcaire argileux. Faible differenciation lithologique.</p>	↗	↗
		<p>Sequence positive. Argile avec passees de calcaire argileux. Diff. litho. bonne.</p>	↑	↗
		<p>Sequence negative. Faible differentiation lithologique</p>		
		<p>Sequence neutre. Minces alternances de gres et d ar- -gile. Faible diff. litho.</p>	↑	↗
		<p>Sequence positive. Enrichi- -sissement en argile vers le haut.</p>	↑	↗
		<p>Sequence neutre. Altetnance de gres et d ar- -gile. Diff. lithologique moins bonne vers le haut.</p>	↗	↗

GAMMA- RAY API	LITHOLOGIE		EVOLUTION			
0 Ech : 1/500 150			Granulo Strato			
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-	+	-
	<p>Sequence neutre en grosses alternances d argiles et de gres</p> <p>Differentiation lithologique moins bonne vers le haut.</p>					
	<p>Sequence neutre. Interca- -lation de calcaire</p> <p>Faible diff. litho.</p>					
	<p>Sequence positive. Calcai- -re a la base et enrichisse- -ment en siltstone vers le haut. Faible diff. litho.</p>					
	<p>Sequence neutre. Argiles avec intercalations de gres.</p> <p>Differentiation litholo- -gique faible vers le haut.</p>					
	<p>Sequence neutre. Alternances d argiles et de gres.</p> <p>Differentiation litholo- -gique bonne, meilleure vers le haut.</p>					
	<p>Sequence positive. Enrichissement en argile vers le haut. D. Lit. fai</p>					

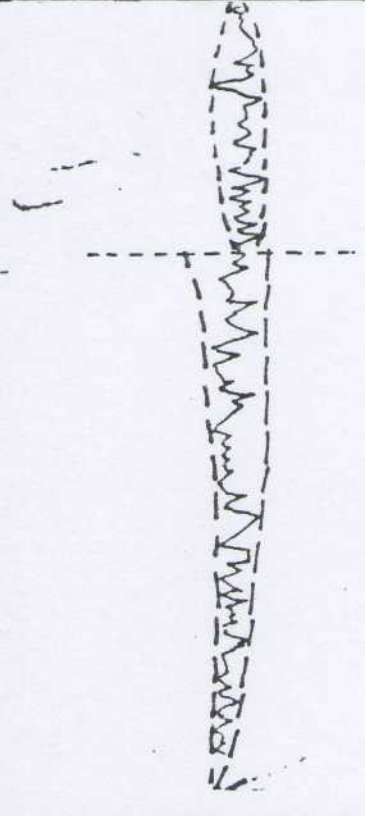

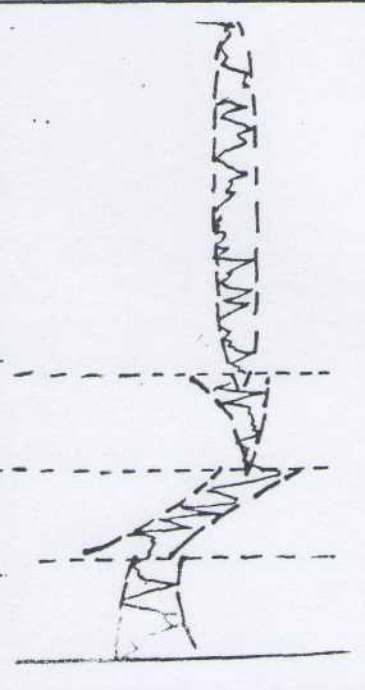
GAMMA- RAY	API	EVOLUTION	
CORTEGES SEDIMENTAIRES			
0 Ech : 1/500	150	+ -	+ -
LITHOLOGIE			
	<p>Sequence neutre. en alternances de gres-argiles.</p> <p>Faible differenciation lithologique.</p>		
	<p>Sequence neutre. en minces alternances de gres et d argiles.</p> <p>Differenciation lithologique faible.</p>		
	<p>Seq. > 0. Enrichissement en argile vers le haut.</p>		
	<p>Sequence negative. en minces alternances de gres et d'argiles.</p> <p>Differenciation lithologique faible.</p>		
	<p>Sequence neutre. Argile avec fines passees de calcaire. Faible diff. litho.</p>		
	<p>Sequence positive. Fort enrichissement en argile vers le haut.</p> <p>Faible differenciation lithologique.</p>		

