



INSTITUT
D E
G E O L O G I E

INVITATION

Madame, Monsieur,

Vous êtes cordialement invité à assister à la soutenance de thèse pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, Mention : Géologie-Géophysique, intitulée

**APPORT ET CONTRIBUTION DE L'ANALYSE DE DIAGRAPHIES
A LA CONNAISSANCE D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE.
Application au bassin du Timimoun (Algérie)**

présentée par Monsieur Med Saïd BEGHOUL, Chef du Département Evaluation à la Sonatrach Exploration d'Alger.

Au Jury siègeront : MM. J. LUCAS, Professeur à l'ULP, Président
Y. GUEGUEN, Professeur à l'ULP
M. RUHLAND, Directeur de thèse
P. TREMOLIERES, Professeur à l'IFP
A. BOUDJEMA, Ing. Docteur, Directeur à la Sonatrach.

Soutenance publique le **24 juin 1991 à 15h**
Institut de Géologie
1, rue Blessig
Grand Amphithéâtre, 2e étage.

UNIVERSITE
LOUIS PASTEUR
STRASBOURG

Jacques LUCAS

Michel RUHLAND

1, rue Blessig
67084 Strasbourg Cedex
(France)
Tel (33) 88 35 85 00
Ligne directe : (33) 88 35 85 . .
Fax : (33) 88 36 72 35

INVITATION : Vous êtes cordialement conviés au Vin d'Honneur qui suivra la soutenance.

RESUME

Cette thèse énonce d'abord quel parti l'on peut tirer de l'analyse des diagrapies dans la connaissance de la géologie d'un bassin sédimentaire. C'est beaucoup plus une démarche méthodologique qu'une résolution d'un problème géologique particulier. Les résultats obtenus sur le bassin saharien de Timimoun (Algérie), se conjuguent néanmoins dans une synthèse cohérente caractérisant ce dernier:

- le centre du bassin est subsident dès le Paléozoïque inférieur et la sédimentation continue du Cambrien au Carbonifère. Aucun plissement compressif n'a pris réellement place avant le paroxysme hercynien N40 (Viséen- Namurien). Aux plis N100 à l'Ouest (influence du socle) et N135 au centre, s'associent des failles directionnelles, subparallèles ou bissectrices aux systèmes de fractures subverticales induites (signe de contemporanéité de l'ensemble). Cette architecture s'est pratiquement conservée durant le Mésozoïque : les effets des mouvements secondaires étant très faibles à nuls.

- Le bassin est soumis actuellement à un serrage N140 (post tortonien ?), favorable à l'ouverture des fractures et à l'amélioration des capacités de drainage des fluides de réservoirs dans cette direction.

Des coulissements dextres seraient actuellement probables sur la voûte d'Azzena, à l'Ouest, le long des failles E-W.

- En dessous du niveau de deshydratation des smectites (vers 1750m) la sous-compaction des argiles siluro-dévoniennes semble avoir retardé la cristallinité des illites. Au centre du bassin, les profils de sous-compaction attestent d'une migration primaire des hydrocarbures essentiellement vers le haut. Les qualités de drainage durant la migration seraient, en partie, responsables du mode de la répartition actuelle des hydrocarbures dans le bassin: uniquement du gaz au centre et gaz/gazoline/huile le long du trend ougartien, compacté, à l'Ouest.

- Le réservoir principal (le Dévonien inférieur) est constitué par l'imbrication de barres et de chenaux d'un système deltaïque qui était soumis à un réseau aquatique s'écoulant du Sud au Nord, sans de progradation des sédiments, intertidaux (grès) à prodeltaïques (argiles).

Mots -clés: Timimoun- Diagrapies- Pendageométrie- Fracturation-
Trou de forage- Ovalisation - Ecailage -
Ovalisation plastique - fini tortonien -
Sous compaction - Niveau de deshydratation -
Drainage - Paléocourants - Barres;chenaux-
Système deltaïque.



**U.F.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GEOLOGIE
STRASBOURG**

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG
MENTION : GEOLOGIE / GEOPHYSIQUE**

par

Med Saïd BEGHOUL

**APPORT ET CONTRIBUTION DE L'ANALYSE DE
DIAGRAPHIES A LA CONNAISSANCE D'UN BASSIN
SEDIMENTAIRE. Application au bassin de Timimoun
(Algérie).**

Soutenance publique le 24 juin 1991 devant la commission d'examen :

**MM. J.LUCAS, Professeur à l'ULP, Président
Y.GUEGUEN, Professeur à l'ULP, Rapporteur interne
M.RUHLAND, Directeur de thèse
P.TREMOLIERES, Professeur à l'IFP, Rapporteur externe
A.BOUDJEMA, Ing. Docteur, Examineur**

A Nacéra, mon épouse, qui a partagé avec moi des moments difficiles au profit de cette thèse. Celle-ci est un peu la sienne.

A mes deux enfants Shahinez et surtout Narimen que je n'ai pas assez vue grandir pour avoir "poussé" avec cette thèse.

A ceux et à celles qui exercent un métier...méconnu, peu exaltant et mal payé mais qui le font toujours consciencieusement.

Avant-propos

De quoi s'agit-il ?

Pour ne pas être compris et paraître savants, les médecins parlaient autrefois latin. Aujourd'hui, peut-être plus encore qu'hier, le néologisme semble revenir. Il constitue décidément la mesure sociale de la valeur de l'individu de l'époque moderne.

En géologie, par exemple, les disciplines devenant presque autonomes, les thèses se révèlent parfois trop thématiques : on recherche de plus en plus sur de moins en moins, on se spécialise, on s'autonome.

Il n'est pas impossible d'écrire de gros ouvrages sur quelques tronçons de la seule faille de San-Andreas, sur la migration du pétrole ou sur la géochimie minérale d'un élément.

Il ne faut cependant pas s'attendre dans ce mémoire à autre chose qu'un canevas général tissé beaucoup plus par une démarche pluridisciplinaire que par la rigidité d'une discipline autonome.

Il s'agit d'une caractérisation multiscale d'un bassin sédimentaire, à partir des données de subsurface, où chaque "type" de géologue trouvera un aspect qui peut répondre plus ou moins à sa propre vocation.

Particularité de cette thèse

Nous avons voulu bénéficier des toutes dernières améliorations et mises au point apportées aussi bien dans les techniques de mesure en sondage que dans leurs interprétations, bien que certaines considérations relèvent déjà de l'obsolète. C'est le cas du principe de la carotte développée dont le rajeunissement, ici, consiste à obtenir du neuf avec du vieux, c'est-à-dire obtenir pour la première fois des informations microtectoniques sur un vaste bassin sédimentaire mal connu du Sahara algérien. Cela est essentiel.

Compte tenu de l'échelle sur laquelle ces informations sont recherchées (carottes de sondages), cette thèse peut sembler ne pas s'accorder avec l'opinion selon laquelle une étude de détail doit porter sur une contrée limitée. Dans cette contrée limitée il y a cependant moins de chance de rencontrer des caractères clés qui obéissent à la logique dont dépend l'harmonie régionale.

Devant la profusion de manuels et d'articles concernant les notions géologiques et géophysiques, le chapitre "Principes et méthodes d'analyse" peut paraître vain ou exagérément long pour les uns et trop succinct pour les autres. Nous avons estimé cependant que certaines notions diagraphiques d'une part et géologiques d'autre part ne sont pas considérées comme systématiquement (bien) acquises par les géologues et les géophysiciens respectivement. Nous avons voulu que notre travail soit accessible aux uns et aux autres.

Sous cet aspect et peut-être à d'autres points de vues, la présentation de ce chapitre nous a paru fondamentale pour les uns et pour les autres car pour le géophysicien, que je suis, les bases géologiques relatées dans ce chapitre constituent le "Bon usage" que semble perpétuer la majorité des bons géologues de notre temps. Hélas pourtant, je ne crois pas pouvoir trop m'assurer que la valeur géologique de mes interprétations ne puisse souffrir de temps à autre de déficiences. Dès lors, nous nous sommes efforcé d'être clair, succinct et pragmatique en évitant de recourir le moins possible à des interprétations pédantes ou rébarbatives. En conséquence, nous avons peut-être insisté sur les questions que sur les solutions ou sur le

qualitatif que sur la quantitatif bien qu'en diagraphie toute quantification vise essentiellement l'aspect pétrophysique. Cet aspect, trop technique et pratique nous a paru trop "quotidien" pour qu'il puisse répondre au véritable objectif de cette thèse. Celle-ci propose l'échafaudage susceptible de stimuler d'autres études basées sur l'analyse géologique des diagraphies en particulier. Cet aspect, du type descriptif, aurait manifestement un caractère moins quantitatif. Il l'est peut-être beaucoup moins dans cet essai qui a, en revanche, pour principale particularité de couvrir un domaine assez large.

Lorsqu'une sonde diagraphique défile le long d'un sondage c'est toute la géologie qu'elle parcourt. Chaque courbe enregistrée peut être considérée comme étant un spectre où s'interfèrent tous les aspects géologiques. Nous nous sommes de ce fait souvent laissé entraîner vers le fond de ces courbes, mais nous avons à chaque fois eu conscience que nous ne pourrions jamais "démêler" tous les spectres et terminer ce travail si nous voulions trop "éplucher". Notre travail n'est donc pas complet. Quel essai saurait l'être? Du moins, croyons-nous n'y avoir omis rien d'essentiel.

L'envahissement incessant de nouveaux champs d'application par les diagraphies a pu nous enseigner au cours du temps les fondements les plus consistants des sciences géologiques: pétrophysique, pétrographie, sédimentologie, tectonique, géochimie, stratigraphie, géothermie, etc. Ce travail est donc l'aboutissement de plusieurs années d'"apprentissage" au sein de SONATRACH-EXPLORATION mais surtout de près de cinq (05) années de recherche à l'institut de géologie de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg I.

Néanmoins, je m'étais souvent demandé s'il y a vraiment lieu de s'inscrire, avec pour "unique baguette" les diagraphies, dans cette école alsacienne où les géosciences ont plutôt un caractère avant tout fondamental.

Messieurs J. LUCAS, directeur de l'institut, A. NICHARD, alors directeur du laboratoire de géologie structurale et M. RUHLAND, professeur au même laboratoire, m'ont tous autorisé à entamer une thèse en 1985, quoique mon outil de travail n'était pas parfaitement celui de leurs propres vocations. Ce n'est nullement un succès pour moi d'avoir "introduit(?)" l'application des diagraphies dans un milieu "profane". Je n'ai fait qu'évoquer un fait aux alsaciens car c'est précisément sur ce sol alsacien que la diagraphie a été appliquée pour la première fois vers 1928, par les frères Schlumberger.

Le véritable succès est bien tardif. Il réside dans le fait d'avoir, espère-je, à l'aide de l'"unique baguette", pu et su répondre plus ou moins à toutes les vocations géologiques par la diversité des questions traitées ou "profondément effleurées" dans cette thèse (tectonique, sédimentologie, stratigraphie, pétrographie, minéralogie, géochimie, réservoir, etc.).

A qui s'adresse cette thèse ?

Il est vrai que nous assistons actuellement à un renouveau largement fondé sur la simulation à l'heure où fait surface une nouvelle génération de chercheurs qui ne peut disjoindre sciences fondamentales et sciences appliquées. Puisse donc ce travail intéresser tous ceux, jeunes chercheurs et étudiants, pétroliers ou fondamentalistes, qui veulent aiguïser ou élargir certaines de leurs connaissances en découvrant quelques possibilités de l'aspect géologique de "notre outil" et qui ont le souci de vouloir accepter toute autre méthode d'analyse comme outil de travail. Ils sont nombreux.

Mais cette thèse a une autre fin. Elle est aussi une mise au point de mes connaissances longtemps dissimulées dans de nombreux travaux internes à SONATRACH et sur lesquels je n'ai pas cru avoir pu porter ou lire systématiquement mon nom. Cette thèse, entamée il y a près de cinq ans, a pu, quant à elle, bénéficier d'une "naissance" sous un climat de "conscience démocratique".

Reconnaisances

Messieurs J. LUCAS, A. NICHARD et M. RUHLAND m'ont autorisé à m'inscrire. Ils doivent être ici chaleureusement remerciés. Mais c'est sous l'esprit à la fois lucide, discret et exigeant de M. RUHLAND que cette thèse a été confectionnée. Il sut me communiquer sa passion de la géologie structurale par ses conseils mais aussi par son dévouement à cette discipline. Je dois reconnaître qu'il a beaucoup influencé ma façon de voir la géologie en général et l'aspect structural en particulier. Son empreinte s'exprime clairement dans la partie Structurale de ce travail. D'ailleurs, la technique d'analyse tectonique des carottes lui revient presque entièrement. Nos fructueuses discussions m'apprirent enfin à réajuster mes idées. Qu'il soit convaincu de mon affectueuse et sincère reconnaissance.

Mes premières conditions de séjour à Strasbourg s'annoncèrent difficiles. Mais Djelloul AISSAOUI les a rendues agréables. Le chemin qu'il a fait a été pour moi la première référence bibliographique. Il était pour beaucoup dans ma première inscription. Djelloul est bien plus qu'un ami. Il ne sait peut-être pas combien je lui suis redevable sur le plan personnel. Qu'il sache, au moins, que je ne l'oublie pas.

J'eus en outre l'occasion d'effectuer de "charmantes" tournées aux carothèques d'Alger-Oued Smar et de Hassi Messaoud en compagnie de J.C. BORRENBARGER. "Le charme"? nous n'étions pas à l'abri des "pépins" d'une fausse aventure. Jean Claude s'en souviendra, je pense, quant à moi, je me souviendrai plutôt de l'apport combien substantiel de Jean Claude dans la réalisation des carottes développées sous des soleils de plomb. Il s'est avéré un collaborateur persuasif et un chercheur méticuleux et rigoureux en dépit du mauvais état des carottes examinées. C'est aussi grâce à son soutien moral, son examen critique et ses franches remarques que je dois en partie l'achèvement et la présentation finale de cette thèse. Qu'il trouve ici ma vive reconnaissance et mes remerciements chaleureux pour avoir fait pour un ami ce qu'il aurait certainement fait pour lui.

Remerciements

J. LUCAS, directeur de l'institut de géologie de Strasbourg de l'honneur qu'il me fait en assurant la présidence de mon jury.

P. TRENOLIERES, professeur au centre d'études supérieures d'exploration (institut français du pétrole) et Y. GUEGUEN, professeur à l'institut de physique du globe de Strasbourg I, pour avoir accepté très favorablement d'être mes rapporteurs externe et interne respectivement, en dépit des calendriers chargés.

P. MONTAGGIONI (Schlumberger-Paris) pour la riche documentation concernant les tous derniers développements sur l'étude de la fracturation d'après le HDT, le SHDT, le FMS, etc.

B. MAWHIN, pour sa gentillesse et l'informatisation des abaques d'interprétation des carottes développées.

C. STAFFELBACH, des explications du fonctionnement de l'analyseur structural 3D.

Mme D. ZILL, qui a toujours voulu, avec le sourire, répondre à mes formalités "secrétariales"

A CEUX et à CELLES qui de près ou de loin ont été derrière les bonnes conditions de la réalisation de cette thèse. Ils sont nombreux.

Qui est l'auteur ?

Med-Said BEGHOUL, chef du Département Evaluation à Sonatrach Exploration (Alger). Ingénieur d'Etat en géophysique, spécialisé en Diagraphie, diplômé de l'Institut National des Hydrocarbures et de la Chimie de Boumerdes (Algérie).

Mon expérience professionnelle s'est faite sur les chantiers pétroliers mais surtout au sein du Service des Diagraphies de SONATRACH-EXPLORATION à Alger (1977-1985). J'ai exercé comme ingénieur "log Analyst", "ingénieur de synthèse" puis comme "chef de projet Géophysique" avant d'être désigné en 1983 pour assumer les responsabilités du Service des Diagraphies.

J'ai été détaché à Strasbourg (France) en Octobre 1985 où j'ai entamé la présente thèse, en interprétation géologique des diagraphies, pour le compte de SONATRACH.

C'est toutefois en géophysicien diagraphiste, avant tout, que je suis astreint à présenter mes résultats parceque je ne suis ni un véritable géologue ni un homme de terrain.

S O M M A I R E

Page

Avant- propos.....	3
Introduction générale.....	9

première partie

GENERALITES

CHAPITRE I : Introduction.....	13
CHAPITRE II: Principes et méthodes d'analyse.....	21

Deuxième partie

ANALYSE STRUCTURALE

CHAPITRE I : Structure actuelle du bassin.....	79
CHAPITRE II : Les failles et les flexures associées.....	95
CHAPITRE III: La fracturation.....	109

Troisième partie

EVOLUTION DU BASSIN

CHAPITRE I : Evolution paléogéographique et structurale.....	149
CHAPITRE II : Evolution des sédiments.....	175

Quatrième partie

CARACTERES PETROLIERS DU BASSIN

CHAPITRE I : Mode de migration primaire des hydrocarbures - Quelques hypothèses -.....	195
CHAPITRE II: Les réservoirs. Description sédimentologique du Dévonien inférieur.....	201

Cinquième partie

CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE I : Les résultats.....	239
CHAPITRE II: Essai d'intégration des résultats dans le cadre géologique général.....	249

INTRODUCTION GENERALE

Pour les compagnies pétrolières, avec le développement de la crise énergétique, le problème se pose de l'évaluation rapide des bassins sédimentaires: l'intérêt pétrolier de ceux-ci a plus que jamais priorité.

Au Sahara, à fortiori, la géologie est, dans l'esprit dogmatique, celle d'une vieille plate-forme figée depuis des centaines de millions d'années. Ceci est, pour le pétrolier, une aubaine: la théorie anticlinale demeure le principal fil conducteur de ses recherches. Le "palmarès" des échecs gonfle cependant car, peut-être, tout ce qui est simple est faux; tout ce qui ne l'est pas est ...inexplorable.

Au départ de toute exploration il y a souvent l'inconnu, l'erreur, l'échec. On peut reprendre ses billets et recommencer la partie, mais le mieux serait avec des idées nouvelles. Il faut en effet savoir qu'une exploration géologique légiférant au nom de certains dogmes bute à chaque détour sur le même obstacle. Une opinion fondée sur un concept géologique donné peut causer de grandes surprises au géologue de subsurface. L'orogénèse n'obéit, en effet, ni à la baguette d'un chef d'orchestre ni aux lois d'un géomètre (M. GIGNOUX)

Chacun de nous possède au moins un domaine dans lequel il excelle et à travers lequel il sait s'exprimer pleinement: c'est un peu sa véritable passion. Dans le monde pétrolier ce peut être aussi bien la géophysique, le forage, la paléontologie, la tectonique, la sédimentologie, la pétrographie, la stratigraphie etc., mais un domaine ne concerne qu'un éventail précis de connaissances. Sur un affleurement sédimentaire toute la géologie peut y être mais on ne saurait lire au-delà de son ressort: le tectonicien les pendages, les fractures..., le sédimentologue les figures, les faciès..., le stratigraphe la succession, les lacunes..., le paléontologue la faune et la flore, etc.

Il n'est pas rare de rencontrer des ébauches traitant de l'échelle de la particule à celle du massif montagneux mais il est rare que l'esquisse ne soit pas strictement thématique: on n'a à s'abreuver qu'à des sources de données de son langage, on a envie de tout résoudre, expliquer par son seul outil. Autocratie ou libre examen, l'essentiel est de ne pas trop admettre que pour expliquer du Grec il suffirait de le traduire en hébreu.

En géologie profonde, un domaine comme les diagraphies, où les différentes méthodes forment un éventail très large de principes, ouvre des perspectives très fascinantes car il est le seul où se reflètent de façon physique les principaux aspects de la géologie: pétrophysique, sédimentologie, stratigraphie, tectonique minéralogie, thermométrie, etc. Hélas pourtant, réservées à un petit nombre d'initiés, les diagraphies restent pour nombreux un accessoire consistant en une simple affaire de calcul pétrophysique ou de corrélation entre sondages...voisins. La cartographie classique et les profils verticaux sont les principaux modes de raisonnement utilisés pour "voir" la subsurface!

Contrairement à une étude de terrain où le géologue interprète ce qu'il a vu, parcouru, touché et mesuré, l'analyse de subsurface consiste en un puzzle où seule une bonne association de données et principes pourra déboucher sur le portrait recherché.

L'état de connaissance sur un bassin sédimentaire et les recherches pétrolières dans ce dernier ne peuvent ainsi prétendre avancer sans une prise en compte rationnelle de toutes les données disponibles et de leur interprétation profonde.

Pour les diagraphies, il s'agit surtout d'exploiter les avers cachés des enregistrements car sur une courbe il y a toujours quelque chose d'"étrange" qui pourrait ébranler les gangues des convictions de l'explorateur autocrate. Ce dernier doit faire preuve d'ouverture d'esprit, même si l'échec lui est parfois évité par...d'heureux hasards.

Première partie

GENERALITES

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1. BUT ET PLAN DE L'ETUDE

Le bassin de Timimoun est l'un des territoires les plus méconnus du Sahara algérien. C'est un vaste pays de dunes où la sismique conventionnelle et les forages, dissimulés, sont les seuls moyens d'investigation.

Les études de terrain ayant trait à ce bassin ont été réalisées d'abord très tôt par N.MENCHIKOFF (1930; 1949) puis H.HOLLARD, R.LAFFITE (1951); J.FOLLOT (1953); SN.REPAL (1965) et SONATRACH (1971). Cependant ces études ne portent généralement que sur des points stratigraphiques du Primaire des affleurements périphériques. Ceci limite les possibilités d'extrapolation aux zones non accessibles à l'observation directe, les résultats obtenus. On ne connaît pas encore de monographie fondée sur les données profondes du bassin lui-même.

Compte tenu de l'accroissement du nombre de forages, ce travail vise à une caractérisation multiscalaire du bassin à partir de l'analyse et l'interprétation géologique des nombreuses données de subsurface dont essentiellement les **signatures diagrapiques**: tout ce qu'observe et décrit le géologue le long d'un escarpement rocheux pourrait s'exprimer sur une diagrapie le long d'un sondage profond.

Ce travail peut ainsi éclaircir ou modifier les idées que l'on se faisait sur les possibilités de l'apport et la contribution de l'analyse diagrapique dans l'étude de la géologie profonde. Il pourra permettre de mieux évaluer les potentialités pétrolières du bassin et comprendre d'éventuels points d'exploration laissés en suspens.

Ce qui compte dans ce travail (comportant cinq parties) n'est pas le fait de pouvoir ou savoir déterminer des paramètres géologiques à partir d'une diagrapie mais plutôt l'utilisation de ces paramètres pour la caractérisation d'un terrain enfoui.

Dans la première partie (généralités) sont relatées les manières possibles d'appréhender les divers éléments structuraux et sédimentaires d'après les diagrapies.

Les 2^e, 3^e et 4^e parties consistent en l'interprétation géologique des éléments définis:

- 2^e partie: analyse structurale;
- 3^e partie: évolution du bassin;
- 4^e partie: caractères pétroliers du bassin.

Nous terminons l'étude par la conjugaison des principaux résultats obtenus et leur contribution au placement du territoire étudié dans le contexte géologique général. C'est l'objet de la cinquième partie.

2. ELEMENTS DE RECHERCHE

Les éléments tectoniques

- Les structures plicatives:analyse géométrique;
- les failles:pendage,direction,rejet;
- les fractures:nature,fréquence, pendage, direction,angle dièdre entre fractures,tectoglyphes;
- analyse de l'ovalisation des trous de forage:interprétation structurale.

Les éléments sédimentaires

- Les variations d'épaisseur;
- les discordances;
- les variations latérales des faciès;
- les structures sédimentaires;
- les paléocourants,environnements sédimentaires.

3. DOCUMENTS ET MATERIEL UTILISES

Les diagraphies sont essentiellement la pendagemétrie sous toutes ses formes:

- enregistrements optiques;
- tracé-flèche ("CLUSTER");
- "GEODIP";
- "Listings";
- bandes magnétiques.

Sismique

- Sections;
- cartes en isochrones à 1/200.000.

Cartes en isobathes à 1/500.000.

Données de forages

Tous les forages du bassin ont été plus ou moins utilisés dans ce travail (fig.I.1a,1):

- "Logs habillés" à 1/500;
- "logs composites" à 1/2000;
- carottes: une mission à la carothèque d'Alger-Oued-Smar puis de Hassi- Messaoud a été entreprise en juin 1987 pour des analyses et descriptions plus détaillées répondant à l'objet de recherche,dont notamment l'orientation des carottes et des éléments observés.

Données de laboratoire

Résultats d'analyse de lames minces du réservoir Dévonien inférieur:

- pétrographie;
- radiocristallographie;
- granulométrie,etc.

Bibliographie

Les recherches portent essentiellement sur des ouvrages et documents d'intérêt général et fondamental mais aussi sur des publications traitant des cas d'interprétation de subsurface rencontrés un peu partout dans le monde.

Les quelques rapports inédits spécifiques à la région de Timimoun ont,quant à eux,un aspect tout à fait technique.