PUITS: TEG-1

CYCLE: 2 & 1

DECOUPAGE ELECTROSEQUENTIEL

DU SONDAGE OTJ - 1

GAMMA- RAY	API	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500	150		
LITHOLOGIE			
CORTEGES SEDIMENTAIRES			
	<p>Séquence neutre en fines alternances Argile et de siltstone. faible différenciations lithologiques</p>	↑	↖
	<p>Séquence neutre en grosses alternances Argile - grès Différenciations lithologiques bonne, meilleures vers le haut .</p>	↑	↖
	<p>Séquence positive faible différenciations <i>litho.</i></p>	↗	↗
	<p>Séquence neutre en grosses alternances Argile - Grès</p>	↑	↑
	<p>Séquence neutre en grosses alternances Grès grossier dur et Argile <i>di</i></p> <p>Bonnes différenciations lithologiques meilleure vers le haut.</p>	↑	↑
	<p>Séquence neutre . Différenciation lithologique faible.</p>	↑	↖
	<p>Séq. positive enrichissement en Argile vers le haut</p>	↗	↗
	<p>Séquence neutre Alternance Grès - Argile Différenciation lithologique bonne</p>	↑	↗

PUITS: OTJ-1

CYCLES: 13 & 12

GAMMA- RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+ -	+ -
	Séquence neutre. Alternance de Grès et d' Argile	↑	↗	
	Séquence neutre en grosses alternances de Grès et d'Argile différenciation lithologiques moins bonnes vers le haut.	↑	↗	
	Séquence positive fort enrichissement en Argile vers le haut Différenciation lithologique de moins en moins bonne vers le haut	↗	↗	

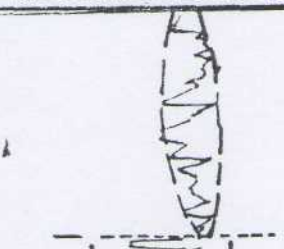
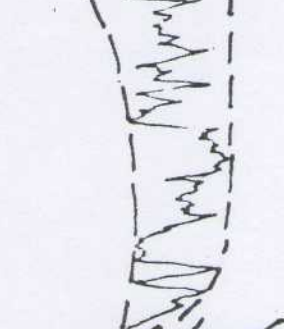
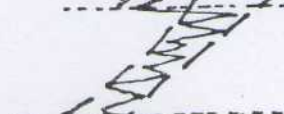
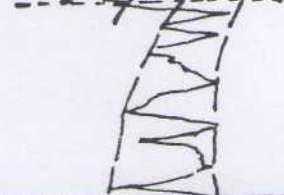
PUITS: OTJ-1

CYCLE: 11

GAMMA- RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION			
Ech = 1/500 150			Granulo		Strato	
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-	+	-
		<p>Séquence négative Grès dominant de bas en haut au dépend des Argiles. Différenciations lithologiques bonnes</p>			↖	↖
		<p>Séquence neutre en grosses alternances d'Argile et de Grès</p>			↑	↖
		<p>Séquence positive enrichissement en Argile vers le haut différenciation lithologique bonne, plus affinée vers le haut</p>			↗	↗
		<p>Séquence neutre en grosses alternances grés-argileuse différenciation lithologique bonne, meilleure vers le haut.</p>			↑	↖

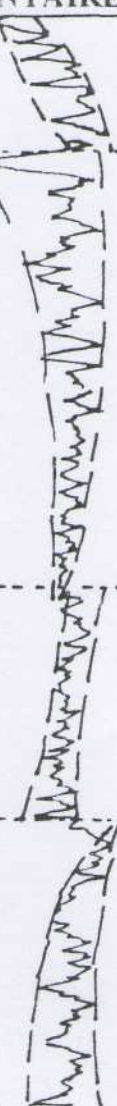
PUITS: OTJ-1

CYCLE: 10

GAMMA-RAY	API	EVOLUTION	
LITHOLOGIE			
0 Ech : 1/500	150	+ -	+ -
CORTEGES SEDIMENTAIRES			
	Séquence neutre alternance de Grés fin à très et d'Argile silleuse	↑	↗
	Séquence neutre en grosses alternances de Grés et d'Argile .Differentiation lithologique bonne meilleure vers le haut .	↑	↗
	Séquence positive fort enrichissement en Argile vers le haut	↗	↗
	Séquence neutre en grosses alternances Grés .Argile differenciation lithologique bonne	↑	↗