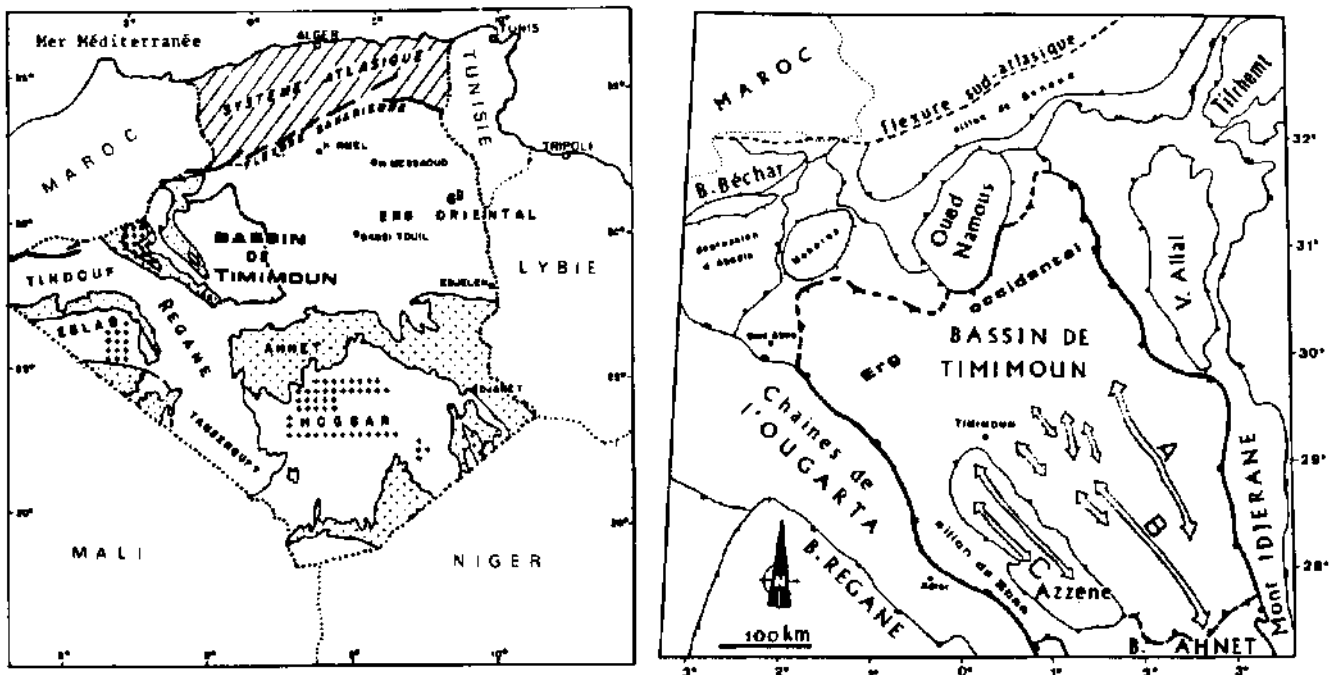







Fig. I-1-Situation géographique et géotectonique du bassin de Timimoun.

-  affleurements paléozoïques.
-  socle.

-  structures anticlinoriales ("bourelets").
-  limites des éléments structuraux de 1e ordre.
-  limites des éléments structuraux d'ordre supérieur.

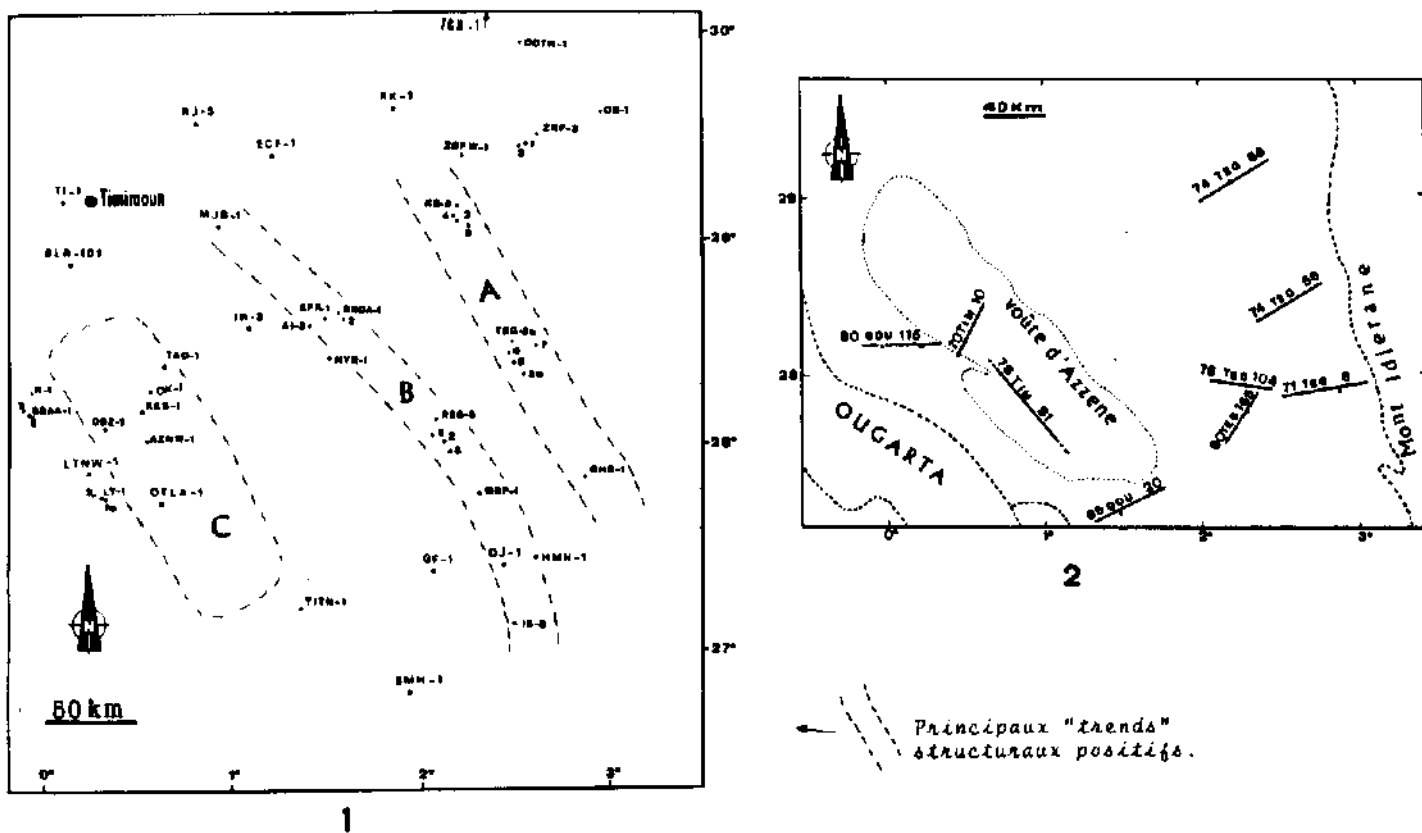


Fig. I.1a-Carte des principaux sondages utilisés(1) et plan de position des profils sismiques examinés dans l'analyse structurale(2).

4. PRESENTATION DU BASSIN

4.1. Localisation

Le bassin de Timimoun est situé au NW de la plate-forme saharienne (fig.I.1). Il forme une dépression en gouttière allongée NW-SE sur une longueur de 500Km pour une largeur de 300Km, soit une superficie d'environ 150.000Km².

Il est limité à l'Est par le mont de l'Idjerane et à l'Ouest par les chaînes de l'Ougarta. Au Nord, il est bordé par la remontée vers les mégastructures d'Oued-Namous et d'Oued Rharbi-Meharez, mais semble communiquer avec le bassin de Béchar au NW. Au Sud, il est conventionnellement limité par le faisceau des derniers plis ougartiens de l'Ahnet.

Ère	Unités strat.		"log"	Lithologie	é.p. m		
TER.	Ters.	Pli-Plioste.		sable, calc.	0 - 100		
		Sénéonien		calc. gross.	0 - 110		
		Ture.		calcaire	0 - 110		
		Cene.		calc. dolom.	0 - 90		
		"continental intercalaire"		sable	55 - 520		
SECONDAIRE	C.C. sup. + C.C. inf.	Trias-Lias		anhydrite	0 - 100		
		sup.	Namy.		grès, calc., argile	0 - 428	
			Viaéan		grès, argile	0 - 798	
			Tourn.		gr. argileux	0 - 118	
		C	Stru.		grès arg.	0 - 270	
			sup.	Faman.		argile	435 - 724
				Frasn.		calcaire arg.	103 - 260
		D	sup.	Givé.		calcaire	28 - 68
				Gauv.		argile	38 - 161
			inf.	Emp.		grès	38 - 160
				Blas.		argileux	211 - 408
		PRIMAIRE	C.C. inf.	Gédi.			67 - 260
				Mliurien		argile	228 - 626
					Orde.		grès
				Camb.		quartzitiques	
	grès à feldspathes					> 681	

Fig.I.2-Colonne stratigraphique-type du bassin de Timimoun.

4.2. Cadre géologique

4.2.1. Aperçu stratigraphique

Une coupe synthétique établie à partir des sondages montre que ce sont les séries paléozoïques qui forment l'essentiel de la couverture sédimentaire (fig.I.2). Cette couverture est discordante sur un socle précambrien ou infracambrien dont la profondeur varie entre 1800m à l'Ouest et environ 5500 à 6000m au centre. Tous les cycles paléozoïques sont soit gréseux, soit argileux ou argilo-gréseux. Les épisodes carbonatés ne sont connus qu'au Givétien et au Frasnien inférieur.

Le Paléozoïque est recouvert par les dépôts secondaires transgressifs en couches généralement planes. L'épaisseur moyenne du Mésozoïque n'est que de l'ordre de 700m.

4.2.1.1. Le Paléozoïque

-Le Cambrien (ép. 581m ou plus): Grès grossiers quartzitiques au sommet et feldspathiques à la base.

-L'ordovicien (ép. 75-350m): argiles noires indurées, micro-conglomératiques, à inclusions de grès, silteuses. Grès gris quartzitiques, argileux, fins.

-Le Silurien (ép. 225-525m): argiles noires feuilletées, charbonneuses, à graptolites. Passées de calcaire.

-Le Dévonien inférieur

.Gédinnien (ép. 67-250m): argiles, siltstones et grès souvent francs vers la base.

.Siegénien (ép. 211-405m): alternances argilo-gréseuses dans la moitié inférieure et barre quartzitique compacte dans la partie supérieure. Grès sont fins à moyennement fins dans les alternances et grossiers dans la barre. Ciment argilo-carbonaté.

.Emsien (ép. 34-140m): argiles, siltstones avec un épisode gréseux au sommet.

-Le Dévonien moyen

.Couvinien (ép. 35-151m): argiles carbonatées, siltstones à passées de calcaire.

.Givétien (ép. 28-58m): calcaire, dolomie, argile marneuse.

-Le Dévonien supérieur

.Frasnien (ép. 102-244m): argiles grises à passées de calcaire.

.Famennien (ép. 435-724m): argiles grises à noires, micacées à passées de grès.

.Strunien (ép. 0-270m): ensemble argilo-gréseux, siltstone.

-Le Carbonifère inférieur

.Tournaisien (ép. 0-115m): grès fins gris clair, friables; argiles noires.

.Viséen (ép. 0-795m): argiles silteuses dans la moitié inférieure et grès argileux dans la moitié supérieure.

.Namurien (ép. 0-428m): grès, calcaires, argiles. Grès parfois rouges caractérisant le Namurien continental.

4.2.1.2. Le Mésozoïque

Il est représenté essentiellement par le Crétacé.

-Le Trias : absent dans les coupes exceptées celles du Nord du bassin où il est très discrètement représenté (quelques dizaines de mètres) par des argiles gypseuses et des roches éruptives (dolérites interstratifiées).

-Jurassique + Crétacé inf. (ép. 55-520m):

.Lias: anhydrites, carbonates;

.Dogger: argiles vertes ou rouges, dolomitiques à passées de grès beiges.

.Malm: grès verts et roses, dolomitiques; argiles sableuses.

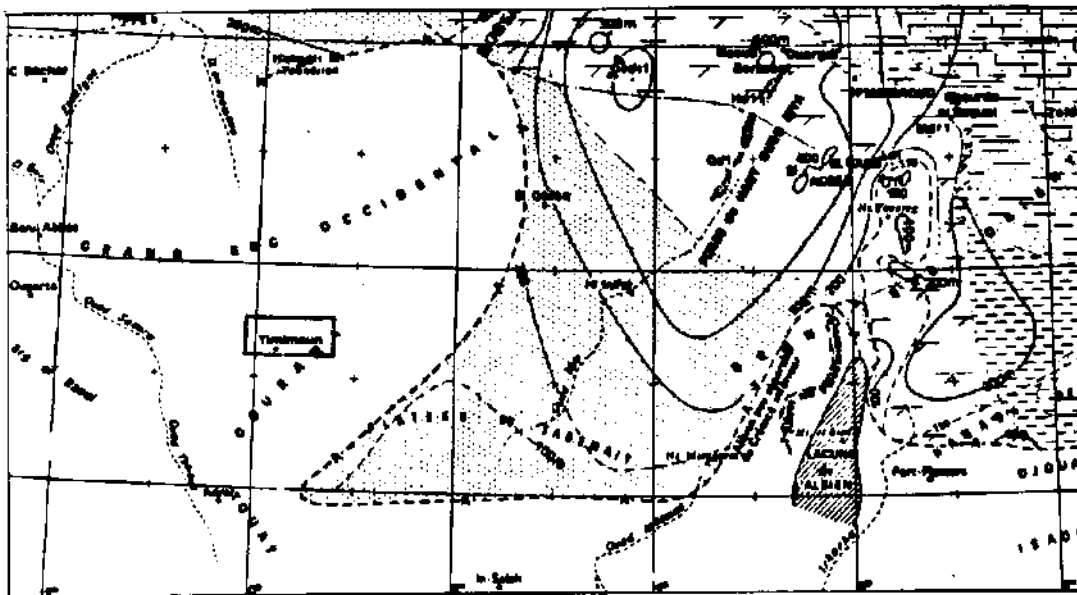
-Le Crétacé inférieur: sable grossier à gravier de l'Albien, du Barrémien et du Néocomien. Cet ensemble constitue avec le Jurassique le "Continental intercalaire" (terme dû à CONRAD Kilian) parce qu'il est compris entre les deux régimes marins du Paléozoïque et du Crétacé supérieur.

-Le Crétacé supérieur

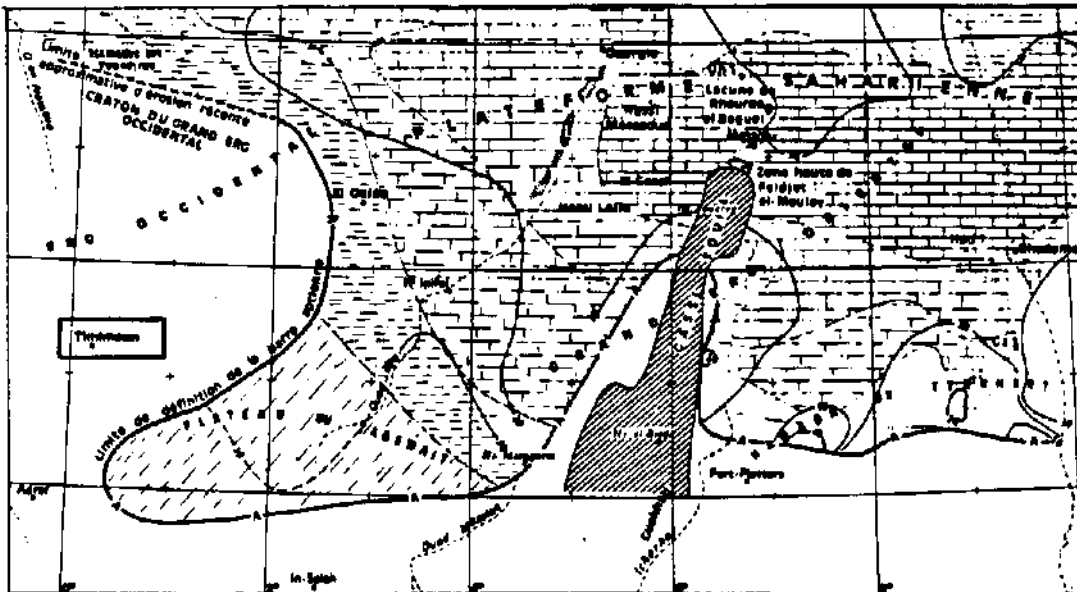
.Cénomanién (ép. 0-90m): argiles et calcaires dolomitiques

.Turonien (ép. 0-110m): calcaires.

.Sénonien (ép. 0-110m): calcaires, gypses.



A



B

Fig. 1.3-Exemple de cartes montrant le faible développement des termes mésozoïques dans le bassin de Timimoun par rapport aux bassins du grand erg oriental.

Isopaques et faciès de l'Albien (A) et de la barre aptienne (B)
(d'après G. BUSSON, 1971).

Les grands traits du Mésozoïques du Sahara algérien sont largement développés dans la thèse de G.BUSSON (1971) mais ce sont les bassins du Sahara nord oriental, où le Secondaire est très épais (2000 à 4000m), qui ont fourni l'essentiel des données pour la réalisation de cette thèse (fig.I.3).

4.2.1.3. Le Cénozoïque

-Le Plio-pléistocène (0-160m): sable grossier, argiles, passées de calcaires.

Nous savons très peu de choses sur les séries tertiaires dans le bassin de Timimoun. Ce sont généralement les grands massifs de dunes quaternaires qui constituent la couverture épimésozoïque.

4.2.2. Principaux traits structuraux

La moitié Sud, mieux étudiée par la sismique, présente à l'Est et au centre deux unités anticlinoriales, A et B, longues d'environ 150Km, orientées NW-SE, entre lesquelles se dessine un profond sillon lié à la partie axiale du bassin (fig.I.1). Ces unités, d'amplitude verticale moyenne de 1200- 1500m, associées en profondeur à des décrochement du socle, sont affectées d'un nombre considérable de structures anticlinales secondaires, tectoniquement simples. Celles-ci sont situées le long de failles généralement inverses et profondes et constituent des domaines bien réglés de direction NS à NW-SE (fig.I.4).

A l'Ouest, la voûte d'Azzene est l'unité structurale la plus vaste (240 x 70Km), la plus haute et la plus complexe du bassin. Elle est orientée NW-SE et affectée par d'importantes dénivellations structurales liées à l'existence de failles directionnelles de rejet parfois considérable (jusqu'à 1000m). Les plis y sont petits, moins ordonnés et tronçonnés par des failles multiples en relation avec la pérennité d'une tectonique de blocs ayant caractérisé cette voûte. Celle-ci est séparée des chaînes de l'Ougarta par le petit sillon de Sbaa, caractérisé, lui aussi, par sa propre entité structurale.

C'est dans la moitié sud du bassin que se sont concentrés les efforts de l'exploration pétrolière dans cette partie du Sahara. La moitié nord, avec 80.000Km², est recouverte de dunes quaternaires du grand erg occidental. Elle reste encore mal connue.

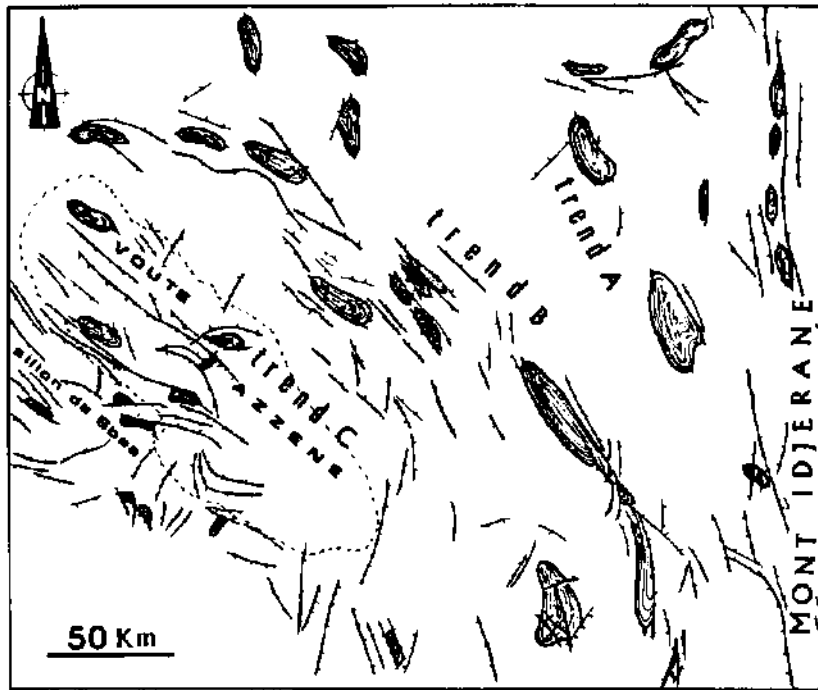


Fig. I.4 - Schéma structural du bassin de Timimoun. [D'après les données sismiques].

structures sismiques

failles sismiques

CHAPITRE II

PRINCIPES ET METHODES D'ANALYSE

"Etudiez mieux les principes de votre art et vous pourrez tout prévoir et tout calculer: c'est votre seule ignorance qui fait de vos opérations un tâtonnement continu et une découragement alternative de succès et de revers."

DE CHAPTAL, ...1796.

INTRODUCTION

Les enregistrements diagraphiques constituent une source de données très riche et la plus expressive: chaque courbe peut être considérée comme une expression brute d'une réalité géologique.

La relation entre un fait géologique et sa réponse électrique n'est cependant pas bi-univoque: une réponse diagraphique peut correspondre à un ou plusieurs faits géologiques différents. Il existe, par exemple, plusieurs interprétations possibles d'un fait physique sur une pendagemétrie (fig.I.5,A) ou sur un gradient de radioactivité gamma naturelle (fig.I.5,B). Opter à tâtons pour une interprétation pourrait être un choix téméraire; la définir avec discernement ne serait qu'une interprétation paramétrique (obtenir d'un fait physique un critère ou paramètre géologique). C'est l'interprétation géologique de ce critère qui importe le plus: pour une **grandécroissance verticale** comme pour un **enrichissement temporel en minéraux radioactifs**, on peut proposer une série d'interprétations géologiques: transgression marine, mécanisme hydrologique local, mouvement eustatique, etc. d'un côté et changement progressif de la source du matériel ou des conditions de sédimentation, etc. de l'autre.

Si la crédibilité de l'interprétation géologique d'une diagraphie est parfois conditionnée par la qualité technique de l'enregistrement, elle reste constamment tributaire d'une parcelle du facteur humain qu'est la réflexion et une meilleure application de la raison qui saurait interpréter la signature électrique d'un outil qui est lui-même un produit de la raison. Dès lors, il convient de se garder du scepticisme concernant les manières possibles d'appréhender ces enregistrements pour chercher, définir et rassembler tous les éléments tectoniques, sédimentaires, ou stratigraphiques qui, s'inscrivant harmonieusement dans un même cadre géologique, permettent de bien caractériser ce dernier.

*Je fais ce que je crois;
Je crois en ce que je fais.*

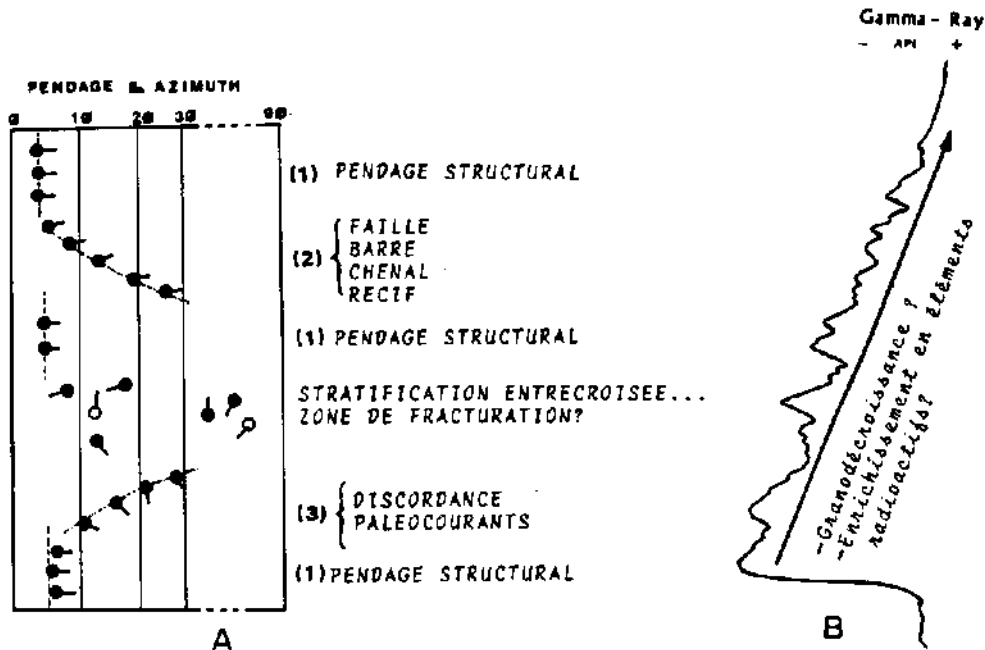


Fig. I.5-Exemple de réponses diagraphiques et leurs interprétations possibles.

1. LES ELEMENTS TECTONIQUES

1.1. Les structures plicatives

En général les structures plicatives ne se rencontrent pas isolément dans la nature. Elles se présentent en groupes plus ou moins individualisés occupant différentes parties d'une région. Leur forme, leur taille et leur disposition mutuelle ainsi que leurs paramètres géométriques intrinsèques reflètent les mécanismes de leur mise en place.

La description des formes acquises (analyse géométrique) est la première étape d'une étude structurale. Elle permet de situer dans l'espace les éléments géométriques polarisés et de comprendre le passage des formes initiales aux formes actuelles (analyse cinématique). Les nouvelles dimensions d'un marqueur ou les écartements d'un repère expriment les forces tectoniques qui ont suscité ces déformations (analyse dynamique).

Il va de soi que nous ne passerons en revue que les structures plicatives qui caractérisent le plus fréquemment un bassin sédimentaire.

1.1.1. Principales structures simples

Une structure est soit plane, soit plissée (fig. I.6).

1.1.1.1. Structure plane

Les couches sont horizontales ou monoclinales.

1.1.1.2. Structure plissée

Elle peut avoir un axe horizontal ou plongeant. La structure à deux périclinaux est le type le plus classique des structures tectoniques plissées. Les formes circulaires (dôme) sont moins fréquentes. Elles n'ont pas d'axe oblong bien caractérisé: l'axe vertical est l'unique référence de symétrie.

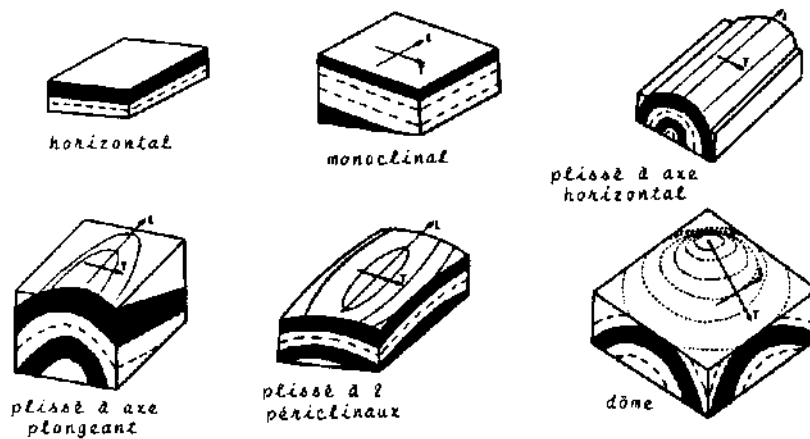


Fig. I.6-Principaux styles structuraux simples.