PUITS: OTJ-1

CYCLE: 9

GAMMA- RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION	
0 Ech : 1/500 150			Granulo	Strato
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+ -	+ -
	<p>Sequance negative Grès dominant de bas en haut au dépens des Argiles</p>	↙	↗	
	<p>Sequance neutre en grosses alternances d'Argile silleuse et de Grès .Differentiation lithologique bonnes plus affirmée vers le haut.</p>	↑	↗	
	<p>Séquence positive substitution progressive des Grés pur et les Argiles .Differentiation lithologique faible plus affirmée vers le haut .</p>	↗	↗	
	<p>Séquence neutre en fines alternances de Grés et d'Argile . Differentiation lithologique faible</p>	↑	↗	

PUITS: OTJ-1

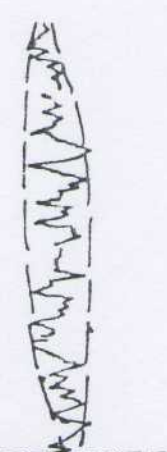
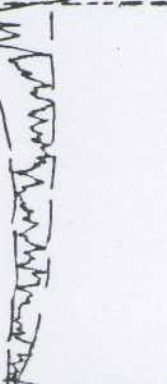


CYCLE: 8



GAMMA- RAY	API	LITHOLOGIE		EVOLUTION				
Ech : 1/500	150			CORTEGES SEDIMENTAIRES		Granulo	Strato	
				+	-	+		
		Séquence neutre en fines alternances de Grés fin à très fin et d'Argile induree .Differentiation lithologique faible	↑					
		Séquence neutre en fines alternances de Grés très fins . Differentiation lithologique faible.	↑					
		Séq. positive .Diff' lith plus affirmée vers le haut	↗	↗				
		Séquence neutre en alternance moyenne de Grés fins et d'Argile silleuse .Differentiation lithologique faible	↑	↗				



PUITS: OTJ-1

CYCLE: 7

GAMMA- RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION				
Ech : 1/500 150			Granulo		Strato		
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-	+	-	
		Séquence neutre en alternance moyenne de grés très fins carbonates et d'Argile micarée et passées de calcaire argileux .Differentiation lithologique faible		↑		↗	
		Séquence neutre en fines alternances de Grés carbonate et d'argile feuilletée micarée silleuse.Differentiation lithologique faible		↑		↖	
		Séq. positive enrichissement en argile vers le haut fines passées de calcaire		↗		↗	
		Séquence neutre en grosses alternances grés-argileuse différenciation lithologique de moins en moins bonnes vers le haut		↑		↖	

PUITS: OTJ-1

CYCLE: 6

GAMMA- RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION			
0 Ech: 1/500 150			Granulo		Strato	
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-	+	-
	<p>Séquence négative Grès dominant de bas en haut au dépend des Argiles différenciations lithologiques faibles</p>	↙		↑		
	<p>Séquence neutre au fines alternances de grès très fins et d'argile micarée .Différenciation lithologique faible meilleur vers le haut</p>	↑		↗		
	<p>Séquence positive .Différenciation lithologique plus affirmée vers le haut</p>	↗		↗		
	<p>Séquence négative substitution progressive des argiles micarées par des grès fins carbonatées fines passées de calcaire.Différenciation lithologique faible.</p>	↙		↙		
	<p>Séquence neutre .Différenciation litho faible</p>	↑		↙		
	<p>Séquence positive .Différenciation lithologique plus affirmée vers le haut.</p>	↗		↗		
	<p>Séquence neutre en fines alétrnances de grès et d'argile .Différenciation lithologique très faible</p>	↑		↗		

PUITS: OTJ-1

CYCLES: 5 & 4

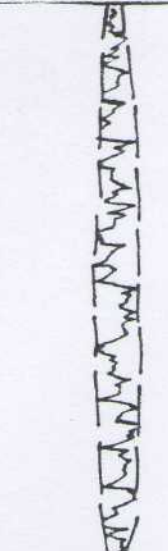




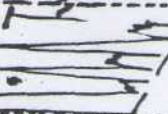
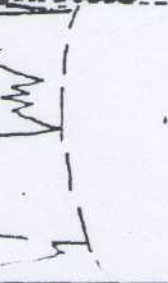
LITHOLOGIE