Qu'elle ait ou non un plongement axial, une structure plissée peut être droite, déjetée ou déversée selon que la surface axiale est verticale ou de plus en plus inclinée. A la limite, la surface axiale étant horizontale, la structure est couchée (fig. I.7).

Théoriquement, seuls deux mécanismes de plissement affectent une couche donnée: **flexion transversale** et **cisaillement simple** (flexion longitudinale). Ces deux modes de déformation peuvent être contrôlés par des conditions de plissement qui déterminent les processus de la déformation et, partant, la forme du pli: conique, cylindrique, coffré ou arrondi.

La géométrie d'un pli peut se compliquer davantage par les différences dans le comportement mécanique des formations plissées ou par la superposition des phases tectoniques: deux plissements successifs présentent rarement le même style et la même orientation.

La solution des structures complexes réside donc dans la mise en évidence et la distinction des différentes entités structurales.

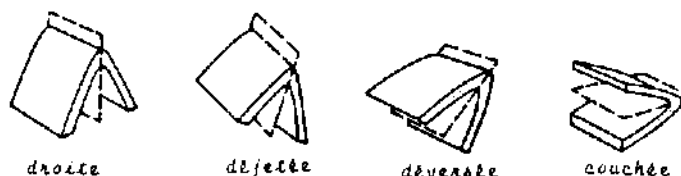


Fig. I.7-Classification des structures anticlinales selon l'inclinaison du plan axial

1.1.2. Analyse des structures en subsurface

L'identification des structures profondes fait surtout appel aux données géophysiques et de forages. Cependant la cartographie classique ne s'intéresse qu'à des horizons géologiques pris séparément. Or, des structures synchrones peuvent être ployées différemment en profondeur à cause de dysharmonie de plissement: une structure droite en surface peut se déverser progressivement en profondeur.

1.1.2.1. Les possibilités de la pendagemétrie

Il est toujours possible de tirer beaucoup plus d'informations structurales d'une pendagemétrie que de se limiter à la simple lecture des pendages le long du sondage.

A. Analyse qualitative des logs

La principale condition pour qu'une structure tectonique plicative soit révélée sur une pendagemétrie est que le forage recoupe son plan axial.

a. Structure droite.

-**Sans plongement axial:** si le forage est vertical, il traverse les séries suivant une isogone sans changement d'azimut (la structure est supposée similaire). Ce cas ne révèle ni la forme ni le style de la structure (fig. I.8, a). La verticalité simultanée du forage et du plan axial est un fait peu courant: le forage peut toujours recouper le plan axial même sous un angle faible. Le passage au flanc opposé se fait après une horizontalité des couches au niveau de la crête structurale où se réalise le changement d'azimut (fig. I.8, b1).

-**Avec plongement axial:** les pendages enregistrés résultent de deux composantes:

.transversale (T): correspondant au pendage structural maximal (limite);

.longitudinale (L): correspondant à la valeur du plongement (pendage minimal).

Sur un flanc, la variation des azimuts se fait dans un secteur de 90°. Le flanc opposé (changement d'azimut) est révélé d'après le passage par la valeur du plongement axial (fig. I.8, b2). Si le forage traverse le noyau de la structure, la pendagemétrie n'indique que le plongement axial.

b. Structure déversée

Les deux flancs ont le même azimut, mais le flanc inverse est plus penté. Un changement d'azimut au passage par l'horizontale (crête structurale) et la verticale (indication du flanc inverse) est caractéristique pour une structure de ce type (fig. I.8, c1). Si la structure est plongeante, le passage par un pendage minimal donne la valeur du plongement (fig. I.8, c2).

c. Structure couchée

Les flancs ont des azimuts opposés. Le forage recoupe le plan axial au passage par une position des couches proche de la verticale (fig. I.8, d). A partir de ce moment il y a répétition des séries.

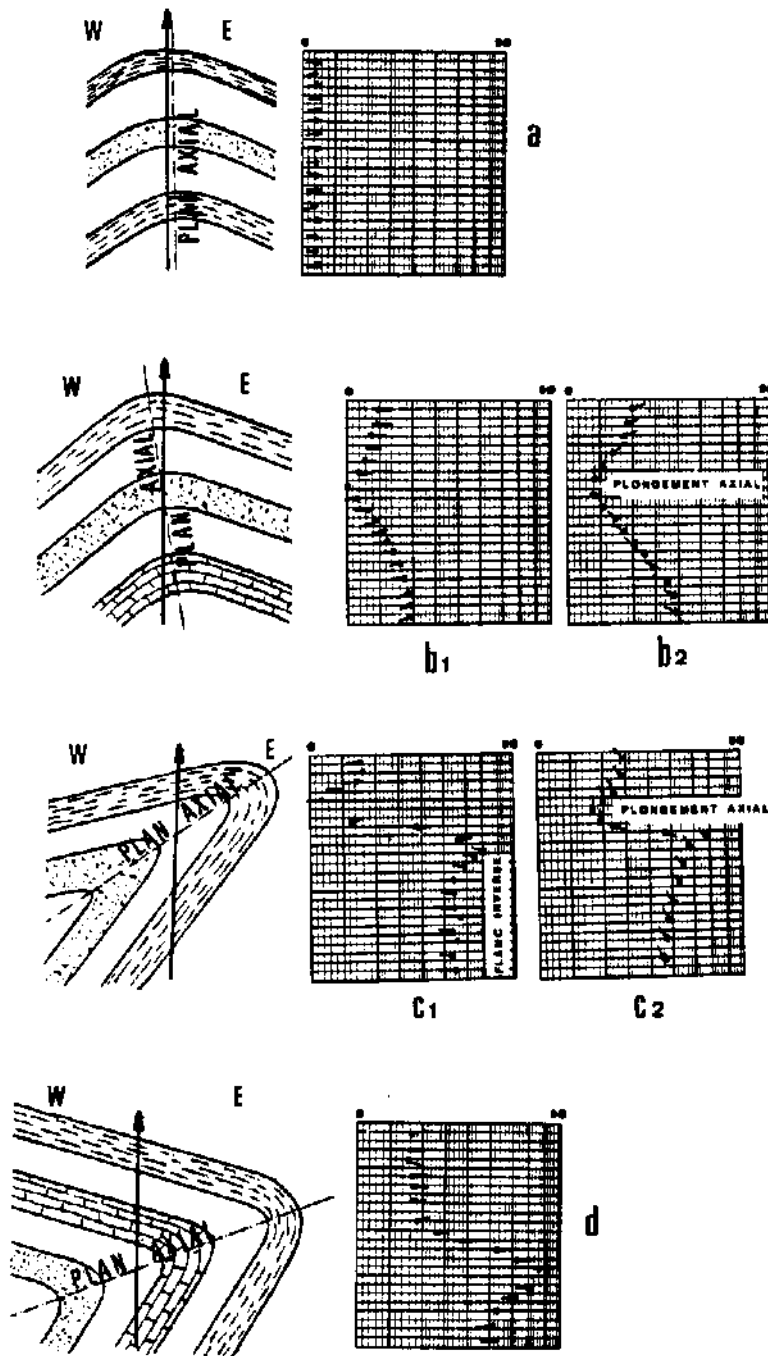


Fig. I.8-Appréciation de la géométrie d'une structure d'après la signature pendagométrique

B. Projection stéréographique

La mesure pendagemétrique sur une structure plicative est celle des plans de stratification se succédant en profondeur et régis par une génératrice qui représente l'axe de structuration.

La figure I.9 est un exemple volontairement simplifié montrant une pendagemétrie apparemment complexe mais qui se résoud en un schéma simple sur le stéréogramme. Les pôles des plans portés sur le stéréogramme se mettent en zone sur un grand cercle définissant un pli de type cylindrique régi par un axe plongeant de 30° vers le Sud-Est.

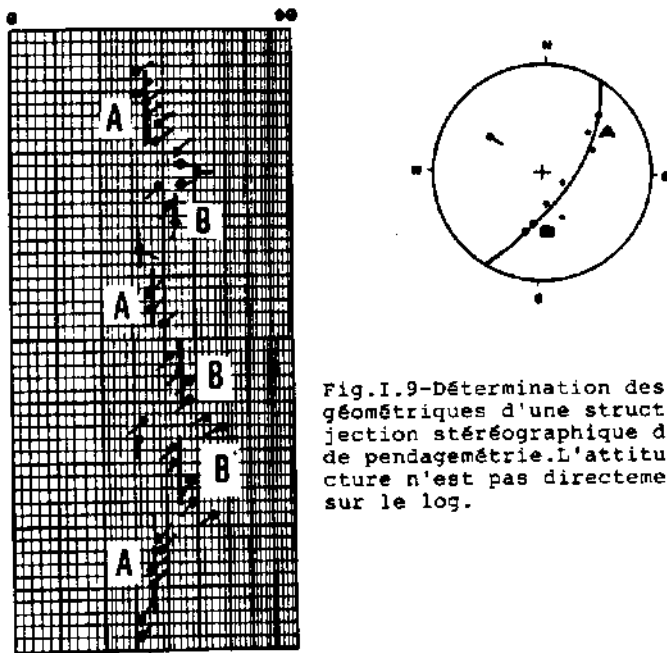


Fig.I.9-Détermination des paramètres géométriques d'une structure par projection stéréographique des données de pendagemétrie. L'attitude de la structure n'est pas directement perceptible sur le log.

Les "Listings" de pendagemétrie (fig.I.10) fournissent toutes les données nécessaires pour la représentation stéréographique.

Un pli peut être affecté par des axes plus ou moins différents, liés à des événements conjugués ou totalement indépendants (fig.I.11): dysharmonie de plissement, superposition des déformations distinctes, courbure de type crochon de faille, etc.

En domaine de plate-forme nous avons généralement affaire à des plis ouverts (fig.I.12). Les pendages limites des flancs aux points d'inflexion ne dépassent pas quelques degrés. La pendagemétrie montre une prédominance des valeurs d'un seul flanc.

Quand le pli est d'axe horizontal, le pendage structural limite (ligne de plus grande pente) a un azimut perpendiculaire à la direction axiale (fig.I.13): les pendages limites des deux flancs ont les azimuts parallèles (stéréo.1).

PROFOND	FORMATION			SONPAGE			HAUT QUAL.
	PENURGE	AZINUT PENDAGE	DEV	AZINUT DEVIAT	DIAM	DIAM	
10	10	10	10	10	10	10	10
20	20	20	20	20	20	20	20
30	30	30	30	30	30	30	30
40	40	40	40	40	40	40	40
50	50	50	50	50	50	50	50
60	60	60	60	60	60	60	60
70	70	70	70	70	70	70	70
80	80	80	80	80	80	80	80
90	90	90	90	90	90	90	90
100	100	100	100	100	100	100	100

Fig.I.10-Exemple de "Listing" fournissant les principales données pendagemétriques.

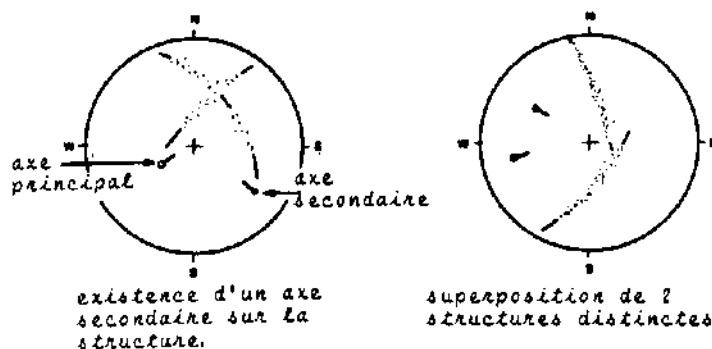


Fig.I.11-Steréogrammes illustrant l'interférence d'entités géométriques différentes.

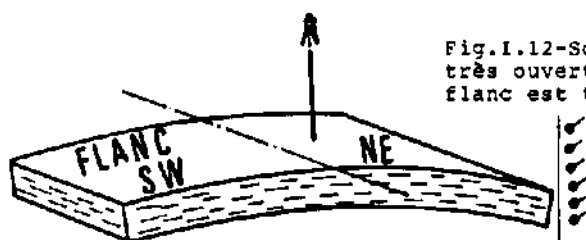


Fig.I.12-Schématization d'une structure très ouverte type plate-forme. Seul un flanc est traversé par un forage donné.

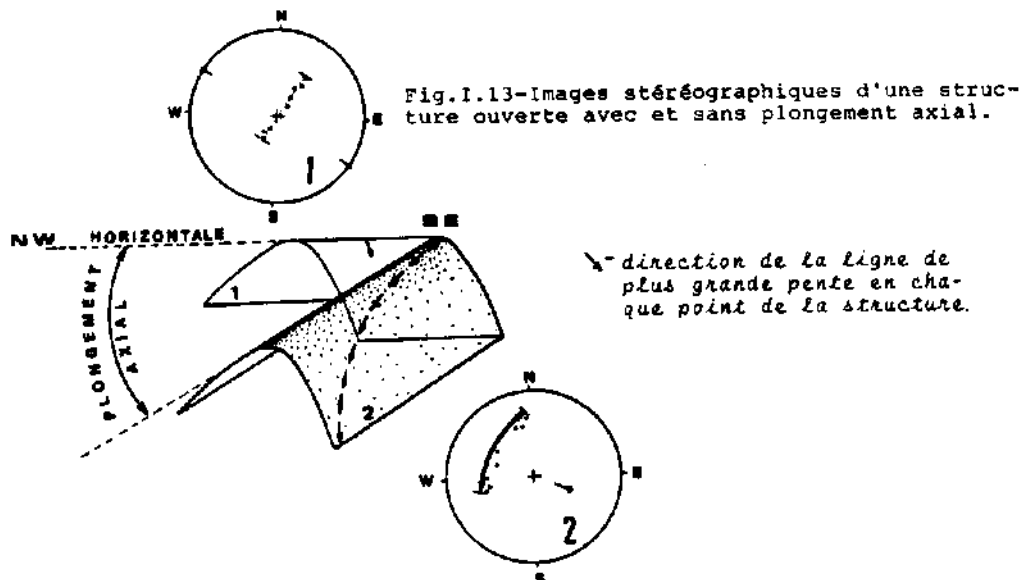


Fig.1.13-Images stéréographiques d'une structure ouverte avec et sans plongement axial.

Quand le pli est plongeant, la ligne de plus grande pente (ou pendage limite du flanc) n'est plus perpendiculaire à la direction axiale: son azimuth est intermédiaire aux directions transversale et axiale du pli. Les azimuths des pendages limites ne sont pas parallèles (stéréo.2).

La mesure des pendages limites des flancs d'un pli (points d'inflexion) est nécessaire à la construction, sur stéréogramme, de l'angle d'ouverture et donc du plan axial du pli. Cet angle permet la détermination de la vergence du pli.

1.2. Les structures tectoniques cassantes

1.2.1. Les failles

L'analyse des failles, et plus précisément de leur géométrie et de leur cinématique, constitue à toutes les échelles un important moyen pour la compréhension de l'évolution structurale d'une région. Les paramètres d'un accident et l'aspect de la déformation éventuellement associée permettent de connaître la nature et la direction des contraintes tectoniques en cause (fig.I.14):

- *jeu normal*: faille normale, en échelon (sens classique), failles conjuguées (effondrement en coin ou graben): **distension**.

Une faille normale peut aussi être liée à un mouvement vertical du substratum.

- *Jeu inverse*: faille inverse, en échelon, failles conjuguées, chevauchement: **compression**.

Une faille inverse peut aussi être en relation avec un mouvement tangentiel (décollement) du substratum.

- *Jeu horizontal*: provoqué par une compression oblique à l'accident. En **décrochement**, le mouvement peut être dextre ou senestre.

- *Jeu composite ou oblique*: selon les valeurs respectives des composantes: jeu normal ou inverse (dextre ou senestre).

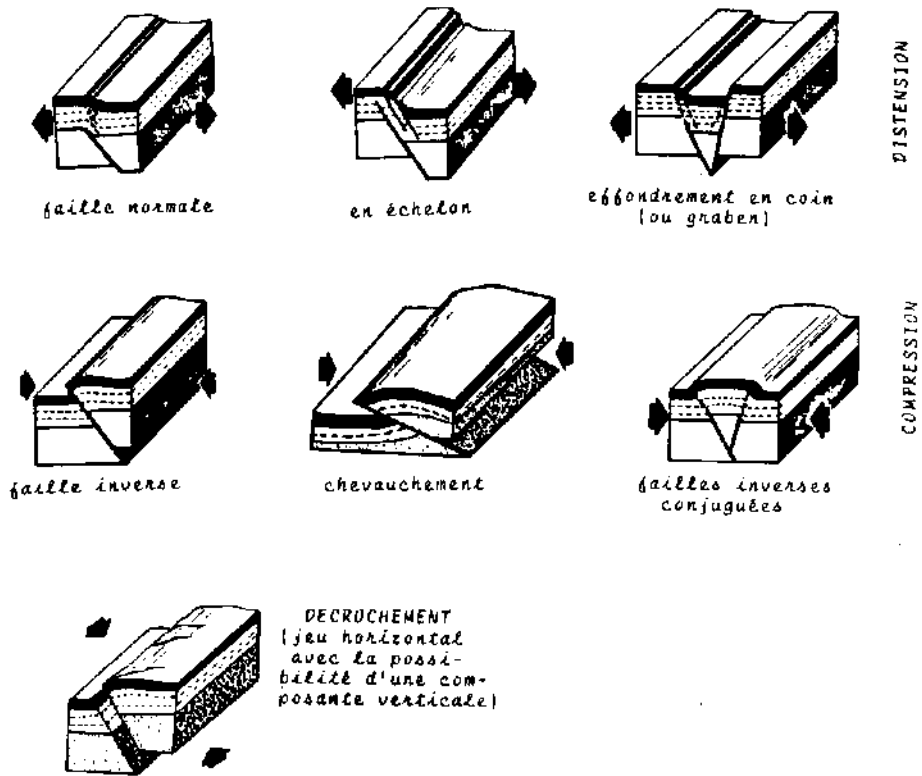


Fig. I.14-Relation entre l'aspect d'une déformation et la nature des contraintes en cause.
 (Blocs-diagrammes d'après P.TREMOLIERES, 1961).

En géologie profonde l'analyse se heurte cependant au problème de ne pouvoir accéder aux structures internes d'un accident. La nature et les paramètres d'une faille restent mal estimés. La sismique ne met en évidence que les déplacements verticaux de rejet supérieur au pouvoir de résolution. Le réseau de failles est donc réellement beaucoup plus dense et moins simple que celui obtenu par la sismique.

L'étude des variations d'épaisseur des sédiments de part et d'autre d'une faille permet de déterminer les différents jeux de celle-ci durant la sédimentation, mais l'orientation et le pendage de la faille sont des paramètres nécessaires pour connaître la nature des contraintes.

Bien que certaines failles rencontrées dans les sondages n'aient que des rejets métriques, elles sont le reflet des déformations d'ampleur régionale. Leur prise en compte importe beaucoup dans l'étude structurale de subsurface.

1.2.1.1. Critères d'analyse des failles d'après les diagraphies

C'est la répétition ou l'absence de séries qui conjecture une faille en géologie profonde selon qu'il s'agit d'un jeu inverse ou d'un jeu normal. Un dédoublement de série se reconnaît plus facilement sur les diagraphies, tandis qu'un manque de série peut être sans rapport avec un accident: érosion, passage latéral de faciès, etc.

Dans l'état actuel des techniques d'études de sondages, la pendagemétrie est l'outil le mieux adapté à l'approche fine des caractères d'un accident. La détection d'une faille d'après la pendagemétrie se fonde sur l'effet de cette faille sur la position des strates: celles-ci sont entraînées et rebroussées à proximité du plan de faille et tendent à se paralléliser à ce dernier, formant ainsi une zone de crochon.

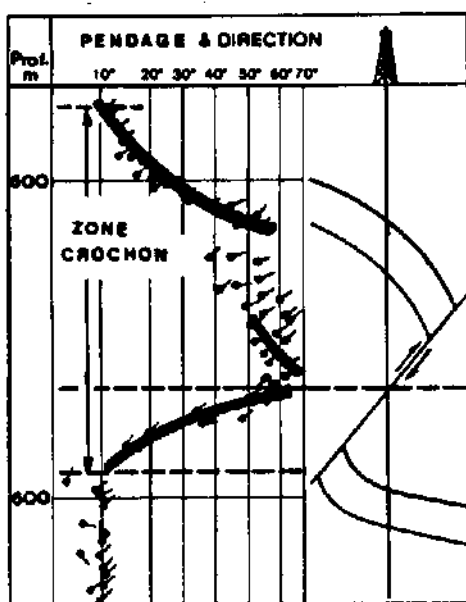


Fig. I.15 - Pendagemétrie d'une zone de crochon classique. (Doc. Schlumberger).

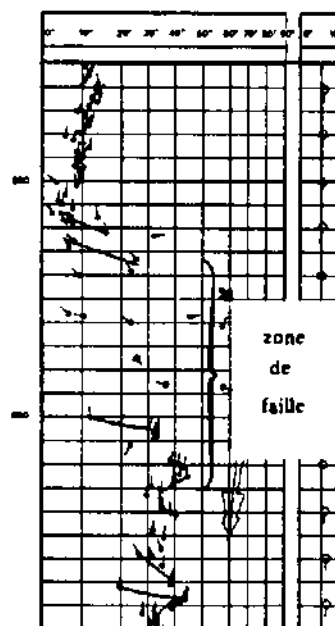


Fig. I.16 - Exemple pratique d'une zone faillée (cas réel). Le crochon est mal défini.

A. Eléments d'un crochon sur une pendagemétrie

La zone de crochon classique présente de haut en bas (fig.I.15):

- une augmentation progressive du pendage;
- un ou plusieurs pendages, souvent erratiques, correspondant au plan de faille;
- une diminution progressive du pendage.

La hauteur d'un crochon varie généralement entre 50 et 100m. Cette hauteur n'est pas fonction du déplacement relatif des blocs.

Nous verrons qu'une zone de crochon peut être considérée comme un type de plissement cylindrique et donc traitée par l'analyse tectonique et stéréographique. Notons qu'en particulier, la direction de la faille est souvent subparallèle à la génératrice du crochon.

Cependant, dans la nature il existe un nombre limité de situations s'inscrivant dans un schéma théorique. Le plus souvent, un accident s'accompagne d'une zone de distorsion qui peut être hachée, bréchique ou pulvérisée. Son plan n'est pas forcément un "miroir", mais peut être gauche ou contitué par un relais de fractures élémentaires: dispersion des résultats de pendagemétrie.

Les fractures se reconnaissent par des pendages forts (fig.I.16). L'exécution d'un tri de qualité et de validité des résultats dans la zone de crochon est nécessaire car c'est dans cette zone que seront déterminés les paramètres de la faille.

B. Reconnaissance de la nature du jeu

a. Jeux verticaux

Il est difficile de distinguer le type de faille sur une pendagemétrie. Toutefois, notre expérience nous permet de lier la géométrie du crochon au caractère de la déformation qui affecte chacune des épontes de la faille.

. *Faille normale*

- Pendage important du plan de faille;
- la hauteur sur laquelle s'effectue l'augmentation du pendage des couches est plus grande que celle de la diminution (fig.I.17,A);
- conformité de la faille: à proximité de la faille les couches ont le même azimut que le pendage de cette faille;
- les corrélations électriques révèlent l'absence de tranches stratigraphiques.

. *Faille inverse*

- Pendage oblique à subhorizontal;
- répétition de séries sur les diagraphies;
- le plan de faille a un azimut contraire aux strates (fig.I.17B)
- symétrie du crochon.

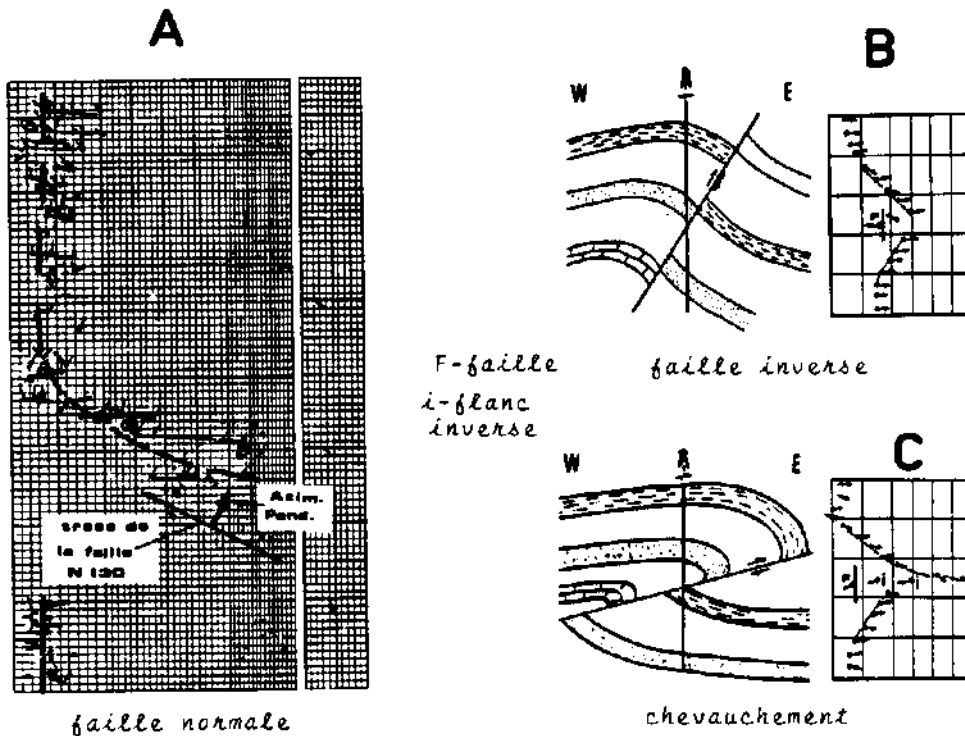


Fig.I.17-Reconnaissance de la nature d'une faille et estimation de ses paramètres d'après l'aspect pendagemétrique du crochon.
(Doc.Schlumberger, remanié)

. Chevauchement

- Pendage subhorizontal;
- formation d'un flanc inverse dans le compartiment chevauchant;
- l'augmentation du pendage des couches se fait sur une hauteur plus développée par rapport à la hauteur sur laquelle se fait la diminution. Ceci peut s'expliquer par le laminage des strates sur la lèvre inférieure (fig.I.17,C).