EVOLUTION

CORTEGES
SEDIMENTAIRES

Granulo
+ -

Strato
+ -

	<p>Séquence neutre en fines alternances de gres carbonaté avec fines passées de calcaire argileux et d'argile micarée indurée, feuilletée, silleuse et pyriteuse .Differentiation lithologique faible</p>	<p>↑</p>	<p>↑</p>
	<p>Séquence neutre au fines alternances de gres et d'argile .Differentiation lithologique faible</p>	<p>↑</p>	
	<p>Séquence positive .Differentiation lithologique faible</p>	<p>↗</p>	<p>↗</p>
	<p>Séquence négative Grés dominant de bas en haut au depens des argiles .Differentiation lithologique faible</p>	<p>↖</p>	<p>↑</p>
	<p>Séquence neutre alternances de grés fins a moyen et d'argile silto-sableuse .Differentiation lithologique très faible</p>	<p>↑</p>	<p>↖</p>
	<p>Séquence positive .Differentiation lithologique faible.</p>	<p>↗</p>	<p>↗</p>
	<p>Séquence neutre alternance de grés fin à moyen et d'argile .Differentiation lithologique bonnes</p>	<p>↑</p>	<p>↗</p>

GAMA- RAY API		LITHOLOGIE	EVOLUTION			
0 Ech : 1/500 150			Granulo		Strato	
CORTEGES SEDIMENTAIRES			+	-	+	-
		Séquence négative grés dominant de bas en haut au depens des argiles .Differentiation lithologique faible .	↙		↙	
		Séquence neutre en grosses alternances d'argile et de grés .Differentiation lithologique bonne ,meilleure vers le haut	↑		↙	
		Séquence positive .Differentiation faible plus affirmée vers le haut	↗		↗	

PUITS: OTJ-1

CYCLE: 1

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- **ALLEN G.P (1981)** - A review of tidal and deltaic sedimentation . Rap. in- terme R.L . 2 365, T.E.P./ DE/ LAB. 1981.
- **ALLEN G.P (1989)** - Les deltas et les bassins deltaïques. A.S.F., Dynamiques et méthodes d'étude des bassins sédimentaires ED. technip., Paris.
- **ALLEN G.P. FENIES H. HOWA H, et CUIGNON R. (1983)** - Carottes et logs électriques en séries clastiques. Descriptions et interprétation sédimentologiques. Total C.F.P.
- **ALIEV M. et al (1971)** . Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara Algérien. SONATRACH, Alger., Rapport interne.
- **ASSES A. (1987)** . - Analyse des diagraphie de forage. Séquences sédimentaires et paléogéographie des séries argilo-greuses déposées au passage du Siluro-Devonien dans la synclise Est-saharienne. Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- **BEICIP (1972)** - Etude géologique et levées cartographiques au 1/200.000 de l'Ahnet et du Mouydir (Sahara central). SONATRACH Rapport interne.
- **BEICIP (1972)** - Synthèse du Cambro-Ordovicien du Sahara algérien. SONATRACH, Rapport interne.
- **BERTRAND J.M.L.(1974)**. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (hoggar central, Sahara algérien.). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques Thèse, Montpellier, Edit . C.N.R.S., Coll. C.R.Z.A., sér. Géol. 19,370 p.
- **BERTRAND J.M.L., CABY R. (1978)**. Geodynamic evolution of the Pan - African orogenic belt
a new interpretation of the Hoggar shield. Geol. Rundsch., 67 (2).
- **BEUF S. et al (1971)** - Les grès du paléozoïque inférieur au Sahara: sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton; Paris
- **BOUDJEMAA. A.(1987)**- Evolution structurale du bassin petrolier triasique du sahara Nord-oriental. Algerie. Thèse de doctorat es-sciences de l'université Paris XI, 290 p.