. Faille de croissance (rollover)

Une des particularités de ce type de faille, souvent contemporaine de la sédimentation, est le basculement du bloc affaissé (supérieur) suite aux processus de compaction différentielle et à la ductilité du terrain au moment de l'évènement. La flexuration du bloc inférieur est beaucoup moins accentuée.

Ainsi, l'importance de la hauteur sur laquelle se fait l'augmentation du pendage traduirait mieux un mouvement synsédimentaire de type "rollover" (fig.I.18). Ceci est d'autant plus probable que les failles post-sédimentaires ont généralement eu lieu quand les roches ont atteint un comportement proche du fragile qui est donc moins propice aux flexurations importantes des lèvres (crochon de faible hauteur). Le rebroussement des lèvres associé aux failles post-sédimentaires résulterait des déformations plastiques résiduelles (flexurations) qui ont précédé la rupture et dont la concentration progressive a entraîné celle-ci.

Les failles de type "rollover" sont très caractéristiques des pentes deltaïques.

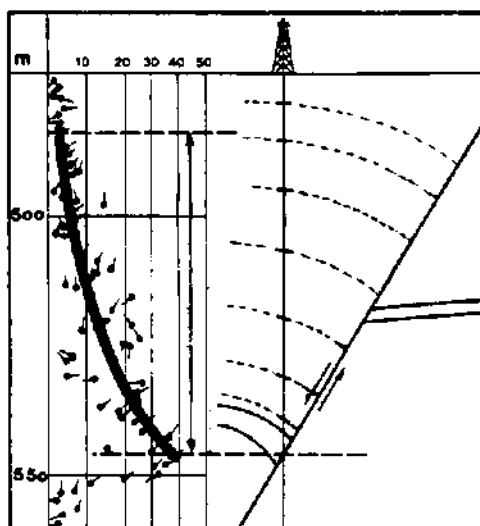


Fig. I.18 - Aspect pendagemétrique idéal d'un crochon de faille de type rollover. (Doc. Schlumberger, modifié).

b. Jeux horizontaux

Les connaissances relatives aux déplacements horizontaux d'après les analyses de sondages sont peu développées. Nous verrons néanmoins que l'étude tectonique des carottes permet, dans les cas favorables, de déterminer certains critères qui peuvent être directement associés à ces mouvements.

C. Estimation des paramètres d'une faille

a. Rejet.

Si le sondage n'est pas trop dévié, le rejet de la faille s'exprime par l'épaisseur de la section absente ou répétée.

b. Pendage et direction

- **Faille normale:** si l'angle de recherche est bien choisi, la position de la faille dans le puits est indiquée par le plan le plus dévié dans la zone de crochon. Ce plan détermine le pendage et l'azimut de la faille. La trace de celle-ci est perpendiculaire à l'azimut de pendage. Ce dernier indique le sens du dernier déplacement (fig. I.17A).

- **Faille inverse:** le pendage de la faille est dans la direction opposée aux pendages du crochon (fig. I.17B).

- **Chevauchement:** l'azimut de pendage de l'accident est indiqué par celui du flanc inverse. Cependant la compétence des couches peut toujours éviter l'apparition d'un flanc inverse. Il en résulte que l'accident coupe les strates suivant un angle proche de 90° (fig. I.17C).

Pour une faille inverse comme pour un chevauchement l'augmentation du pendage en profondeur dans le crochon indique la direction de la composante inverse du déplacement.

Le plan d'une faille est souvent imperceptible en pendagemétrie. Si le cas est favorable, on peut recourir à la projection stéréographique pour approcher les paramètres de la faille: celle-ci est considérée comme étant un plan commun (tangent) aux deux plolements cylindriques se succédant en profondeur et résultant du rebroussement des lèvres de part et d'autre de l'accident. En projection stéréographique, l'intersection des deux grands cercles correspondants détermine le pendage et la direction de la faille (fig. I.19, A). Cependant, quand les deux rebroussements sont régis par des axes de même direction, le pendage de la faille reste indéterminé. Quant à sa direction, elle est considérée hypothétiquement comme parallèle à l'axe de zone de l'enveloppe du crochon (fig. I.19, B).

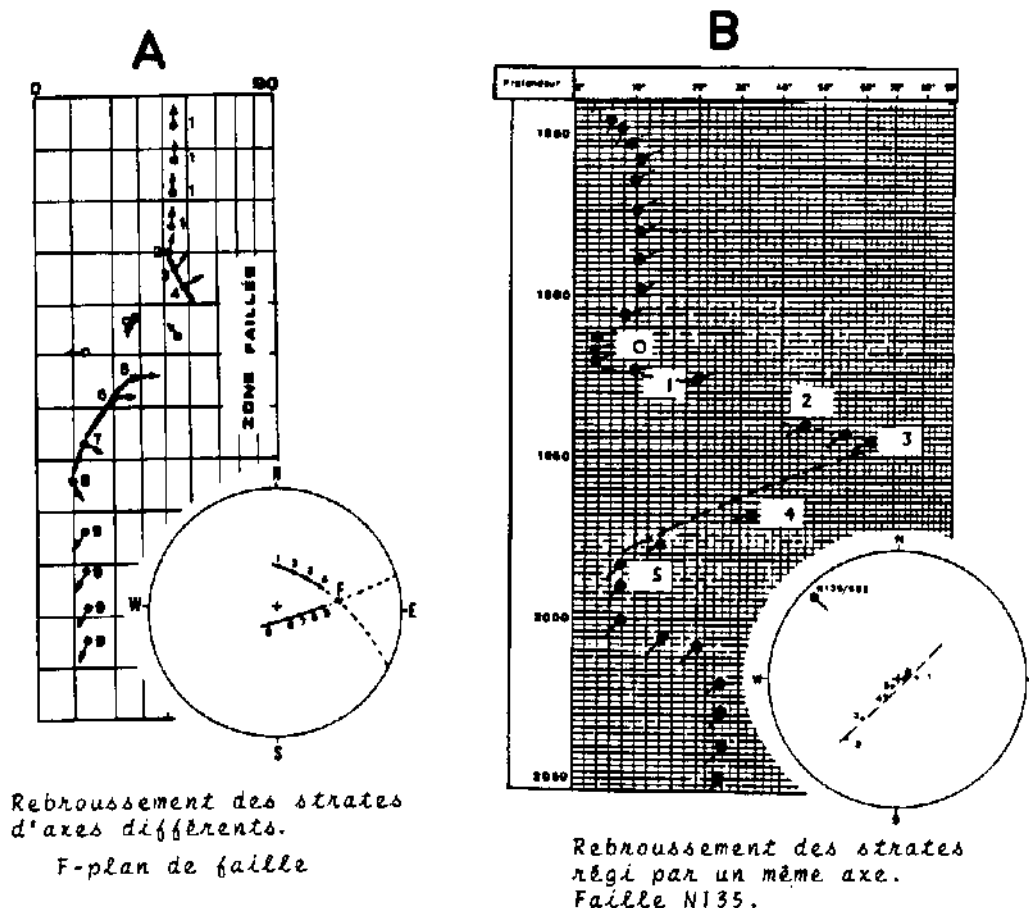


Fig. I.19 - Estimation des paramètres d'une faille par projection stéréographique des données de la zone de crochon.

1.2.2. La fracturation

L'étude exhaustive de la fracturation est une nécessité pour appréhender les caractéristiques tectogénétiques d'un bassin.

Le régime de fracturation est étroitement lié au caractère de déformation. Dans la zone des miroirs de failles les fractures ont tendance à être parallèles à la faille en formant des dièdres aigus à très aigus.

Jeu vertical et flexure: la couverture présente une tendance au décollement et au glissement tangentiel qui est le générateur de la fracturation. La disposition des fractures est diagonale à l'orientation de l'accident. Celui-ci est alors bissecteur des systèmes de fractures qu'il a engendrés (fig. I.20, A):

- cas 1: dièdre aigu de 60° - 80° ;
- cas 2: dans la zone étroite de la déformation naissent des fractures subparallèles de type L. L'angle dièdre est proche de 30° .

L'intersection horizontale des fractures est, moyennant certaines précautions, indicatrice d'un mouvement vertical.

Jeu horizontal: selon les conditions de l'expérience, plusieurs familles de fractures ont été obtenues dans la zone de cisaillement par divers auteurs (fig. I.20, B):

- fractures conjuguées de RIEDEL R et R' ;
- fractures T par traction (H. CLOOS, 1955 et R. E. WILCOX, 1973) disposées à 45° du cisaillement principal ;
- fractures P, X (A. W. SKEMPTON, 1966) de directions symétriques des RIEDEL R et R'.

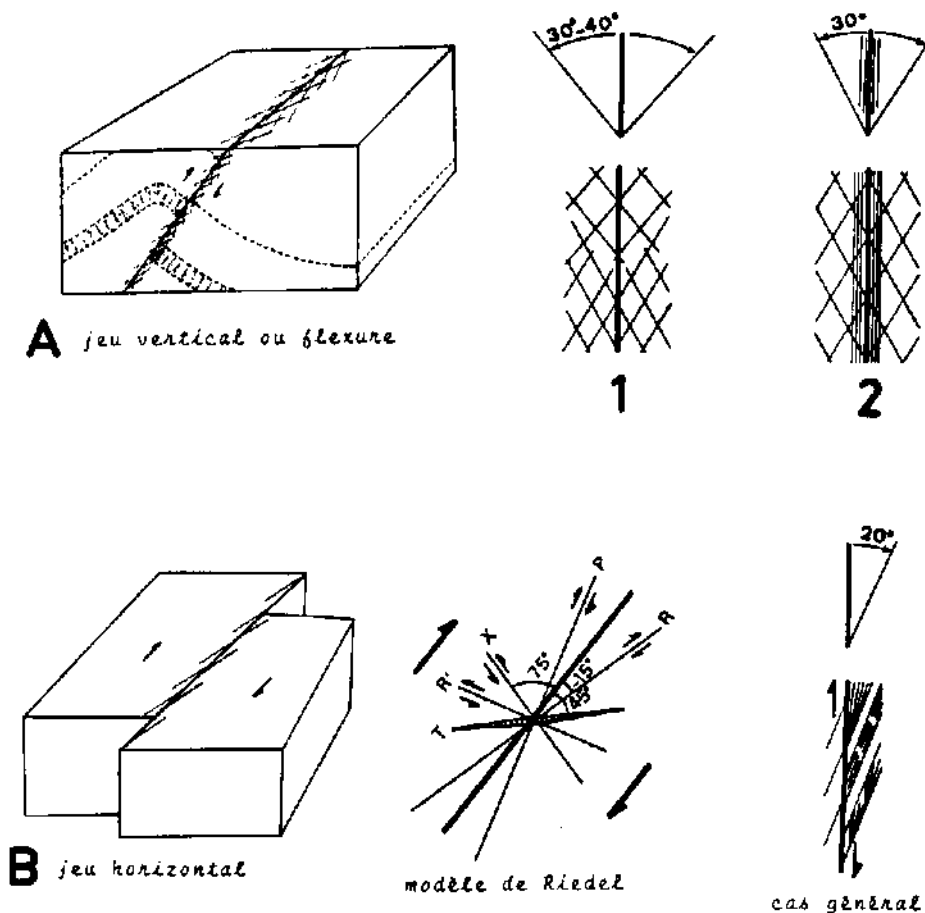


Fig. I.20-Organisation des fractures selon le mécanisme de la déformation

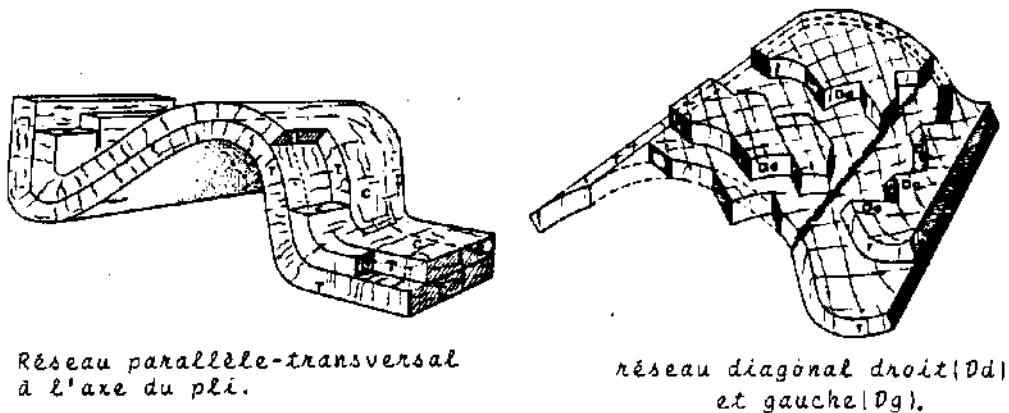
L'activation de chacune de ces fractures dépend des conditions extérieures (profondeur de la faille, anisotropie, pression des fluides, etc.).

D'une manière générale, la couverture solidaire du socle est cisailée dans une zone étroite caractérisée par une fracturation de forte fréquence où prédominent des systèmes hachés à débit amygdalaire. L'angle dièdre est de l'ordre de 15-20°.

Un mouvement horizontal pourrait être supposé d'après la verticalité des intersections des fractures.

Selon les contraintes responsables de sa mise en place, une structure anticlinale peut être affectée par deux types de réseaux de fracturation par rapport à son axe (fig. I.21):

- réseau parallèle-orthogonal à l'axe: périclinaux et flexures à faible rayon de courbure;
- réseau diagonal (droit et gauche): la contrainte maximale est bissectrice de l'angle aigu.



Réseau parallèle-transversal à l'axe du pli.

réseau diagonal droit (Dd) et gauche (Dg).

Fig. I.21-Agencement des réseaux de fracturation dans les structures anticlinales.
(RUHLAND M:1973).

1.2.2.1. L'étude des fractures en forage

A. Les indices précurseurs

En forage pétrolier l'existence de zones fracturées est suggérée par diverses observations:

- grande forabilité des roches;
- présence de cristaux dans les déblais;
- pertes de boue;
- faible taux de récupération des carottes;
- écarts notables entre les caractéristiques pétrophysiques estimées d'après les diagraphies et celles déterminées au laboratoire
- atténuation locale du signal sismique (sommet de la structure notamment).

L'analyse des fractures se fait à partir des diagraphies, des carottes et de leur association.

B. Les diagraphies

L'analyse est appliquée aux effets que les fractures provoquent sur certains outils. Ceux-ci étant différemment affectés par une fracture, c'est leur combinaison qui détermine, de façon non équivoque, la présence d'une fracture.

Les différents principes de détection des fractures d'après les diagraphies sont largement détaillés dans la littérature spécialisée et ne peuvent être que succinctement rappelés dans ce chapitre.

a. Thermométrie

Il y a souvent un refroidissement local au droit des fractures en relation avec les pertes de boue (fig. I.22).

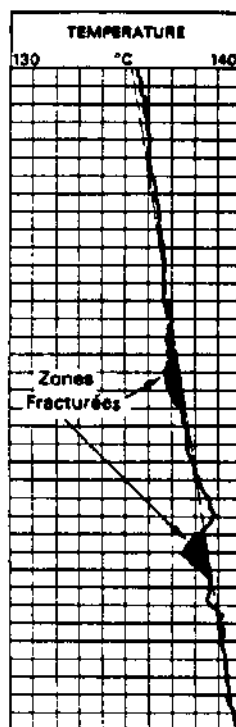


Fig. I.22-Détection des zones de fracturation d'après le refroidissement local causé par les pertes de circulation de la boue.

b. Résistivité

L'effet d'une fracture sur une résistivité dépend de sa position par rapport aux lignes de courant ainsi que de la nature du fluide en place. La diagraphie "Induction" n'est sensible qu'aux fractures horizontales conductrices, tandis que les outils "Latérologs" détectent aussi bien les fractures horizontales que verticales (Fig. I.23, A). Sous certaines réserves, la présence d'une fracturation est suggérée par les critères suivants:

- lecture "Laterolog" inférieure à celle "Induction" (fracture subverticale);
- les "Laterologs" à rayon d'investigation profond ont des lectures plus élevées que celles des "Laterologs" moins profonds (fig. I.23, B).

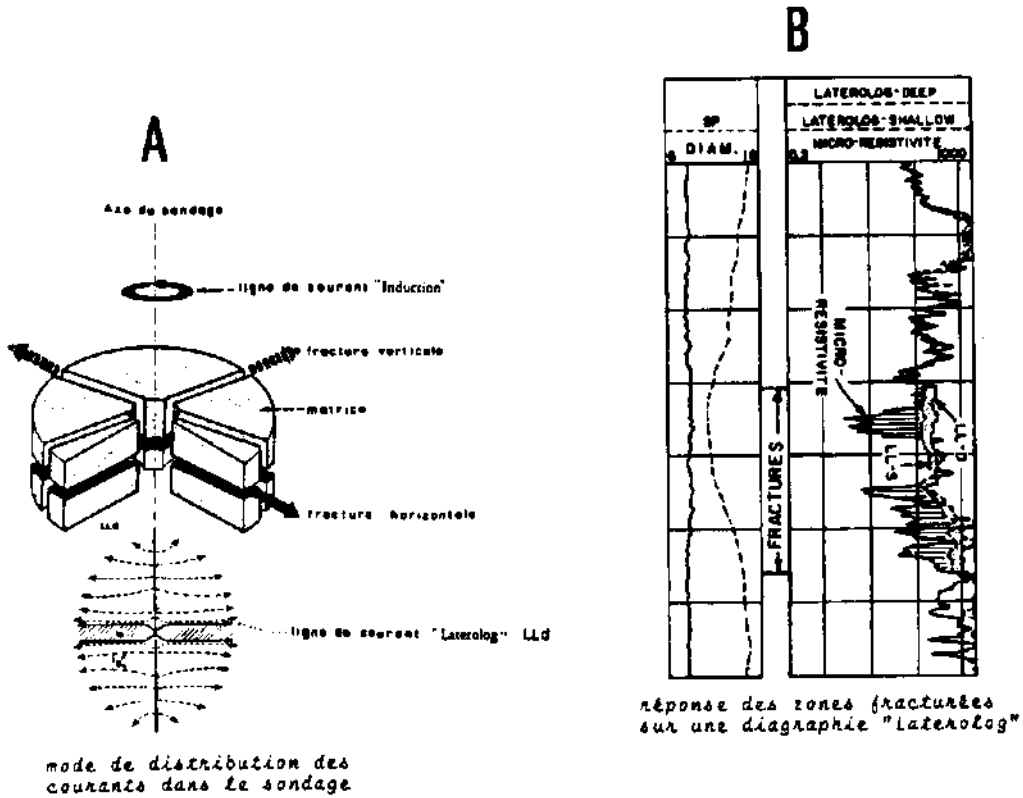


Fig.I.23-Effet des fractures sur les diagraphies de résistivité.

c. Diagraphie acoustique

Elle n'est pas sensible à la porosité de fracture. La fracturation est mise en évidence par l'index de porosité secondaire (IPS):

$$IPS = \text{porosité totale} - \text{porosité sonique}$$

L'atténuation des ondes dans les fractures est généralement accompagnée de sauts de cycles (*skipping*) visibles sur la courbe sonique. Le taux d'atténuation dépend du pendage de la fracture (fig.I.24).

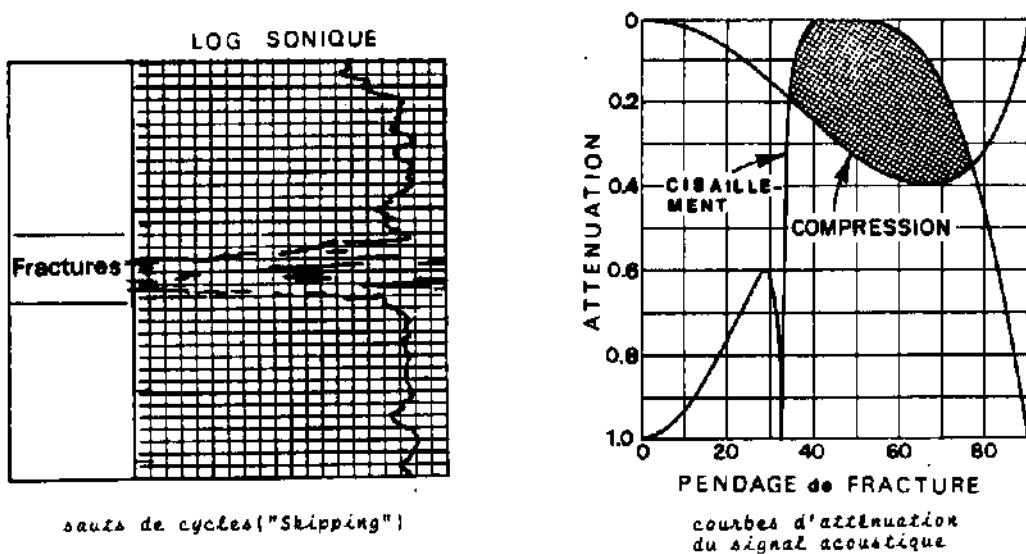
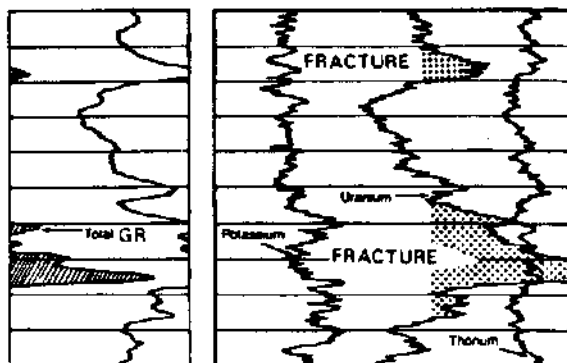


Fig.I.24-Atténuation du signal acoustique dans les fractures. (Doc.Schlumberger)

d. Spectrométrie des rayons gamma naturels (NGS)

La circulation des eaux souterraines peut favoriser la précipitation des sels d'uranium dans les fractures. Celles-ci se reconnaissent alors par des pics d'uranium bien individualisés (fig.I.25).

Fig.I.25-Mise en évidence d'une zone de fracturation par l'activation de la seule courbe d'uranium de la diagraphie NGS



e. Pendagemétrie

Une chute de résistivité sur deux patins opposés est souvent significative d'une fracture subverticale recoupant le trou de forage selon deux génératrices (fig.I.26,A). La localisation des fractures se fait spécialement à l'aide du *Fractures Identification Log* ou *FIL* (fig.I.26,B). L'accouplement des courbes successives permet de mettre en évidence une fracture par une séparation des lectures. La fracture est confirmée souvent par un arrêt momentané de la rotation de la sonde suite au blocage des patins dans les rainures.

Sur le tracé-flèche les zones fracturées présentent des pendages peu cohérents et forts (fig.I.26,C). Les fractures sont généralement supposées avoir des pendages perpendiculaires aux plans de stratification.

f. Nouvelles perspectives

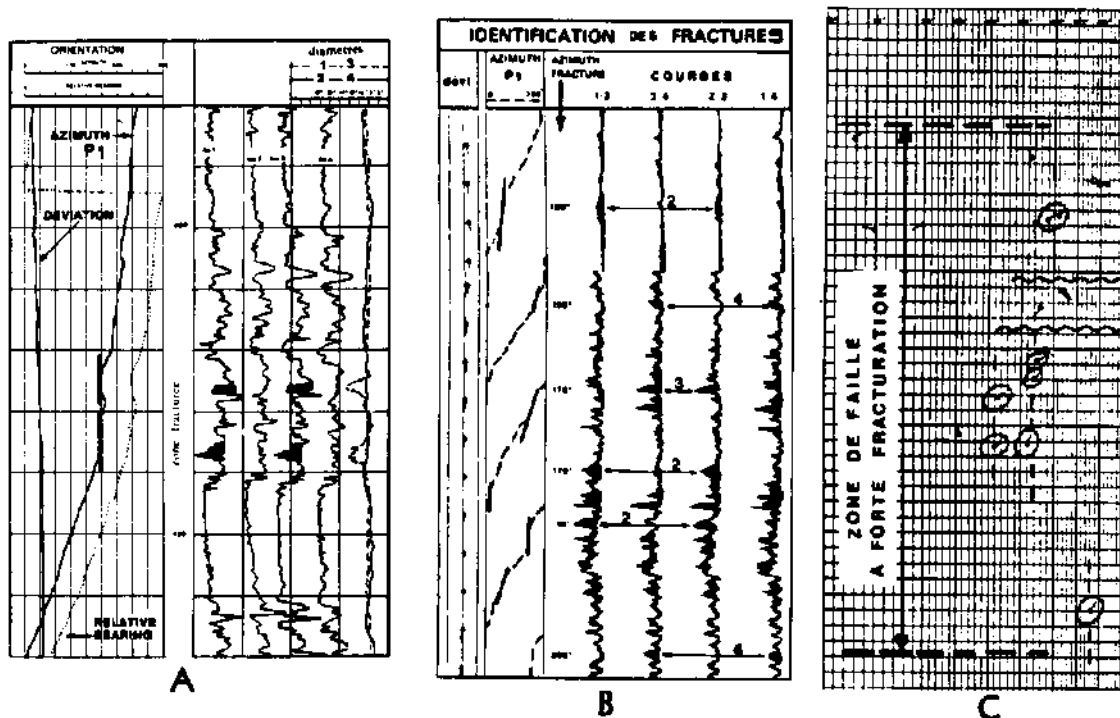
- Le *Stratigraphic High resolution Dipmeter Tool* ou *SHDT* et le *Formation MicroScanner* ou *FMS* constituent une nouvelle génération de techniques d'analyse détaillée des parois d'un trou de forage. Ils permettent d'obtenir une image géologique de haute résolution. La détection de la fracturation est l'une des premières préoccupations de ces outils (fig..I.27). Néanmoins, le problème actuel du *FMS* est qu'il ne semble pas bien distinguer entre fractures et autres sources d'anomalies de résistivité.

Au moment où nous écrivons ces lignes, ces diagraphies ne sont pas encore utilisées de manière très systématique dans les forages des bassins sédimentaires algériens.

- L'*Array Sonic* : c'est une nouvelle version de la diagraphie sonique dont le train d'ondes est très sensible aux fractures. La combinaison des vitesses des ondes de compression et de cisaillement permet d'estimer l'ouverture et les dimensions des fractures par le calcul du volume de fluide y contenu. Ce procédé ou *Frachite* concerne essentiellement l'étude des fractures subverticales. Il est cependant difficile de distinguer d'après

l'Array Sonic, seul, l'effet d'une fracture d'un effet de joint de stratification ou d'un contraste de perméabilité. La confirmation d'une fracture nécessite la prise en compte de tous les indicateurs classiques de fractures. Cette combinaison permet de restituer un Log de probabilité de fracture pour chaque zone étudiée.

L'étude des fractures par les diagraphies présente un aspect très qualitatif: elle ne révèle que leur simple présence. Les diamètres de type HDT, SHDT et BGT permettent toutefois d'orienter la trace d'une fracture, mais le pendage et son azimuth restent inconnus. Néanmoins, la combinaison de la pendagemétrie et de l'étude structurale des carottes de sondages améliore nettement la qualité des résultats de l'analyse microtectonique des forages.



A. arrêt momentané de la rotation de la sonde au droit des chutes de résistivité.
 B. Log "Fil" - les chiffres entre les courbes indiquent le numéro du patin ayant détecté la fracture.
 C. tracé-flèches - les fractures sont supposées cohérentes en direction.

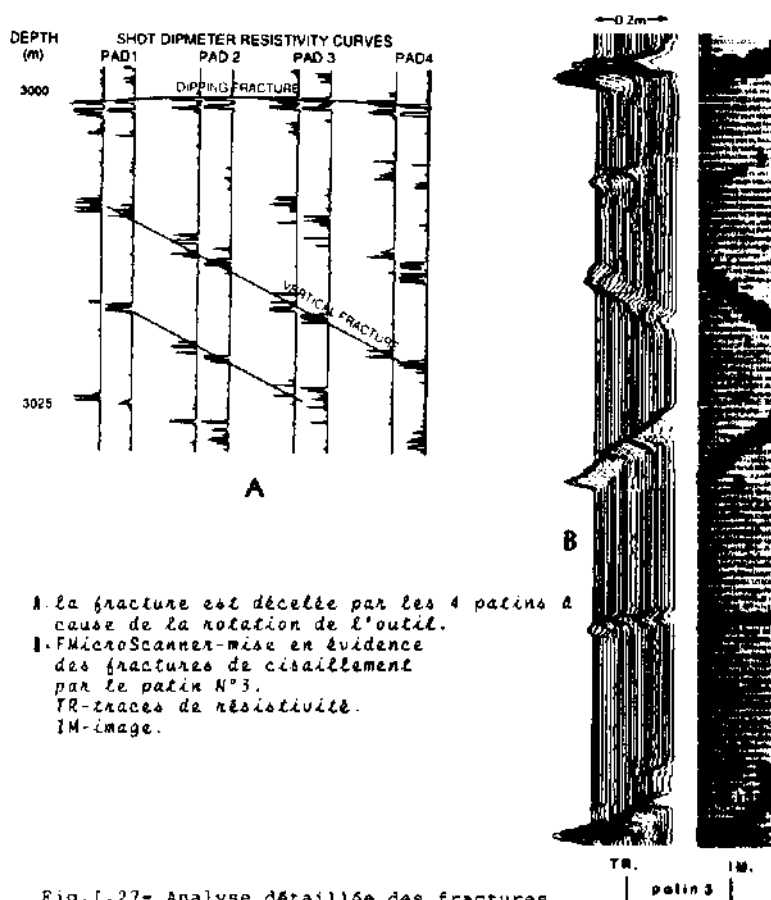
Fig. I.26 - Manifestation des fractures sur les différentes représentations de la pendagemétrie.
 (Doc. Schlumberger, remanié).

C. Les carottes: Analyse qualitative et quantitative

Elle consiste à relever tous les objets tectoniques et sédimentaires visibles sur la carotte et à les orienter dans l'espace par rapport au Nord.

Historiquement, plusieurs procédés de relevé et d'orientation furent mis au point: photographie tournante, prise d'empreintes sur matériau plastique, autoradiographie (LEVEQUE, 1969), orientation par aimantation rémanente naturelle (MONTADERT, 1963; BUCUR et WOLEJZO, 1971), dessin développé de la carotte, etc. Ces techniques, aujourd'hui plus ou moins obsolètes, sont rappelées dans des travaux du genre (RUHLAND, 1969; HENRY, 1969; GAUTIER, 1971).

Si une bonne pendagemétrie est disponible et la carotte bien conservée et présente des pendages apparents, la technique la mieux adaptée pour le relevé et l'orientation des structures visibles est celle du dessin développé de la carotte.



- A. la fracture est décelée par les 4 palins à cause de la rotation de l'outil.
 B. FMicroScanner-mise en évidence des fractures de cisaillement par le palin N°3.
 TR-traces de résistivité.
 IM-image.

Fig. I.27- Analyse détaillée des fractures d'après la combinaison SHDT-FMicroScanner. (Doc. Schlumberger).

a. Technique du dessin développé de la carotte

La démarche consiste à décalquer toutes les structures visibles sur un support transparent enveloppant le fragment de carotte. Le dessin obtenu est ensuite déroulé: c'est ce que l'on nomme trivialement "la carotte développée" (fig. I.28). Les différents plans se traduisent par des sinusoides dont la position permet de définir leur orientation par rapport à une génératrice (G) de référence, tracée selon l'axe de la carotte et conventionnellement orientée au Sud. Des abaques appropriés correspondant au diamètre de la carotte, servent à mesurer les pendages et orienter les différents objets relevés par rapport à la génératrice (fig. I.29).

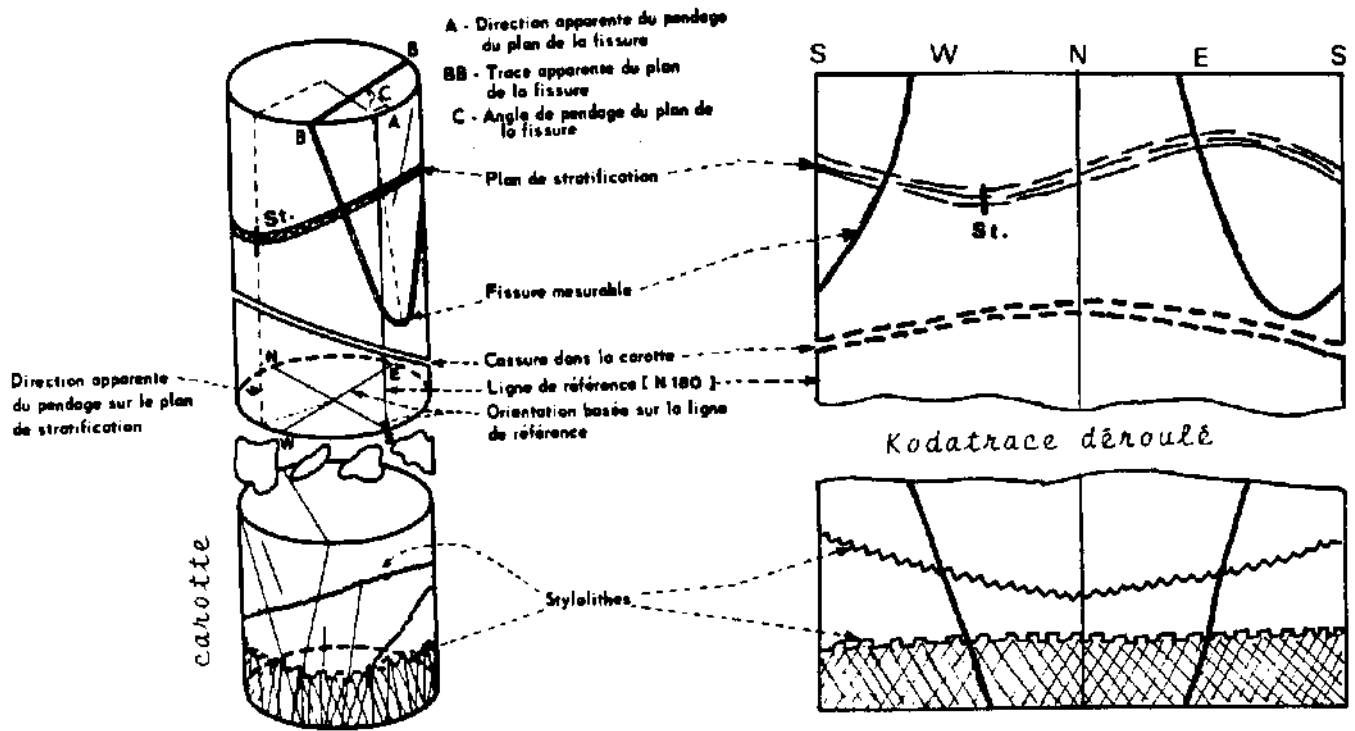
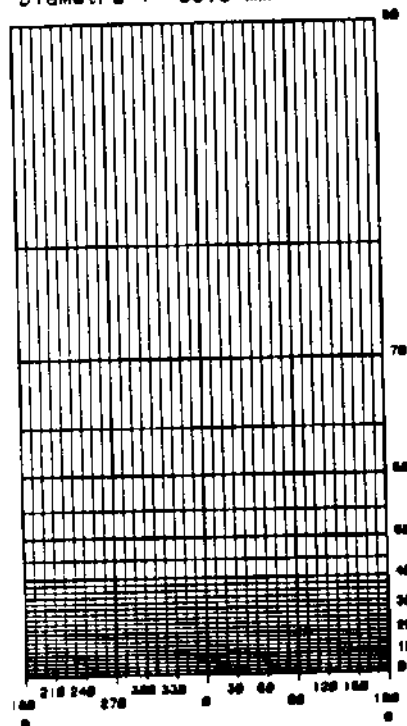


Fig.I.28-Principe du dessin développé de la carotte.

ABAUQUE PENDAGE & AZIMUT DE PENDAGE
pour développés de carottes
Diametre : 38.5 mm



ABAUQUE DIRECTION ET PENDAGE
pour mesures sur carottes

Diametre : 38.5 mm

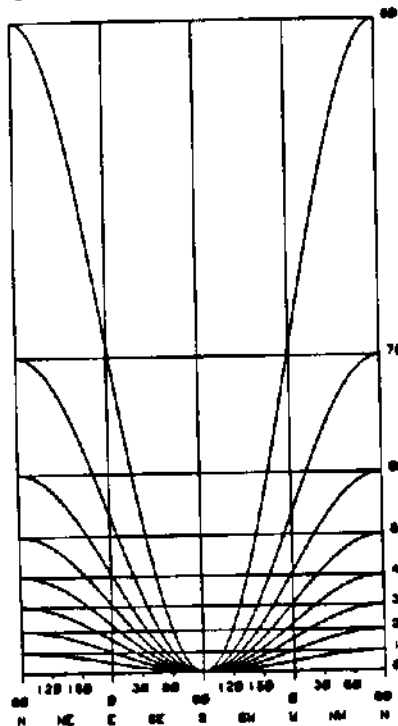
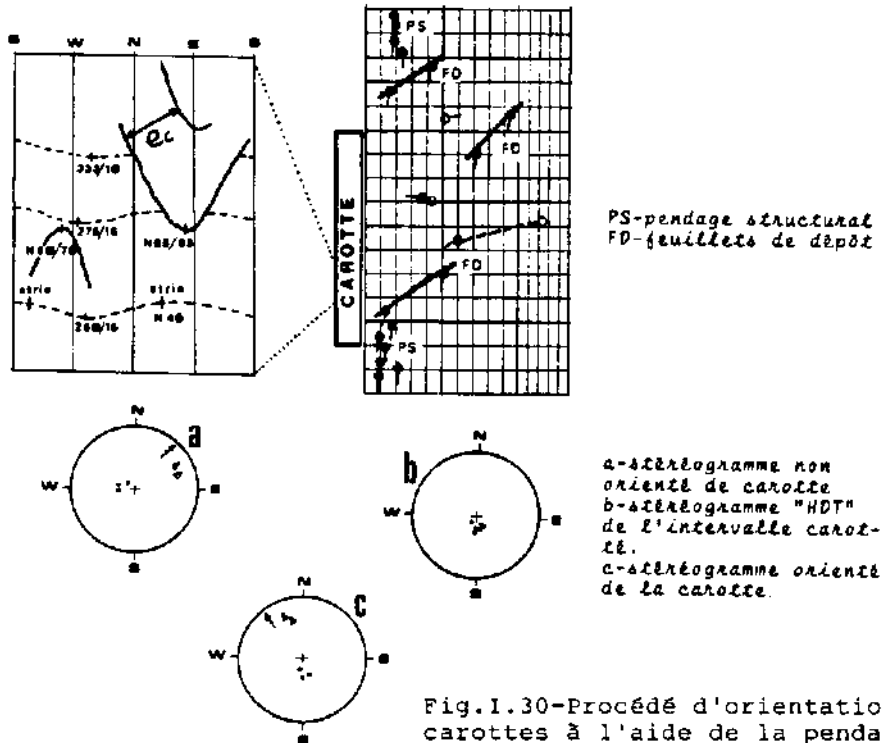


Fig.I.29-Abaques de mesure et d'orientation des objets relevés sur carotte par rapport à la génératrice de référence.

Le report des mesures en projection stéréographique permet de visualiser les relations angulaires entre les différents éléments. Le stéréogramme de la carotte obtenu n'est pas orienté géographiquement. Il doit l'être en le confrontant au stéréogramme de pendagemétrie de la zone carottée, compte tenu du pendage structural local (fig.I.30).



Les objets relevés

- Les indices tectoniques (RUHLAND, 1969; 1973): les fractures et leurs caractéristiques (pendage, direction, angle dièdre, fréquence, longueur, minéralisation, etc.), les stries de friction et de glissement couche à couche, les indices de failles (rejets observables, brèches, ...), les stylolites, etc.

.Les fractures.

- Pendage (p): fracture verticale $p=90-80^\circ$;
fort pendage $p=80-60^\circ$;
faible pendage $p=60-40^\circ$.
- Fréquence (F): fréquence linéaire = N/mètre ; $F = 1/ec$;
N- nombre de fractures;
ec- écartement vrai entre deux fractures successives (fig.I.30).

La fréquence doit être calculée pour chaque système de fractures.

- **Longueur (L)**: elle définit le degré de fracturation du milieu.
La longueur d'une fracture recoupant une carotte est fonction du pendage de la discontinuité par rapport à l'axe du puits (fig.I.31).

$$AB = L = D / \cos p ;$$

D - diamètre de la carotte;
p - pendage de la fracture.



p - pendage de la fracture
D - diamètre de la carotte.

Fig.I.31-Définition de la longueur d'une fracture

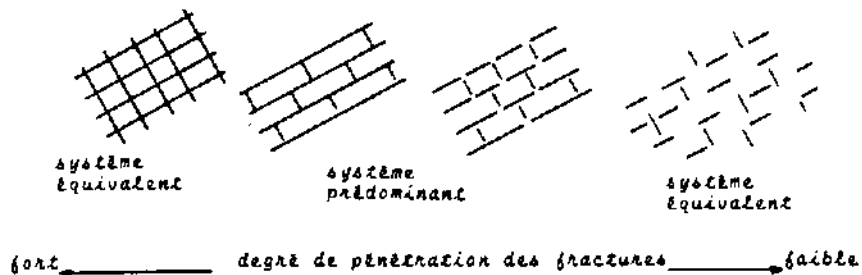


Fig.I.32-Organisation du milieu fracturé.
(RÜHLAND M ; 1973).

- **Angle dièdre entre deux fractures**: c'est une caractéristique principale du réseau de fracturation. Si cet angle est unique, le réseau est simple (déterminé par deux systèmes):

- . fractures suborthogonales: 90-70°;
- . fractures diagonales : 70-30°;
- . fractures subparallèles : 30- 0°.

Quand les fractures ont la même direction mais les pendages sont différents, l'angle dièdre est défini par la différence des pendages.

Le réseau de fractures peut être équivalent ou contenant un système prédominant (fig.I.32).

- **Minéralisation:** le colmatage des fractures forme une véritable barrière à l'écoulement des fluides. Une forte minéralisation peut témoigner d'une fracturation par étirement, soit d'une phase d'extension. Les principaux minéraux peuvent être: silice, anhydrite sidérite, pyrite, calcite, etc.

.Les stries de friction

Leur plongement détermine la nature du mouvement sur le plan de fracture:

- subhorizontal: $0-30^\circ$ (décrochement);
- oblique : $30-70^\circ$;
- subvertical : $70-90^\circ$ (effondrement).

Il suffit de figurer le plongement sur le dessin développé. La direction des stries est définie par l'orientation du plan porteur (fig. I.33).

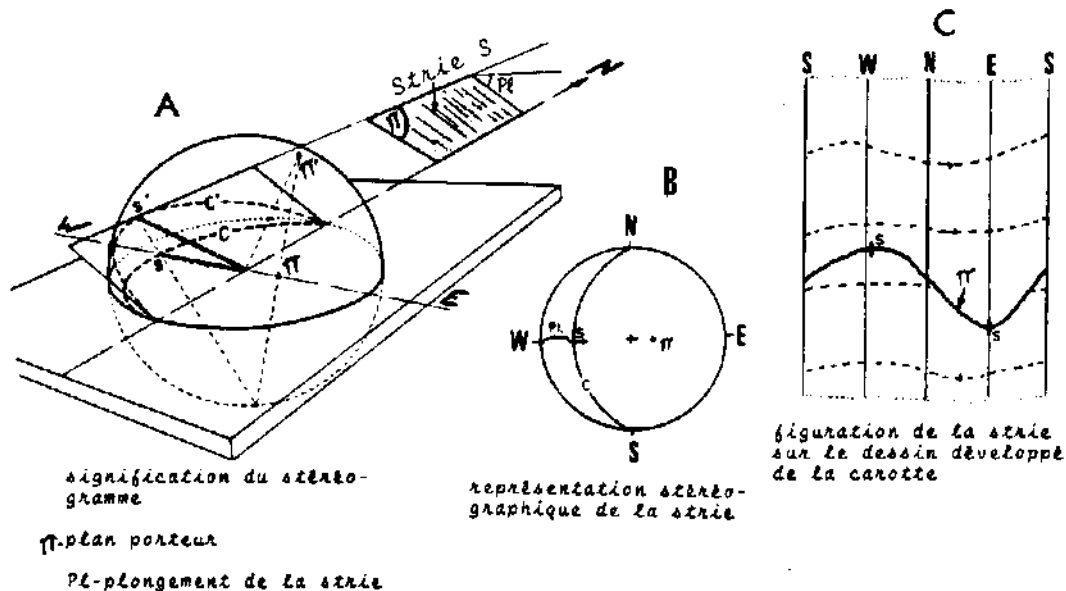


Fig. I.33-Analyse stéréographique des stries relevées sur une carotte.

(Partie A du schéma extraite de P. TREMOLIERES, 1981).

.Les stries de glissement couche à couche

En général elles traduisent un mouvement différentiel entre les bancs. Elles annoncent aussi le début d'une courbure des strates soumises à une flexion ou prises dans un crochon de faille (glissement flexural).

.Les stylolites

Elles peuvent être stratiformes (à plan porteur horizontal) ou tectoniques (à plan porteur vertical ou oblique).

- Les objets sédimentaires: les surfaces de discontinuité, les structures et feuillets sédimentaires, la lithologie, etc.

Les feuillets sédimentaires et les joints de stratification sont la base même des processus de calcul du pendage dans le traitement de la pendagemétrie. Ils sont utilisés pour l'orientation des stéréogrammes des carottes.

b. Nouvelles perspectives: l'Analyseur Structural 3D

Le dessin développé de la carotte se révèle une technique fructueuse pour la caractérisation tectonique et microtectonique d'un bassin enfoui, mais constitue un travail long et fastidieux.

Ceci a conduit une équipe de chercheurs du laboratoire de géologie structurale, de l'université Louis Pasteur de Strasbourg, sous la direction de M. RUHLAND, à imaginer et mettre au point un analyseur informatisé (fig. I.34). Ce système, qui a reçu le nom d'Analyseur Structural 3D, a été essayé à l'occasion de sa présentation inaugurale à l'institut de géologie de Strasbourg en décembre 1988.

Le système est constitué d'un digitaliseur électromagnétique avec un clavier de commande, d'un dispositif de saisie et logiciel de saisie et de traitement immédiat. La manipulation consiste à pointer les structures à étudier à l'aide d'un stylet optique: chaque pointage est enregistré et traité directement par le micro-ordinateur. La rotation de la carotte est pilotée par le clavier de commande.

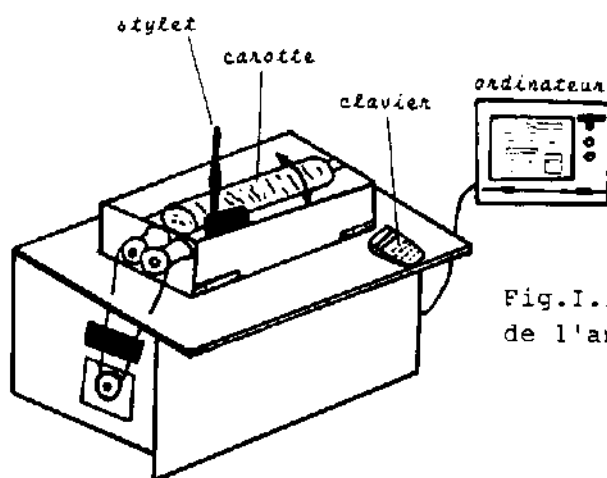


Fig. I.34 - Schéma synoptique simplifié de l'analyseur structural "3D".

L'imprimante produit de nombreuses sorties graphiques: stéréogrammes, histogrammes, rosaces, logs et blocs-diagrammes (fig. I.35).

L'Analyseur structural 3D est portable et peut être utilisé en carothèque ou mieux encore sur le site de forage où la digitalisation et le stockage des informations sont dans ce cas effectués avant les prélèvements des "plugs" et les cassures des carottes.

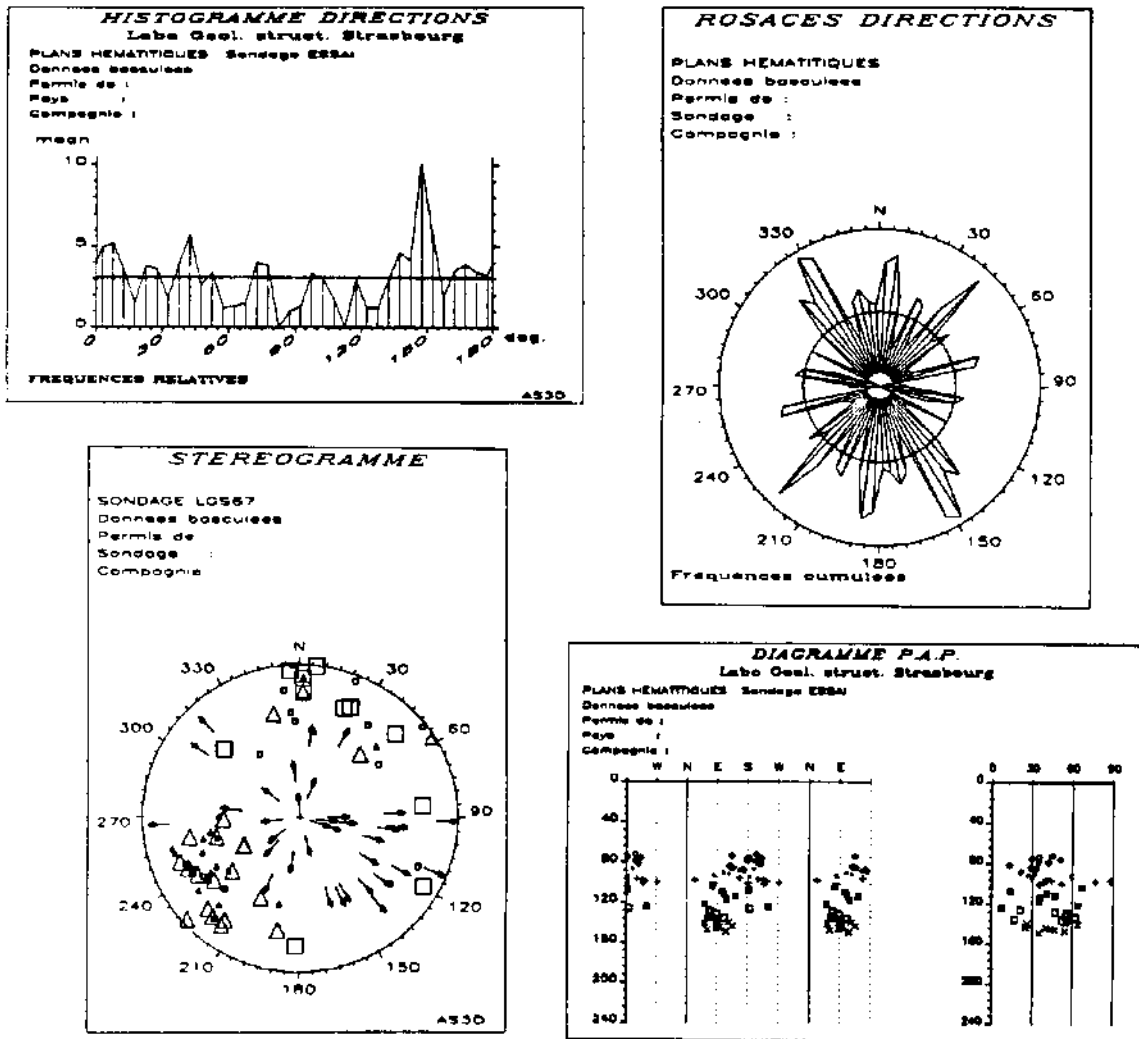


Fig.I.35-Exemples de sorties graphiques de l'analyseur structural "3D"

1.2.2.2. La fracturation comme cause de l'ovalisation des trous de forage.

A. Principe et historique

Dans une zone de compression l'exécution d'un forage soumet le trou principalement à l'action des contraintes latérales majeures accumulées progressivement au cours du temps. Cette concentration des contraintes peut atteindre certains seuils rhéologiques de la roche qui contribue par son comportement à l'acquisition, par le trou, d'une nouvelle géométrie. Celle-ci détermine, sous certaines réserves, la direction de la contrainte en cause.

La contrainte compressive induit des fentes d'extension parallèles à sa direction. L'écartement des lèvres est perpendiculaire au plan de fracturation (fig.I.36,A).

Pour une contrainte plus grande, la fracture s'incline par rapport à l'axe de compression et le déplacement entre les lèvres tend à devenir parallèle au plan de fracturation (cisaillement) (fig.I.36,B). Ces fractures peuvent se multiplier avec l'augmentation de l'intensité de la contrainte, mais leurs décrochements individuels tendent à diminuer. Elles constituent deux systèmes conjugués faisant chacun un angle de 45° avec la direction de la contrainte compressive majeure (fig.I.36,C).