- **BOUMENDJEL K. (1987)** . - Biostratigraphie des chitinozoaires du Silurien et du Dévonien du Sahara algérien . 1er Séminaire national de Géologie pétrolière, Boumerdes , déc. 87, Pub. interne. CRD. SH.
- **BRP, CEP, CFP (A), CPA, CPT(L), IFP et SN.REPAL (1964)** - Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien. Soc. géol.Fr. Mem. hors série n°2.
- **CABY R. (1968)**. Une zone de décrochement à l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Aha-ggar occidental. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), X.
- **CABY R. (1970)**. La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie), sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique.
- **CHAMBRE SYNDICALE (1980)** - de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel. Comité des techniciens . Méthodes modernes de géologie de terrain. Principes d'analyses sédimentologiques; fascicule 1; édit. Technip-Paris.
- **CHRISTOPHER G. ST, C. KENDALL and IAN LERCHE**. Thise and Fall of enstacy (Dpt of geology of south carolina).
- **CONRAD G. (1969)** - Evolution continentale post-hercynienne du Sahara central algérien .Mém .C.R.Z.A. n° 10 , Serv. Géol . Edit. CNRS Paris.
- **CONRAD J. (1972)**. Distension jurassique et technique éocétacée sur le N-W de la plate-forme africaine (Bassin de Reggan, Sahara central.) CR Acad. Sci..., Paris, t. 274..
- **CONRAD J. (1981)**. La part des déformations post-hercyniennes et de la néotectonique que dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme hercynienne. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 292, série II.
- **CONRAD J. (1984)**. Les séries carbonifères du Sahara central algérien. Stratigraphie-Sédimentation évolution structurale. Thèse Sci. Univ. Marseille St Jérôme, 370 p.
- **CONRAD J. LEMOSQUET Y. (1984)**. Du craton vers sa marge: évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahnet-Timimoun-Béchar (Sahara algérien) au cours du Carbonifère. Données paléoclimatiques. Bull. Soc Géol. Fr., (7), XXVI, N° 6.
- **DELFAUD J. (1975)** - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), XVI,
- **DESBRANDES R. (1968)**. - Théorie et interprétation des diagrapies. Publ. I.F.P Collection "Sciences et techniques du pétrole" n° 13 . ED. Tcechnip. Paris,

- **DRID. M. (1987)** . -Evolution de la matière organique du paléozoïque du bassin de Timimoun et de la cuvette de Sbaa. Contribution à l'étude des Reconstitution des états transferts des flux thermiques profonds. 1er Séminaire national de géologie pétrolière . Boumerdes, déc.87.Publ. interne, CRD., SH
- **FABRE.J (1968)**. Présentation d'une maquette technique du Nord Sahara.C R Soc.Géol. Fr
- **FABRE. J. (1971)**. Structure de l'Algérie saharienne. Eléments pour une carte tectonique. Publ. Serv.Géol. Algérie, nouv. série. n° 41.
- **FABRE J. (1976)**. Introduction à la géologie du Sahara. S.N.E.D Alger, 422 p.
- **FOLLOT J. (1952)**. Ahnet et Mouydir. 19ème Congrès géol. Int Alger., monog. Région, Algérie, n°1,
- **FOLLOT J (1953)**. -Sur les différentes phases tectoniques ayant affecté la bordure septentrionale du Hoggar. Trav. inst .Recher. Saharienne, Alger, T. 9
- **FREULON J. M. (1955)**. Mouvements calédoniens dans l' Est du Sahara central. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 241
- **FREULON J.M. (1964)**. Etude géologique des séries primaires du Sahara cent. Publ. Centre Rech. Zones arides, C.N.R.S., éd Paris, n° 2.
- **JARDINE S. et YAPAUDJIAN L. (1968)** . - Lithostratigraphie et palynologie du Dévonogothlandien gréseux du bassin de polignac (Sahara) .Rev. I.F.P.
- **JERVEY. M.T** Quantitative geological modeling of silicastic. Roch sequences and their seismic expression
- **KAZI TANI .N (1982)** . - Approche de l'eustatisme par le gamma-ray : Proposition d'une méthode
- **KILIAN C. (1922)** . Essai de synthèse de la géologie du Sud - constantinois et du Sahara central. C.R XIIIe Congr. Géol. Intérne., Bruxelles, 1922 (Publié en 1925). fasc. 2.
- **KILIAN C. (1923)**. Des plissements de «l'enceinte tassilienne» du massif central de l'Ahaggar C.R. Acad. sci. Paris, t.176.
- **KILIAN C. (1928)**. Sur la présence du Silurien à l'Est et au Sud de l'Ahaggar.C.R. Acad. Sci., t.186.
- **KILIAN C. (1931)**. Des principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. Soc Géol. Fr.