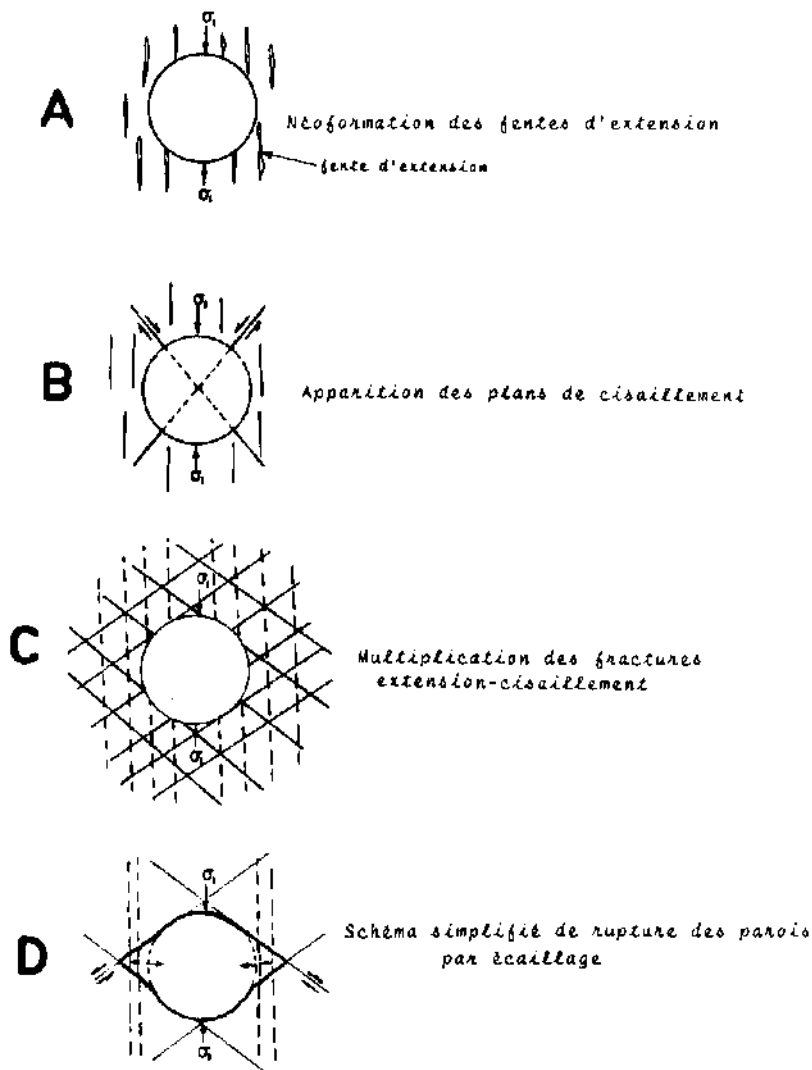


Fig.I.36-Principe d'ovalisation d'un trou de forage par expulsion d'écailles sur les parois opposées.

Le couplage fentes d'extension -cisaillement favorise la rupture des parois opposées du trou de forage: la section de celui-ci prend une forme elliptique: c'est l'ovalisation par expulsion d'écaillés (fig. I.36, D).

L'expulsion d'écaillés par rupture des parois du trou est donc symptomatique du franchissement des deux limites de résistance de la roche: à l'étirement et au cisaillement.

L'ovalisation des trous de forage a été mise en évidence par J.W. COX (1970) d'après les indications des diamétreurs- 4 patins dans des forages de l'Alberta (Ouest Canada). Ce n'est que plus tard que le phénomène a été interprété géologiquement à partir des essais sur des grès (MASTIN, 1970), mais aussi sur le terrain par caméra et diamétreur à laser (SPRINGER et THORPE, 1982 et 1984).

Bien que des points font encore l'objet de légères controverses, quelques faits semblent cependant unanimement bien établis (BABCOCK, 1979; BELL, 1979; GOUGH, 1982; MASTIN, 1984, etc.):

-certaines ovalisations de la section du trou sont liées à l'action des forces tectoniques régnant actuellement dans la croûte;

-la direction de la contrainte latérale majeure est perpendiculaire au grand axe du trou de forage.

Depuis peu, les études expérimentales (BLANTON et TEUFEL, 1985) montrent que lorsque les conditions de rupture ne sont pas atteintes, le trou peut s'ovaliser de manière plastique. Ce type de déformation des forages est encore au stade de reconnaissance.

B. Les différents types de déformation d'un trou de forage

Plusieurs études montrent (divers auteurs) que les causes de déformation d'un trou de forage sont multiples et peuvent être liées à des facteurs non tectoniques (fig. I.37):

a. Usure des parois consécutives au flambage et vacillations du train de tiges (section du trou en "dog legs").

b. Déviation importante du sondage ("trou de serrure").

c. Action érosive et physico-chimique de la boue (cavage circulaire).

d. Fracturation préexistante recoupant le trou selon deux génératrices (élongation de la section du trou suivant les rainures de fracturation).

Dans chacun de ces cas il existe au moins une position de la sonde permettant de mesurer deux diamètres différents suivant deux directions perpendiculaires, c'est-à-dire une élongation de la section du trou. Ainsi, toute mesure d'élongation n'est pas tectoniquement significative. La reconnaissance du type de déformation du trou doit se fonder sur des critères géologiques (structuraux, lithologiques), géométriques et statistiques.

L'élimination des déformations occasionnelles fait ressortir celles en rapport avec l'état actuel de contraintes.

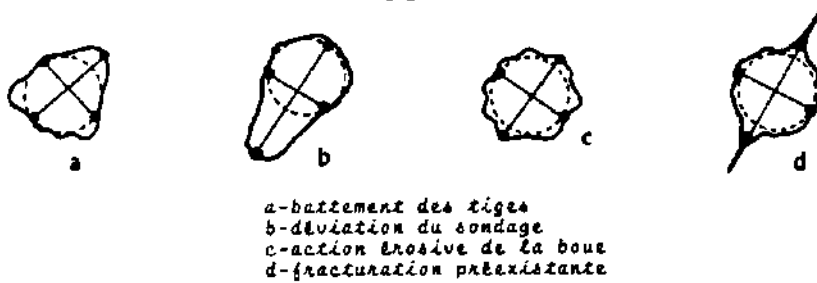


Fig.I.37-Principaux types de déformation non tectonique d'un trou de forage.

C. L'analyse de la géométrie du trou de forage

Elle est basée sur les enregistrements diagraphiques orientés: "High resolution Dipmeter Tool" ou HDT, "Borehole Geometry Tool" ou BGT, "Stratigraphic-HDT" ou SHDT. Ces diagraphies permettent de connaître continuellement (fig.I.38):

- la forme du trou selon les indications des diamètres (D1-3 et D2-4);
- l'azimut du patin de référence (PIAZ);
- la déviation du sondage par rapport à la verticale (DEVI);
- l'azimut de la déviation du sondage (HAZI);
- la position de l'électrode de référence P1 par rapport à la ligne de plus grande pente ("relative bearing" RB).

Plus récemment, le développement du "Borehole Televiwer" ou BHTV constitue une méthode complémentaire permettant de confirmer les ovalisations grâce à une image acoustique de la forme du trou (PLUMB et HICKMAN, 1985; ZOBACK et al., 1985).

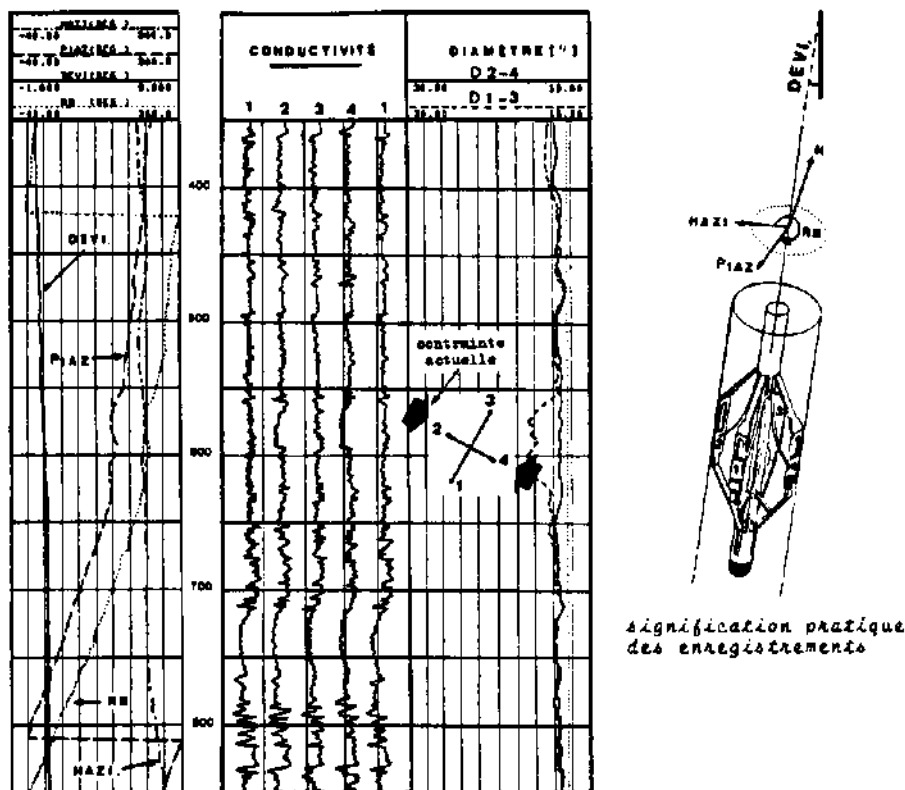


Fig.I.38-Enregistrements pendagemétriques permettant l'analyse de la géométrie du trou de forage.

D. Critères de reconnaissance des ovalisations d'origine tectonique

a. Elimination des déformations accidentelles du trou

Le choix des ovalisations d'origine tectonique doit tenir compte des facteurs "parasites" pouvant intervenir dans la déformation significative du trou. Ces facteurs sont liés soit aux conditions du trou (boue, *mud-cake*, excentrage de la sonde ou patin flottant), soit aux conditions géologiques (pendage structural provoquant la déviation du sondage, attitude du réseau de fracturation préexistant, etc.).

Les conditions géologiques sont généralement connues et permettent de distinguer et éliminer les "trous de serrure" ainsi que les élongations qui seraient liées aux rainures de fracturation (fig. I.37, b et d).

Quant aux déformations causées par les conditions du trou (fig. I.37, a et c), elles sont caractérisées par:

- des tranches verticales très limitées;
- des élongations d'azimut variable;
- une faible ellipticité.

Le patin flottant se révèle aisément par une courbe de résistivité sans relief (lisant la boue).

b. Les ovalisations significatives

Leur choix est fondé sur la cohérence d'un certain nombre de critères:

- zones sensibles au cavage (sous le sabot en particulier);
- lithologie homogène;
- importante hauteur d'ovalisation sans rotation de la sonde;
- tectonique calme du terrain foré;
- faible déviation du sondage;
- grande ellipticité du trou (rapport petit axe/grand axe: faible);
- direction préférentielle du grand axe du trou.

Sur l'exemple de la figure I.38, l'ovalisation du trou s'est faite dans la direction N20 (diamètre 1-3) et sur une hauteur d'une centaine de mètres (550-650m). Tous les critères militent en faveur d'une déformation d'origine tectonique (écaillage et rupture des parois du trou). La direction de la contrainte compressive majeure responsable de cette ovalisation serait orientée N110.

D'autres méthodes de mesures des contraintes à partir des forages sont également utilisées actuellement:

- fracturation hydraulique provoquée (HAIMSON ET FAIRHURST, 1969; BREDEHOEFT et al., 1976);
- surcarottage (LEEMAN et HADE, 1966; LEEMAN, 1968; BUYLE-BODIN et al., 1983);
- relaxation des carottes (BLANTON, 1983; TEUFEL, 1983).

Le surcarottage est la seule technique qui permet la détermination de l'état de contrainte distensif.

IMPORTANCE PRATIQUE DE LA CONNAISSANCE DES ELEMENTS TECTONIQUES

La recherche des paramètres structuraux est fondamentale pour la définition des mécanismes tectoniques qui ont commandé l'évolution d'une région. Ces paramètres ne sont pas sans incidence sur l'exploration pétrolière.

La contrainte tectonique latérale actuelle dans un bassin sédimentaire joue un grand rôle dans l'ouverture ou la réouverture de la fracturation de type fente de tension. La connaissance de la direction de la contrainte latérale majeure permet d'estimer la direction du meilleur drainage des fluides dans le bassin, paramètre très utile pour la compréhension des mécanismes de production. En effet, l'ouverture des fractures sous l'action des contraintes tectoniques est une déformation inélastique: les fractures restent ouvertes tant que persistent ces contraintes.

Les fractures constituent un facteur favorable à cause du drainage supplémentaire qu'elles produisent quand elles sont ouvertes. En revanche, lorsqu'elles sont colmatées ou subverticales, elles forment de véritables barrières de perméabilité, facteur pénalisant la production.

Le plissement conditionne la naissance des pièges structuraux, mais toute structure n'est pas réservoir. Sont à prendre en considération:

- l'âge de la structure: celle-ci est née précocement ou tardivement par rapport à la genèse et à la migration des hydrocarbures;
- sa géométrie: les meilleurs objectifs pétroliers sont les grandes structures anticlinales de type cylindrique associées à un serrage perpendiculaire aux systèmes de failles (jeux inverses). Au contraire, les plis coniques, liés à un serrage oblique aux failles (décrochements), forment, de par leur petite taille, des prospects secondaires.

Un style de plissement à faible rayon de courbure, bien que favorable à la naissance de grandes fermetures structurales, n'en est pas moins défavorable aussi. Les études (TREMOLIERES et REULET, 1978) montrent que la structuration s'accompagne d'un tassement mécanique ou chimique (dissolution et recristallisation), traduit dans la dégradation des propriétés de réservoir. Plus fort est le degré de structuration, plus petit est le rayon de courbure et plus importante la détérioration des porosités et perméabilités (fig. I.39, A). Les zones les plus affectées par cette dégradation sont celles flexurées, situées à l'aplomb des failles inverses et des décrochements. Ces zones sont allongées, étroites et constituent de véritables barrières au drainage des fluides (fig. I.39, B).

Le tassement mécanique est un remaniement textural où les éléments les plus fragiles sont refoulés dans les pores. Le tassement chimique est noté dans les réservoirs gréseux dépourvus d'argile où les grains sont jointifs (dissolution et recristallisation = quartzification).

Le pendage des failles joue aussi un rôle dans la taille de la structure anticlinale. Si les failles sont verticales les rejets en compression normale à la faille restent insignifiants.

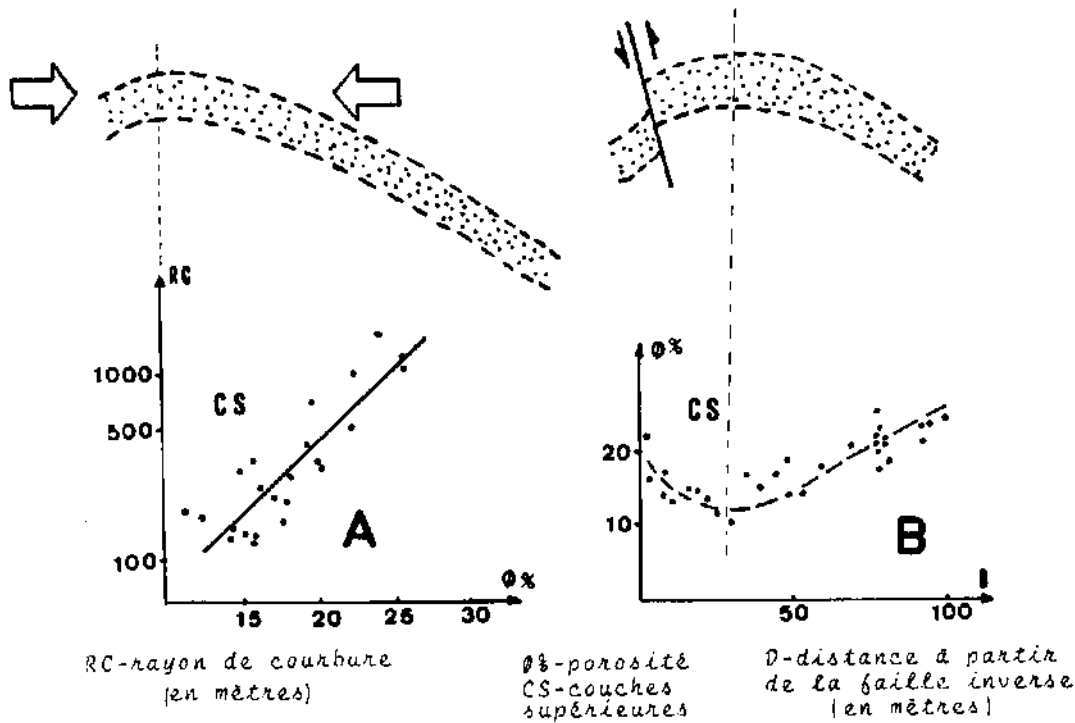


Fig.I.39-Influence du degré de structuration par compression sur la dégradation des qualités de réservoir (d'après TREMOLIERES et REULET, 1978)

Ceci se traduit par une faible structuration de la couverture (les déplacements débutent au niveau du substratum). Il ne faut pas s'attendre, en conséquence, à de grands pièges structuraux dans les zones de jeux différentiels des panneaux.

2. LES ELEMENTS SEDIMENTAIRES

Toute analyse sédimentaire d'un bassin vise à la reconstitution d'une paléogéographie. Un environnement sédimentaire se définit comme l'ensemble de toutes les conditions et les forces extérieures influençant ou affectant le dépôt d'une séquence donnée. Ces facteurs peuvent s'exprimer à l'échelle régionale, mais s'impriment aussi à l'échelle du banc, voire de l'échantillon ou de la particule elle-même.

2.1. Critères régionaux

2.1.1. Variations d'épaisseur: l'apport des diagrapies

Une interprétation géologique reste sans valeur si les épaisseurs et l'âge des unités ne sont pas définis. Dans ce travail, le découpage stratigraphique des séries traversées par le forage est une tâche qui s'est imposée d'elle-même: les résultats techniques des sondages sont très peu rigoureux sur certaines formations jugées "terrains morts" pour l'intérêt pétrolier. Par ailleurs, leur azoïcité rend ardu tout essai de délimitation stratigraphique.

2.1.1.1. Le concept d'électrofaciès

Chaque coupe de sondage peut être subdivisée en unités électrofaciologiques homogènes susceptibles de constituer des épisodes sédimentaires à entités distinctes. On procède ensuite à des corrélations litho-diagraphiques par reconnaissance des électrofaciès (ressemblance des formes des courbes diagraphiques). Jusque là, le rapprochement des unités se fait sans notion de temps. Il est évident que le degré de similitude des formes des courbes soit contrôlé par les variations latérales des faciès.

Un changement de la nature lithologique d'une unité peut se faire progressivement le long d'un jalonnement et compromettre le concept d'électrofaciès ainsi que le caractère litho-diagraphique des corrélations. Ce passage de faciès risque de s'interpréter comme une lacune sédimentaire (érosion ou non dépôt).

Les corrélations électriques doivent être effectuées de sondage en sondage et de proche en proche. Le rapprochement des unités est ainsi peu sensible aux changements incrémentaux des faciès. Le changement radical mais progressif d'un faciès d'un bout à l'autre du bassin n'empêche donc pas de fermer la boucle des corrélations (fig. I.40). Celles-ci prennent à cet effet (sous certaines réserves) un caractère chronostratigraphique.

2.1.1.2. Les marqueurs "électriques"

Une des caractéristiques de la sédimentation en domaine de plate-forme est l'existence de niveaux pelliculaires extrêmement étendus, à épaisseur et faciès constants. Ces niveaux, qui traduisent l'horizontalité et la monotonie du plancher sédimentaire au moment de leur dépôt, constituent actuellement des marqueurs "électriques" entre lesquels les faciès peuvent partiellement ou radicalement évoluer. Dans les séries azoïques, ces "garde-fous" permettent de reconnaître en tout point du bassin l'équivalent latéral d'une tranche donnée de sédiments et de synchroniser les corrélations indépendamment de la nature lithologique et de l'épaisseur (fig. I.41).

2.1.1.3. Les attributions stratigraphiques

Les corrélations "électriques" ne sont qu'une étape dans le découpage stratigraphique des séries. Elles n'indiquent que le synchronisme des couches et l'ordre de leur superposition. Les sondages faunistiques servent d'étalons dans la confrontation "électrofaciès-biostratigraphie". Celle-ci approchera l'âge d'un épisode azoïque ou non daté.

2.1.2. Variation latérale des faciès

L'analyse des faciès est l'un des outils les moins équivoques dont dispose la géologie pour reconstituer un paysage disparu. Mais cela doit prendre en considération à la fois la faune, le sédiment et les relations dynamiques qui les lient.

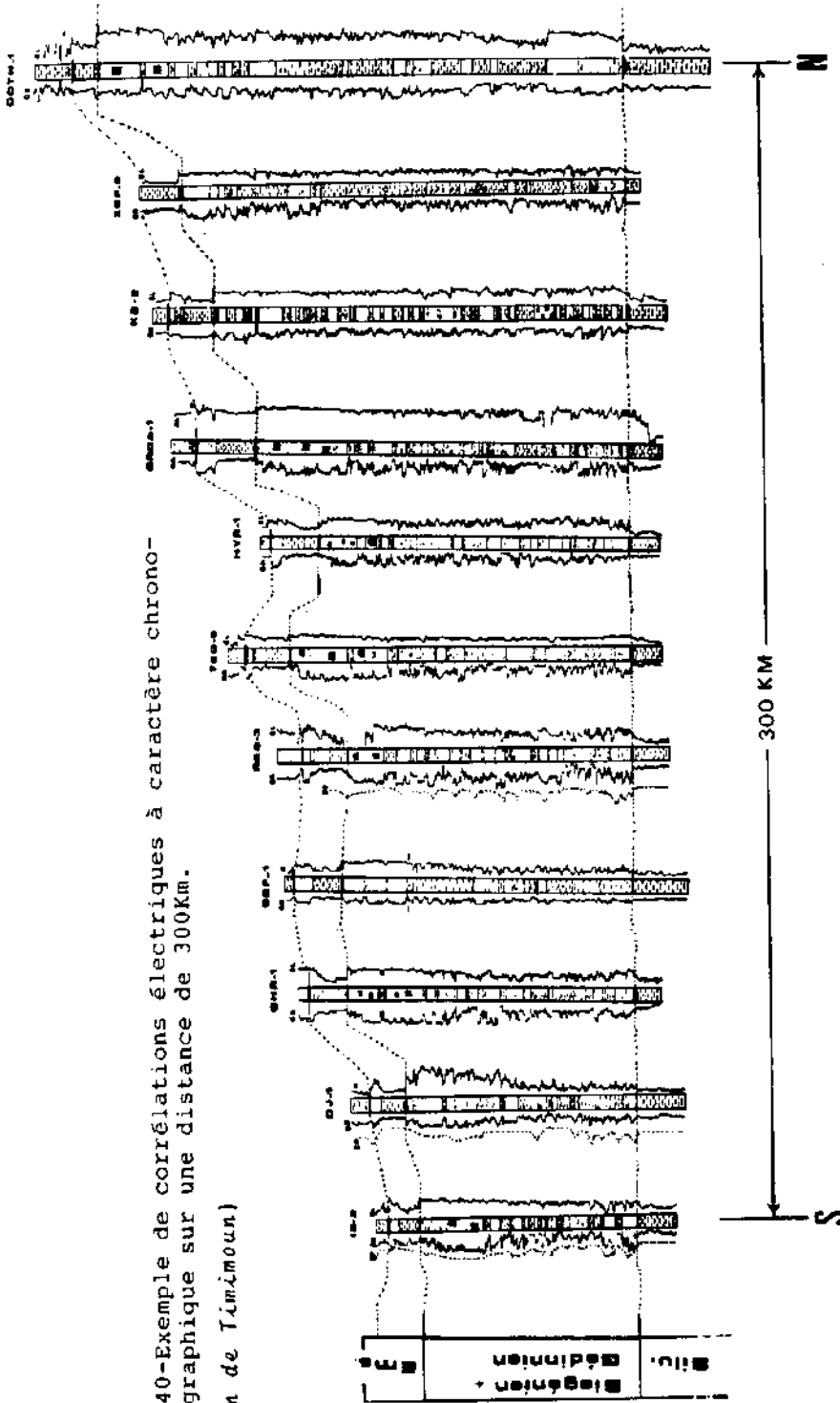
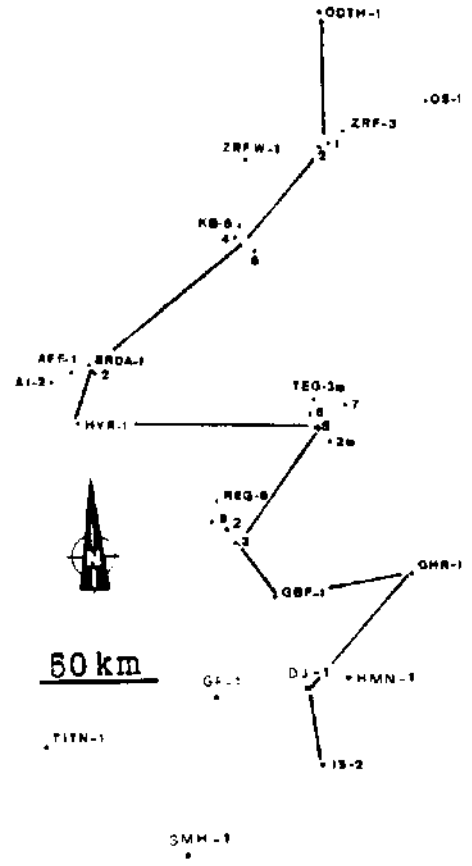


Fig. I.40-Exemple de corrélations électriques à caractère chrono-stratigraphique sur une distance de 300Km.
[Bassin de Timimoun]



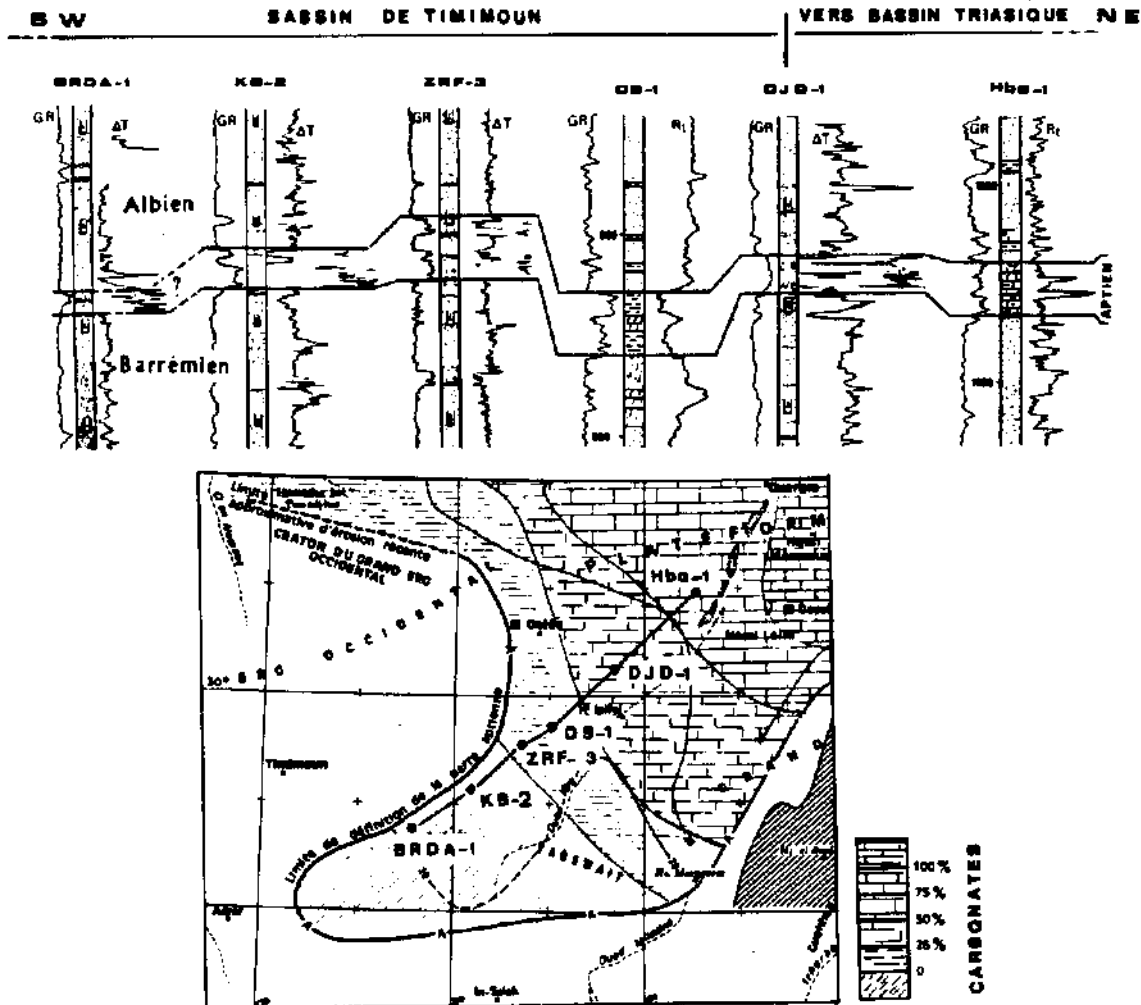


Fig.1.41-Illustration du caractère corrélatif de la barre aptienne malgré le changement de son faciès. Elle permet de distinguer les sables albiens de ceux du Barrémien. (La carte est extraite de G. BUSSON, 1971; remaniée).

Néanmoins, sur les grandes aires de sédimentation l'analyse des faciès concernent souvent les variations latérales de la nature lithologique du sédiment. Ce paramètre, ou lithofaciès, est directement associé au mécanisme de dépôt.

Toute région ayant connu des processus de transgression et de régression durant son histoire est le siège de variations latérales et verticales de faciès. Pour un horizon donné, c'est latéralement que se font les véritables changements lithologiques: d'abord à l'échelle locale, avec des passages de faciès souvent en rapport avec la sédimentation lenticulaire, puis à l'échelle du bassin où l'horizon peut changer radicalement de nature lithologique. Il est inutile de montrer qu'en allant vers le continent on rencontre successivement du matériel fin, puis moyen, enfin grossier. Ces changements de grande ampleur sont, quant à eux, en rapport avec le cadre paléogéographique du bassin.

L'analyse des "électrofaciès" permet de suivre le comportement lithologique et isopaque d'un horizon à travers le bassin, par l'établissement des cartes de faciès : isolithes, isopourcentage de constituants lithologiques, etc... Ces cartes s'interprètent en termes paléogéographiques et de subsidence.

2.1.3. Les discordances

2.1.3.1. Définition

Une phase tectonique peut être suivie d'une émergence puis d'une érosion. La surface d'érosion (discordance) est ainsi un marqueur chronologique de cette phase. La datation d'une phase tectonique fait souvent appel à l'étude des lacunes stratigraphiques et des discordances. Par exemple, si une formation A repose en discordance sur une formation B, cela peut impliquer qu'il y a eu déformation localisée vers la fin de l'époque B.

2.1.3.2. Aspects diagrapiques

Une discordance peut être reconnue d'après les critères suivants:

- zone de pentages incohérents et rares;
- de part et d'autre de cette zone les pentages et/ou les azimuts sont différents: discordance angulaire (fig. I.42, A);
- grand contraste de caractéristiques diagrapiques (fig. I.42, B);
- changement brusque du rapport thorium/potassium (Th/K) de la diagrapie de spectrométrie des rayons gamma naturels (NGS). Ce changement révèle d'importantes variations de la proportion des

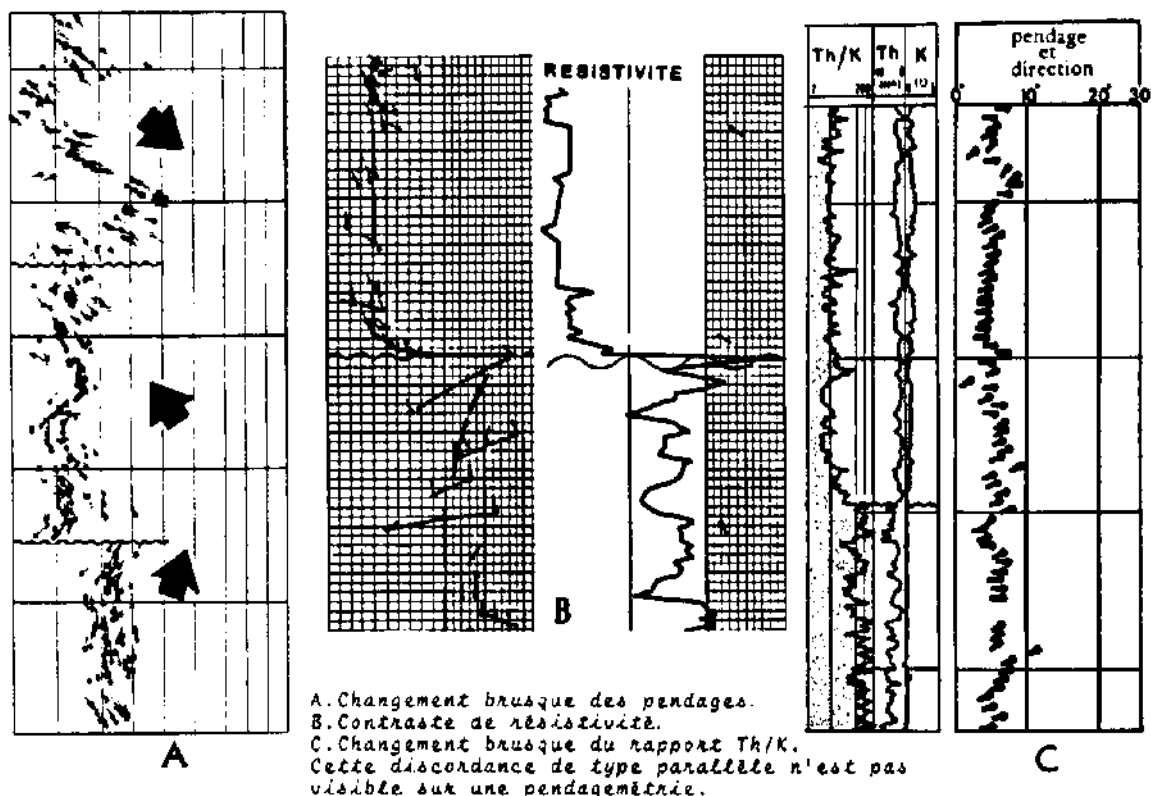


Fig. I.42-Localisation des discordances d'après les diagrapies.

minéraux radioactifs causées par la modification des conditions d'apport (fig.I.42;C).

Les surfaces de discontinuité (ou diastèmes) traduisent aussi un arrêt momentané de la sédimentation sans qu'aucune déformation notable n'ait lieu. Ces surfaces, non planaires sur la pendagemétrie, sont parallèles aux strates et ne peuvent donc être décelées que sur une représentation "GEODIP" de la pendagemétrie. Le contraste de résistivité permet d'obtenir plusieurs pendages, à la même côte, calculés chacun à partir de la combinaison de trois courbes (fig.I.48). Ces diastèmes trouvent leur utilité dans les analyses sédimentaires de détail notamment.

2.2. Critères stratonomiques

L'étude des strates, ou stratonomie, permet de "lire" de nombreux critères définissant l'histoire d'un épisode sédimentaire donné. L'organisation interne du banc peut apparaître au travers de l'aspect des courbes et de l'évolution des pendages sur le log de pendagemétrie.

2.2.1. Les structures sédimentaires

Elles se rapportent à la façon dont les feuillets sédimentaires sont agencés. C'est un élément fondamental de l'interprétation énergétique du milieu de dépôt. Il existe une grande variété de structures sédimentaires dont la morphologie est contrôlée par le caractère de la sédimentation (fig.I.43):

- litage horizontal: décantation en milieu très calme;
- litage oblique (couches frontales ou *foreset beds*): action unidirectionnelle du courant sur un talus oblique (ex.: talus deltaïque);
- stratifications entrecroisées (tabulaires et lenticulaires): elles témoignent généralement d'un milieu de haute turbulence.

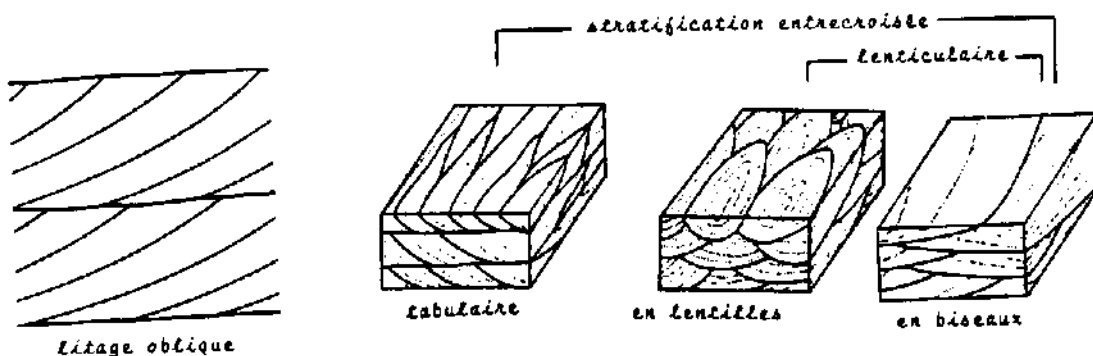
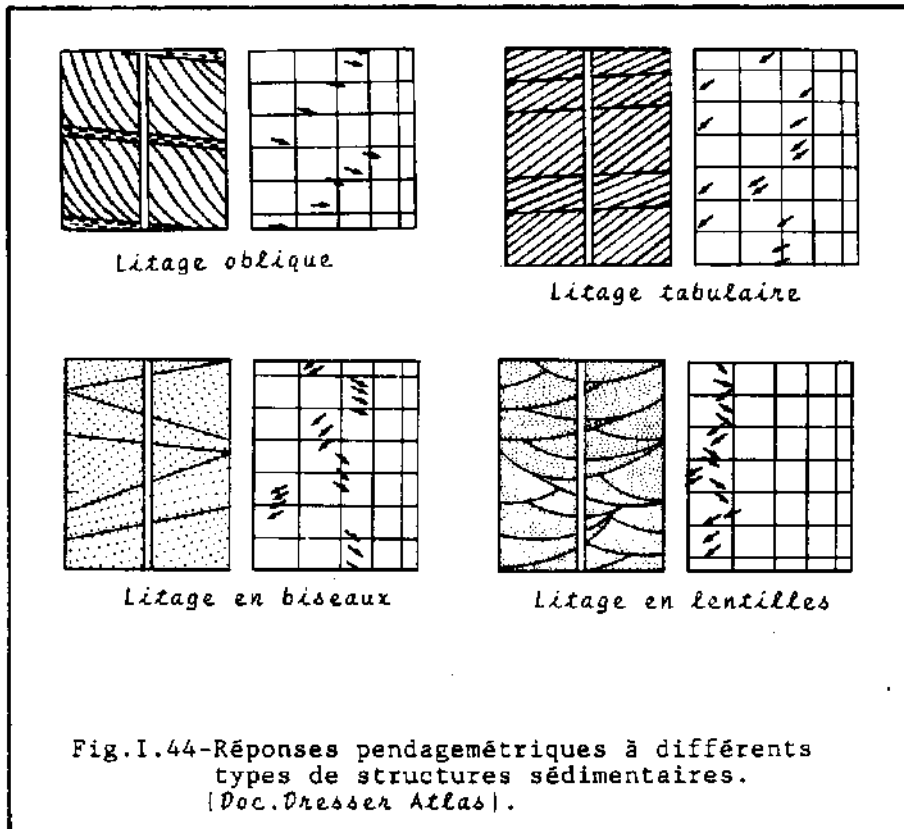
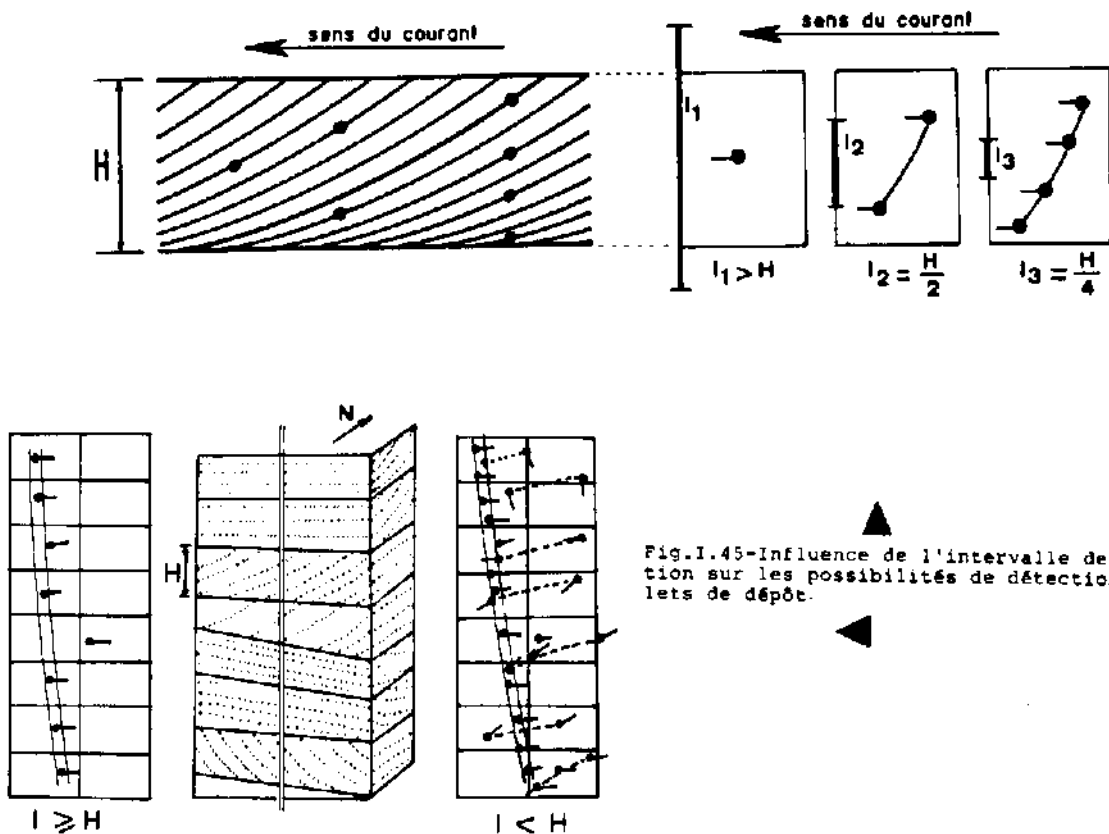


Fig.I.43-Principaux types de structures sédimentaires



La détection de ces structures (fig.I.44) est conditionnée par le choix de l'intervalle de corrélation du traitement de la pendagramétrie. Cet intervalle doit être inférieur à l'épaisseur (H) du banc élémentaire encaissant (fig.I.45). Ce dernier a généralement une épaisseur de l'ordre de 3 pieds (environ 1m). En pratique, le programme "GEODIP" de la pendagramétrie s'avère le mieux adapté à l'analyse de ces éléments (fig.I.46).



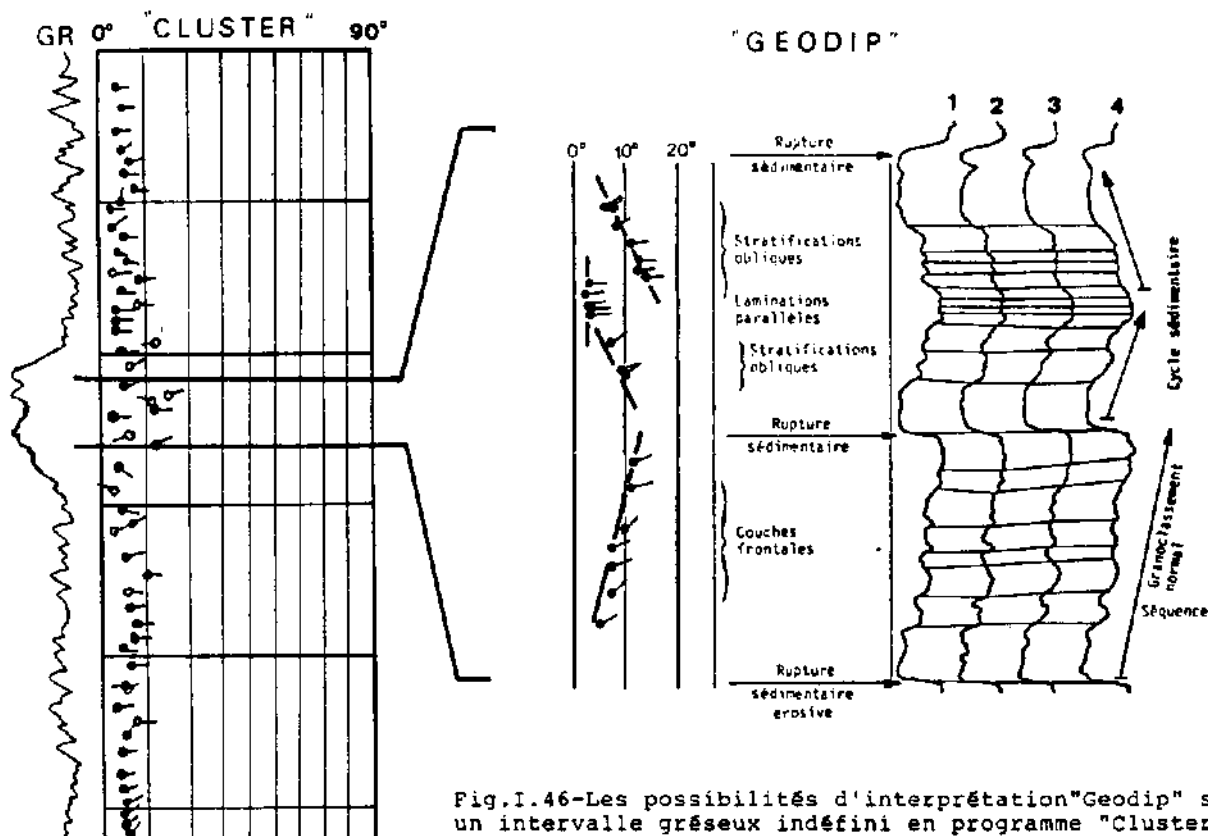


Fig.I.46-Les possibilités d'interprétation "Geodip" sur un intervalle gréseux indéfini en programme "Cluster".

2.2.2. Les séquences sédimentaires

Une unité lithologique qui apparaît génétiquement continue peut être en réalité constituée d'un empilement de séquences déposées dans des conditions différentes. Le passage d'un milieu à l'autre s'accompagne souvent d'une coupure de sédimentation qui servira de point de départ dans l'analyse séquentielle: la mise en évidence des séquences conduit à une meilleure compréhension des mécanismes de sédimentation de cette unité car chaque séquence, même centimétrique, correspond à l'histoire abrégée d'un cours d'eau.

Les principales séquences rencontrées sont (fig.I.47):

- séquence transgressive (ou positive): l'énergie du courant est décroissante au cours du temps (A);
- séquence régressive (ou négative): énergie croissante au cours du temps (B);
- isoséquence (ou cylindrique): constance d'une haute énergie et d'une granulométrie durant l'épisode donné (C).

Un caractère transgressif ou régressif peut être local, lié à des facteurs hydrologiques sans rapport avec les fluctuations de la mer. Ce point semble très important et peut remettre en question des interprétations paléogéographiques.

Dans les séries détritiques certaines diagraphies sont très sensibles au granoclassement du sédiment: plus fine est la fraction, plus grande est la radioactivité et, si l'argile est fraîche, plus faible est la résistivité.

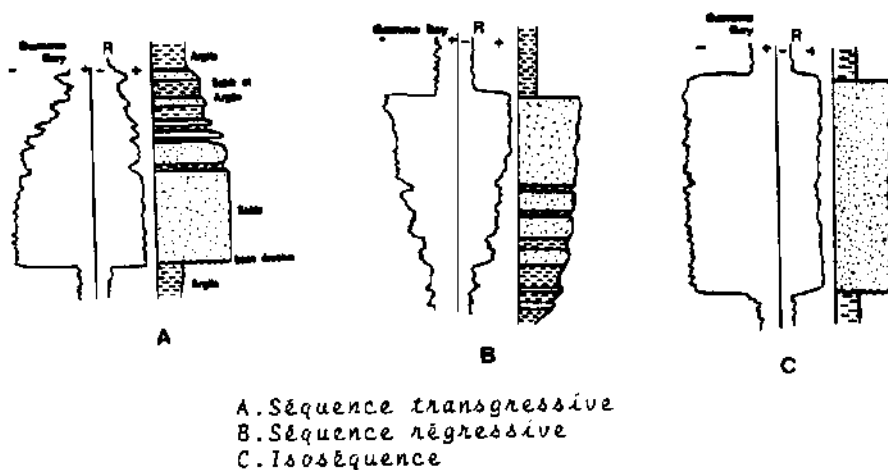


Fig. I.47-Principales séquences sédimentaires et leurs réponses diagrammiques.

2.2.3. Les paléocourants

Ils représentent un élément de première importance dans la localisation des aires nourricières et la reconstitution d'une paléogéographie. La mesure des directions des courants sur les plans de stratification constitue le meilleur critère de polarité horizontale. En forage, ceci est réalisé d'après les indications de la pendagemétrie: la diminution du pendage en fonction de la profondeur, traduisant l'empilement des feuillets sédimentaires est, moyennant certaines réserves, en relation directe avec la pente locale sur laquelle le matériel a été transporté ou déposé. L'azimut du pendage indique le sens du courant et, partant, la direction de la source nourricière (fig. I.45).

L'unidirectionnalité parfaite des courants sur un territoire pour un épisode sédimentaire donné relève de la pure théorie. Les bifurcations des écoulements et les contournements des reliefs sont très fréquents, même dans les environnements plats. La direction de l'aire nourricière doit être déterminée d'une manière statistique en prenant en compte toutes les directions obtenues pour chaque point de mesure.

La restitution de l'attitude initiale des feuillets de dépôt est parfois nécessaire pour connaître le sens de l'écoulement antérieur au plissement. Les techniques de soustraction de pendage ("Dip Removal") sont détaillées dans les manuels spécialisés.

2.3. Critères au niveau de la carotte

Il existe une grande variété de figures sédimentaires que seule l'observation directe (in situ) permet de reconnaître. Ces structures sont de petites dimensions et se localisent soit sur la surface du banc soit dans la masse de ce dernier. Elles révèlent les mécanismes de mise en place du sédiment et les conditions physico-chimiques qui ont affecté le milieu: elles constituent ainsi de bons compléments aux différents indicateurs de milieu de sédimentation. Les principales figures rencontrées sont:

- les figures liées à l'action du courant:rides de courant ou *ripples marks*, *flute-marks* et *flute-casts*, cannelures d'érosion ou *groove-marks*;
- les figures liées aux conditions physico-chimiques :textures fenestrées ou *birds-eyes*, fentes de dessiccation ou *mud-craks*, les stylolites;
- les structures liées à la gravité:structures convolutes,figures de surcharge ou *load-casts*, microfailles;
- les témoins de l'activité des organismes:terriers fousseurs,bioturbations, racines en position de vie,etc.

Sur les diagraphies de pendagemétrie,seules les structures à caractère planaire se localisant sur la surface du sédiment sont susceptibles d'être détectées grâce à leur succession dans le temps qui se manifeste par des formes madrées visibles le long d'une carotte .Ces structures s'expriment par une incohérence des résultats de pendagemétrie.Il est cependant évident que toute perturbation des résultats de pendagemétrie n'est pas liée à de pareils éléments.L'expérience montre toutefois que les surfaces non planaires rencontrées souvent sur une représentation "GEODIP" de la pendagemétrie peuvent correspondre à des figures de type rides de courant(fig.I.48).