- **KILIAN C. (1933).** De l'Ordovicien et du Gothlandien du bouclier saharien. C.R. Soc. Géol. Fr.
 - **LEGRAND Ph. (1959).** Sur l'existence d'une discordance angulaire entre le Dévonien inférieur et le Gothlandien dans la région de Hassi Sougued (Sahara central). C.R Som. Soc. Géol. Fr., p.100.
 - **LEGRAND Ph. (1974 a).** Résultats récents sur le problème de la limite cambro-ordovicien au Sahara algérien septentrional. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du N., T. 67, fasc.1
 - **LEGRAND Ph. (1974 b).** Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. Notes et Mém. C.F.P., n° 11, Paris.
 - **LEGRAND. Ph. (1962).** Comparaison des séries cambro-ordoviciennes reconnues en affleurement dans la région d'Amquid et en forage au centre du bassin saharien occidental. Bull. Soc. Géol. Fr.,(7).
 - **P. LEGRAND (1966-67) -** Nouvelle connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara Algérien Ph. (1976). Contribution à l'étude des Graptolithes du Liandoverien inférieur de l'Oued In Djerane Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du N., t. 67, tasc. 1-2.
 - **LEGRAND Ph. (1981).** Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. Notes et Mém., C.F.P. n°16.
 - **LELUBRE M. (1952).** Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). Bull Serv. Carte Géol., Algérie, (2), Stratigr., Descriptions région, 22, t.1 : 354 p, t. 2.
 - **LOUTIT T.S , J. HARDENBOL, Peter R.VAIL and Gerald R.BAUM:** Continental margin sequences.
 - **LOUTIT TOM. S, Jau HARDERBOL, Peter R.VAIL and Gerald R.BAUM:** Condensed. Section the Key to age determination and correlation of continental margin sequences
 - **MAGLOIRE. L. (1968) -** Etudes stratigraphique par la palynologie, des dépôts argilo-sableux du Silurien et du Dévonien inférieur dans la région du Grand Erg occidental. Symp. Dev. Syst. , Canada , 1968, Soc. Petrol. Geol., Alberta.
 - **MENCHIKOFF. N. (1928).** Sur l'âge des grès de l'Ougarta (Sahara occidental).C.R. Acad. Sci., Paris, t. 187.
- MENCHIKOFF N. (1933).** La série primaire de la Saoura et des chaînes d'ougarta. Bull. Ser. Carte Géol., Algérie, 2ème série, fasc. 2.

- **MENCHIKOFF N. (1935).** Le Dévonien inférieur du Menakek (Sahara occidental). C.R Somm. Soc. Géol.Fr.,5.
- **MENCHIKOFF N. (1949).** Quelques traits l'histoire géologique du Sahara occidental. Ann. Hébert et Haug, Paris, livre Jub. Ch. Jacob, VII.
- **MENCHIKOFF N. (1957).** Les grandes lignes de la géologie saharienne. Rev. Géogr.phys. et Géol. Dynam. Paris, 2ème série, vol. 1, fasc. 1.
- **NEDJARI. A (1994).** Images et événements fini hercyniens de l'Ouest du Maghreb (algerie, Maroc)
- **PERRODON A. (1963)** . - Les grandes étapes de la découverte géologique du Sahara. Bull. Ass. Fr. Tech. Petrole, n° spéc., 1963.
- **POSAMENTIER H.W, M.T JERUEY, P.R VAIL:** Eustatic controls ou élastic deposit I.
- **POSAMENTIER H.W, and P.R VAIL:** Eustatic controls ou elastic deposition II
- **PITMAN III Walter. (1978) C.V** Relationships between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins
- **REY.J (Sept. 1988)** Stratigraphic sequencing and correlation techniques. Application aux dépôts de plate-forme.
- **SARG. G.J.F** carbonate sequence stratigraphy (Exxon. Product. Research company).
- **SCHLUMBERGER (1979)** - Well Evaluation conference, Algérie, Dec.
- **SCHLUMBERGER (1974)** - Well Evaluation conference, Nigeria.
- **SCHLUMBERGER (1981)** - Dipmeter interpretation. V. 1-Fundamentals.
- **SCHLUMBERGER (1970)** - Fundamentals of dipmeter interpretation..
- **SCHLUMBERGER (1982)** - Natural Gamma Ray Spectrometry-Essentials of NGS Interpretation.
- **SCHULTZ A.L (1970)** - The anatomy of a vertical fracture. Schlumberger Tech.Review. V.18/2,
- **SELLY R.C (1979)** - Dipmeter and log motifs in North sea submarine-Fan sands; AAPG BULL. V

- *SERRA O., BALDWIN J. , QUIREIN J. (1980)* - Theory, interprétation and practical applications of Naturel Gamma ray Spectrometry.
- *SERRA O. (1985)* - Diagraphies différées. Bases de l'interpretation Tome 2. Interpretation des données diagraphiques.
- *SERRA O., H.T.ABBOTT (1980)* - The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. SPE of Aime, trans. 55 th annual Fall Technical conf. Dallas, Texas, Sept. 21-24
- *Society of economic paleonblogists and mineralogists (1988)*. Sea-level changes : an integrated approach.
- *VAIL P.R (Nov. 1989)* Sequence stratigraphie seminar.
- *YAPANDJIAN L.(1970)* - Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme); mém.BRGM N° 77