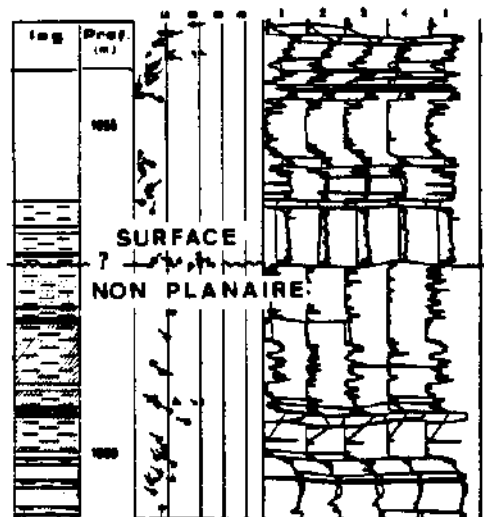


Fig.I.48-Exemple de surface non planaire sur un "Geodip".
(Doc.Schlumberger)

2.4. Critères au niveau de la particule

Rien n'est plus subjectif que d'essayer de définir un milieu de dépôt d'après des éléments ponctuels et unitaires,mais la diagnose d'un échantillon a souvent révélé que les traits sédimentaires d'un environnement peuvent largement s'imprimer sur les particules constituant le sédiment.

2.4.1. Minéralogie

Elle renseigne sur la nature géologique des aires nourricières, le climat ainsi que les conditions du milieu de sédimentation. La source d'apport est généralement caractérisée par la composition minéralogique du matériel et le cortège des minéraux lourds.

2.4.2. Taille et classement des grains

La taille des grains est un paramètre dynamique très lié à la compétence du courant. L'examen de la distribution de la taille des particules permet de déduire les conditions de transport et de sédimentation:

- courant à flux unidirectionnel (type fluviatile): dépôt riche en fraction fine, mauvais classement;
- courant bidirectionnel (type vagues-reflux): dépôt vanné, bien classé et appauvri en fraction fine.

L'analyse du granoclassement horizontal est d'un grand intérêt paléogéographique (fig. I.49).

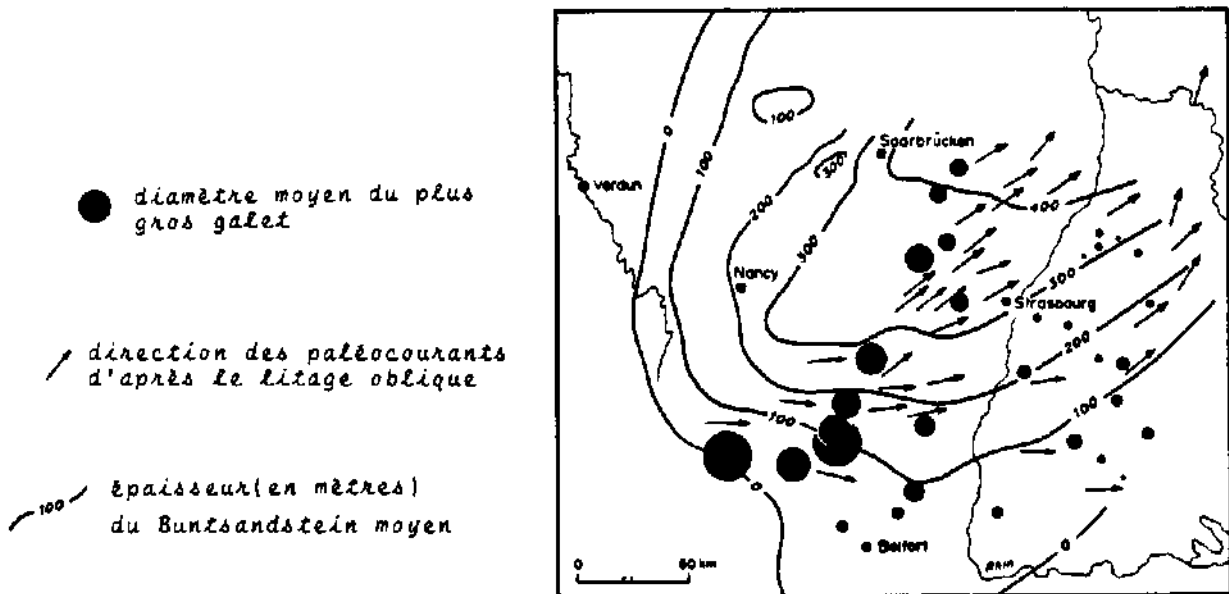


Fig. I.49-Reconstitution des paléocourants dans le Buntsandstein moyen de l'Est de la France et du Sud de l'Allemagne d'après le granoclassement horizontal des galets et la mesure des litages obliques.
(d'après F. FORCHE, 1935)

2.4.3. Morphoscopie

C'est l'examen de la forme du grain et de l'aspect de sa surface. Ce paramètre évalue l'importance de l'usure. Depuis la source nourricière jusqu'au milieu de sédimentation, le grain subit de nombreux chocs qui lui confèrent une forme plus ou moins usée. On distingue quatre états d'usure des grains:

- anguleux à subanguleux: transport sur une courte distance (source proximale), faible énergie, mauvais classement: cas des milieux fluviatiles;

- subarrondis à arrondis: transport sur un long parcours (source distale), remaniement prolongé en milieu agité, grains souvent bien classés: cas des milieux marins.

La morphoscopie et le classement des grains marquent le degré de maturité du sédiment. Ce degré évolue en fonction de l'énergie disponible au cours du transport (fig. I.50).

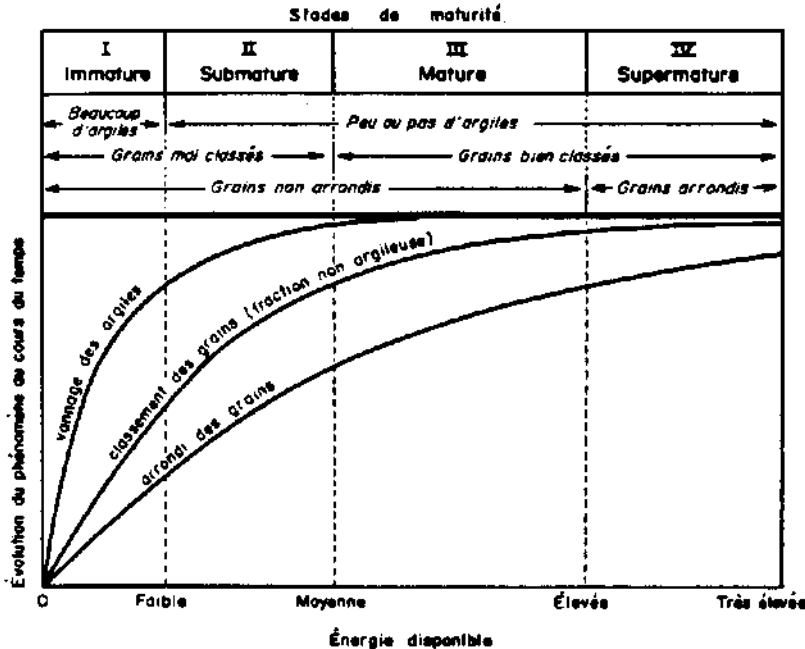


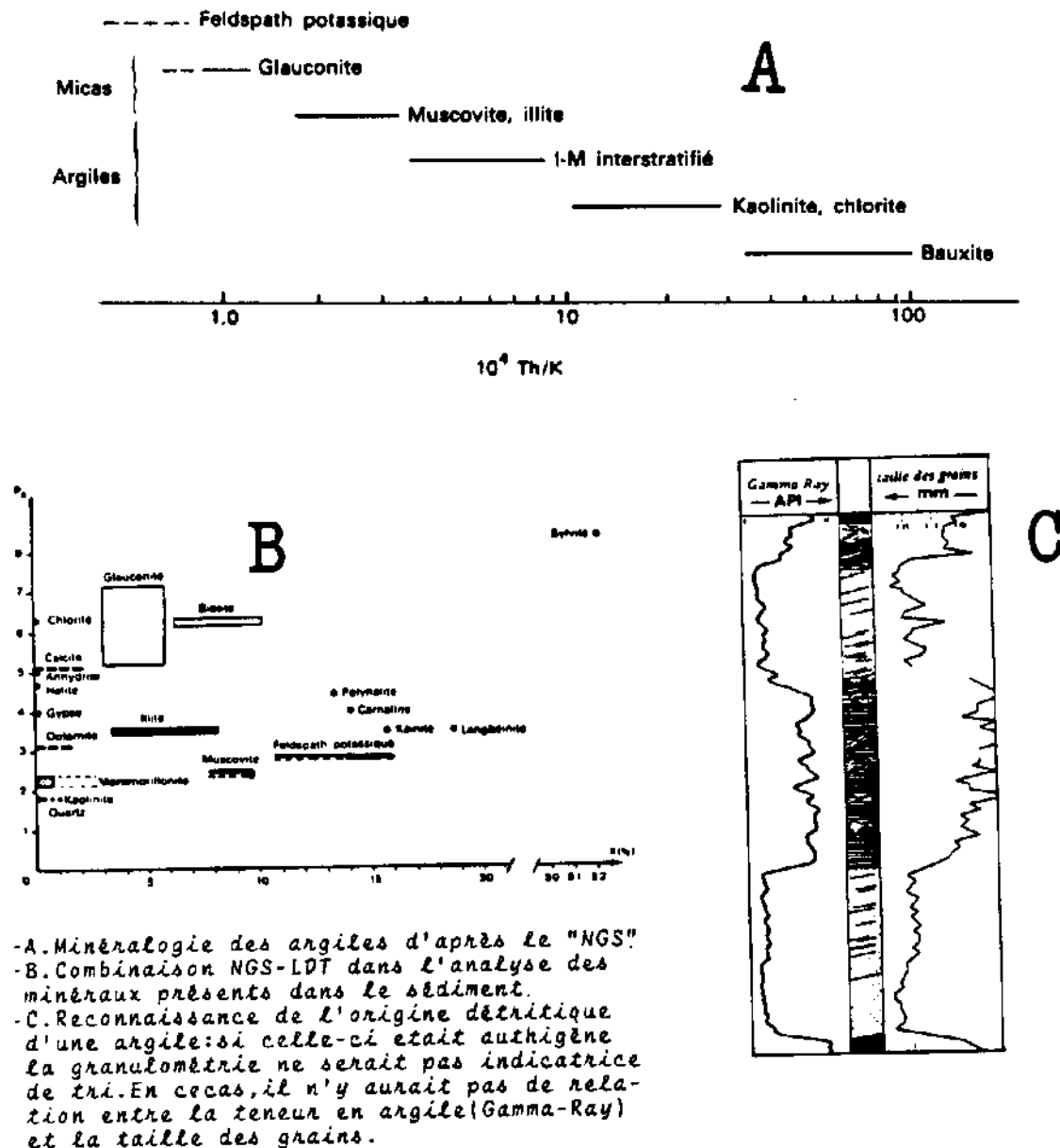
Fig. I.50 - Les différents stades de maturité d'un sédiment détritique en fonction de l'énergie disponible au cours de ses déplacements.

(D'après R. FOLK, 1951)

2.4.4. Contribution des diagrapies

Déduire l'origine du matériel, le mécanisme de transport et celui du dépôt à partir de l'examen des particules, c'est recourir à des méthodes de laboratoire fines et rigoureuses mais aussi longues et onéreuses.

Avec l'introduction des mêmes principes dans le sondage, l'interprétation des diagrapies ouvre de grandes perspectives dans l'appréciation de certains caractères liés à l'histoire de la particule. Les diagrapies de spectrométrie de rayons gamma naturels (NGS) et de "lithodensity Tool" (LDT) forment une combinaison qui autorise beaucoup d'espoir pour l'approche minéralogique, granulométrique et sédimentologique (fig. I.51). La définition des éléments et des minéraux est fondée sur la connaissance des paramètres diagrapiques de chacun d'entre eux (tableau I.1).



- A. Minéralogie des argiles d'après le "NGS"
- B. Combinaison NGS-LDT dans l'analyse des minéraux présents dans le sédiment.
- C. Reconnaissance de l'origine détritique d'une argile: si celle-ci était authigène la granulométrie ne serait pas indicatrice de tri. En ce cas, il n'y aurait pas de relation entre la teneur en argile (Gamma-Ray) et la taille des grains.

Fig. I.51- Quelques exemples de graphiques d'interprétation sédimentologique des données diagraphiques (Doc. S.P.E. Schlumberger).

2.5. Le milieu de sédimentation.

Une fois définis, les éléments sédimentaires d'un environnement permettent de placer ce dernier dans l'un des trois grands domaines : continental, transitionnel ou marin. Le placement précis d'un sédiment dans son domaine est cependant beaucoup plus difficile car différents milieux appartenant au même domaine peuvent avoir des caractères en commun. Par exemple, la couleur rouge est caractéristique d'un dépôt continental, mais ce dernier peut appartenir soit au réseau de chenaux anastomosés, soit au réseau méandriforme (fig. I.52).

Les relations entre les éléments sédimentaires et le milieu de dépôt font aujourd'hui l'objet d'une abondante littérature. Dans ce travail, leur récapitulation sous forme de tableaux (I.2; I.3 et I.4) nous paraît plus explicite.

Tableau I.1 : paramètres diagraphiques théoriques des principaux minéraux rencontrés dans les roches sédimentaires

NOM	FORMULE	GR AIR	Tn ppm	R % vol	U ppm	P ₀ g/cm ³	U g/cm ³	U _{th} g/cm ³	PFDC g/cm ³	P _{th} g/cm ³	θ CMC (L/MC) g/g	Δρ _{th} g/cm ³		
SILICATES	Quartz	SiO ₂	-	2	0	0.7	1.81	4.78	4.78	2.64	2.69	-2	59.5	
	α-Cristobalite	SiO ₂	-				1.81	3.88	4.74	2.16	2.16	-3		
	Opale	3 SiO ₂ ·nH ₂ O	SiO ₂ ·nH ₂ O	-				1.76	3.73	4.77	2.13	2.18	2	56.8
		6.33 SiO ₂ ·nH ₂ O	SiO ₂ ·nH ₂ O	-				1.70	3.62	4.75	2.07	2.18	6	
		8.67 SiO ₂ ·nH ₂ O	SiO ₂ ·nH ₂ O	-				1.66	3.34	4.77	2.01	2.18	11	
	Garnet	Fe ₃ Al ₂ Si ₂ O ₁₂	-				1.08	4.78		4.31		7		
	Hornblende	Ca ₂ Mg ₅ (Fe ₃ Al ₂ Si ₇)O ₂₂ (OH) ₂	-	6-60		1-30		5.88	18.17	18.3	3.2	3.13	6	41.5
Tourmaline	BS ₃ Al ₃ Si ₃ O ₁₁ B ₃	-					2.14	6.46	6.8	3.23	3.15	22		
Zécon	ZnSiO ₃	-	80-10 4.000		300-10 3.000		66.10	211		4.5		-3		
CARBONATES	Calcite	CaCO ₃	-		0-7		6.08	13.77	13.77	2.71	2.71	-1	46.5	
	Dolomite	CaCO ₃ ·MgCO ₃	-		(voir 03) > 0		3.14	8.00	8.00	2.88	2.88	1	41.5	
	Aragonite	CaHCO ₃	-				9.32	26.86	26.6	2.86	2.86	1		
	Siderite	FeCO ₃	-				14.88	57.14		3.89		12		
OXIDATES	Hématite	Fe ₂ O ₃	-				21.48	119.27		6.18		11	40.0	
	Magnétite	Fe ₃ O ₄	-	2-20		1-30	32.24	112.88		9.08		6	55.5	
	Goéthite	FeO(OH)	-				18.02	82.86		4.34		60°		
	Limonite	Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O	-				13.00	46.87		3.99		60°		
PHOSPHATES	Hydroxyapatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH)	-		R		5.81	18.4	18.8	3.17		6		
	Octapaprite	Ca ₈ (PO ₄) ₆ (OH) ₂	-		R		8.06	19.27	19.27	3.16		-1		
	Floerapatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	-		R		5.82	18.68	18.68	3.21		-2		
	Carbonate apatite	(Ca ₅ (PO ₄) ₃) _{1-x} (CO ₃) _x	-		R		5.84	17.47	17.6	3.13		6		
FELDSPARS	Orthoclase	KAlSi ₃ O ₈	~ 220	8	10.5		2.84	7.21	7.5	2.82	2.82	-3	71	
	Anorthoclase	KAl _{1-x} Na _x Si ₃ O ₈	~ 220	10	10		2.84	7.41	7.7	2.98	2.98	-2		
	Micoclase	KAl _{1-x} Ca _x Si ₃ O ₈	~ 220	12	10		2.86	7.24	7.6	2.83	2.83	-3		
	Albite	NaAlSi ₃ O ₈	-				1.88	4.35	4.6	2.58	2.58	-2	51	
	Anorthite	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	-				3.13	8.98	8.8	2.74	2.74	-2	48	
GLAUCOPHANE	Albite	Na ₂ Si ₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₀ (OH) ₂	80-130	6-18	0-0.6	4-7	1.82	4.44	6.17	2.41	2.86	37		
	Chlorite	(Mg,Fe)Al ₂ (OH) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂	180-250	0-8	0-0.3	17.4-36.2	6.30	17.38	23.48	2.78	3.06	52		
	Mica	(K,Na)Al ₃ (OH) ₂ (Si,Al) ₃ O ₁₀ (OH) ₂	250-300	10-28	3.5-8.31	6.7-12.4	3.48	8.72	11.08	2.82	2.80	30		
	Muscovite	(K,Na)Al ₃ (OH) ₂ (Si,Al) ₃ O ₁₀ (OH) ₂	150-200	14-24	0-1.8	4.2-7.7	2.04	6.40	7.66	2.12	2.88	44		
Micas	Muscovite	KAl ₃ (OH) ₂ (Si,Al) ₃ O ₁₀ (OH) ₂	~ 270	20-25	7.8-9.8	2-8	2.40	6.74	7.35	2.82	2.87	20-28	38.8	
	Glaucofanite	Na ₂ (OH) ₂ (Al ₂ Si ₆ Al ₂)O ₂₀ (OH) ₂		3-4	3.2-5.8		6.37	16.24	21.85	2.84	3.04	38	40	
	Biotite	K ₂ (OH) ₂ (Al ₂ Si ₆ Al ₂)O ₂₀ (OH) ₂	200-350	6-50 (ou 28)	6.2-10	1-40	6.37	16.78	19.8	2.88	3.1	21		
Pyrite	FeS ₂	-					8.48		4.99		-3			

(Doc. Schlumberger, simplifié).

L'aspect sédimentologique des diagraphies devient un indispensable complément d'information permettant de situer un environnement fossile d'après ses caractères structuraux et géométriques, notamment par la mesure des paléocourants.

Tableau 1.2: relations entre le milieu de dépôt et les caractères pétrographiques des grès

TYPE DE COURANT Environnement	COURANT DIRECTIONNEL		AGITATION ALTERNATIVE		
	fluviatile	"turbidites"	zone de marée	les barrières (plages, barres "off shore", complexe dunaire côtier)	eau peu profonde
Caractère					
CLASSEMENT	mauvais à médiocre	faible à assez bon	assez bon	souvent excellent	bon à très bon
RAPPORT GRAIN/MATRICE	faible	faible	modéré à élevé	élevé	élevé
CIMENT	détritique + chimique	détritique dominant	détritique + chimique	principalement chimique	principalement chimique
ORGANISMES	absents ou rares (pélécy-podes, gastéropodes)	mélanges de formes d'eaux superficielles et profondes	débris assez communs (mollusques, vers, crustacés, algues possibles)	fossiles et débris communs (espèces robustes)	débris commune
GALETS D'ARGILE	abondants	communs	présents	rare	rare
DEBRIS CHARBONNEUX	souvent abondants	communs			
GLAUCONIE AETHIGENE		présence possible	présence possible	constituant mineur	souvent commune
COLLOPHANE		possible	+	+	+
AUTRES LITHOLOGIES ASSOCIEES AUX GRES	- conglomérats communs à la base des séquences. - siltstones et argiles silteuses - parfois couches charbonneuses et tourbe.	- argile	souvent conglomérat à la base des séquences. - silt et boues - sédiments marins	sédiments marins ou continentaux suivant le sens de l'évolution (régressive ou transgressive)	- argiles marines et silts riches en faune marines diverses. - carbonates marins
REMARQUES	- la nature des éléments dépend beaucoup de la source du matériel - grande variabilité des caractères.	- abondants fragments de roche dans les grès	caractères très semblables aux sables fluviatiles mais maturité plus grande.		

(Extrait de J.P. BERTRAND, 1980)

2.5.1. Domaine continental

Deux types de réseaux fluviatiles (fig.I.53):

- anastomosés ou en tresse (barres de chenal);
- méandriiformes (barres de méandres).

Le contact basal net ou érosif est caractéristique d'un épisode de chenalisation.

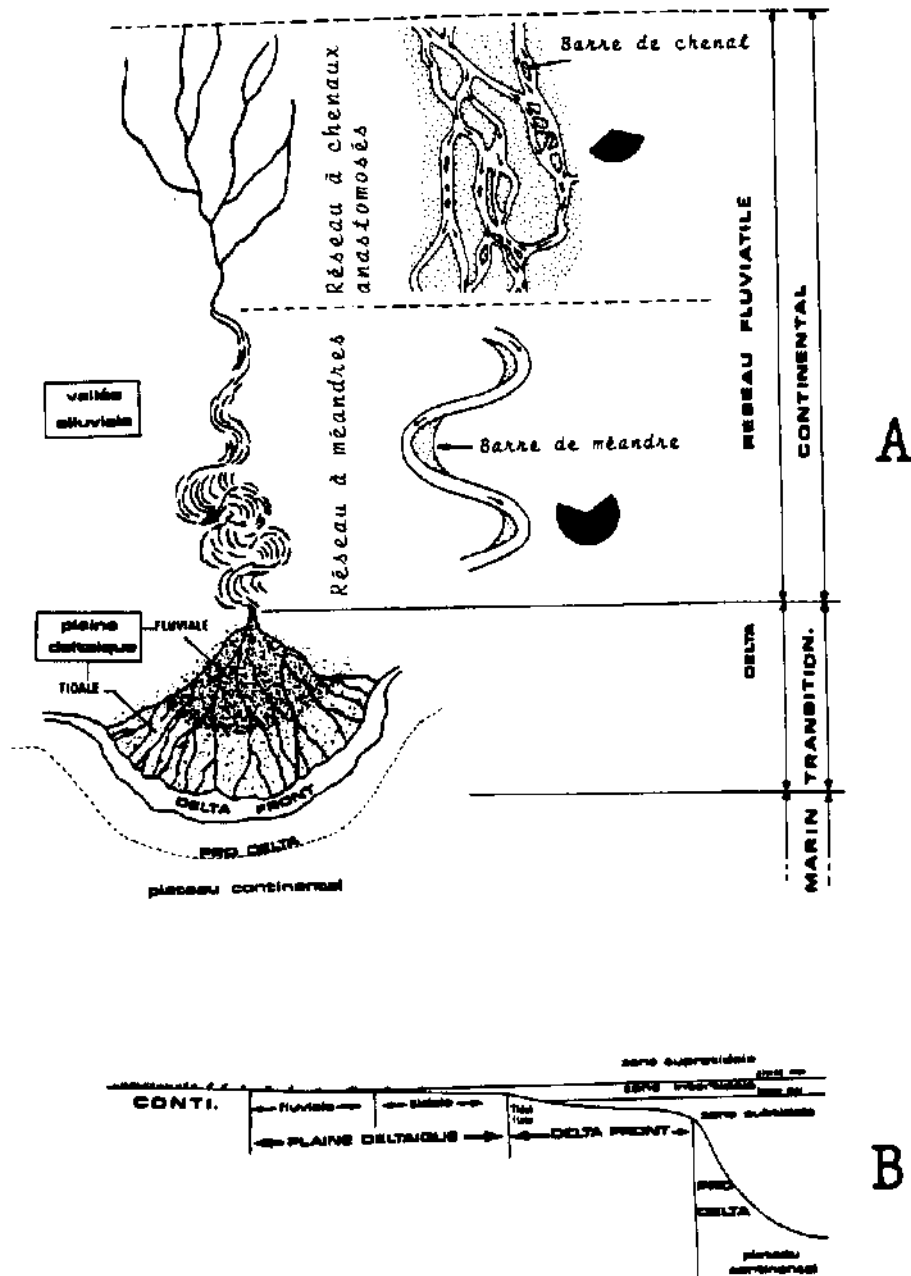


Fig.I.52-Schéma des différents domaines de sédimentation.
(A-schéma synthétique;
B-d'après WRIGHT, 1975).

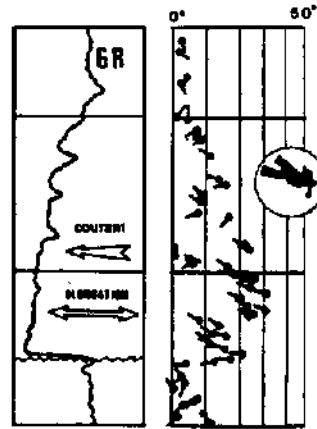
2.5.2. Domaine marin

Les argiles présentent généralement des pendages calmes et réguliers. Ceci témoigne de l'absence de phénomènes perturbateurs tels les fentes de dessiccation et par conséquent d'une immersion durant toute l'histoire de ces argiles. Il s'agit souvent des argiles du plateau continental, indicatrices du pendage structural (fig. I.54, A).

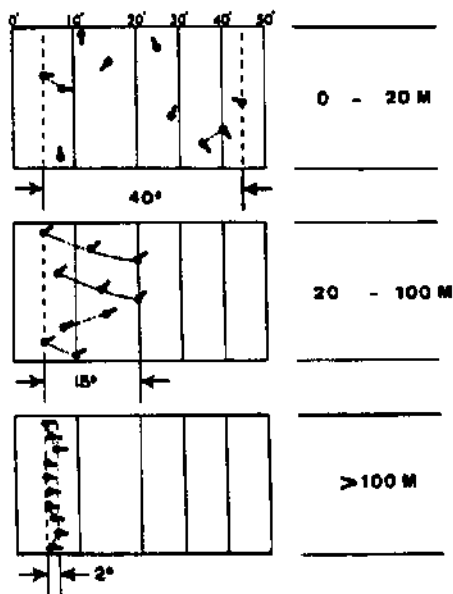
Dans les grès, la dispersion des pendages est fonction de l'énergie, soit de la profondeur d'eau (fig. I.54, A).

Les dépôts océaniques du talus continental présentent fondamentalement les mêmes images diagraphiques que les chenaux fluviaux continentaux : ce sont les dépôts turbiditiques ou turbidites. Elles sont proximales ou distales suivant que le terme A est présent ou non (fig. I.55).

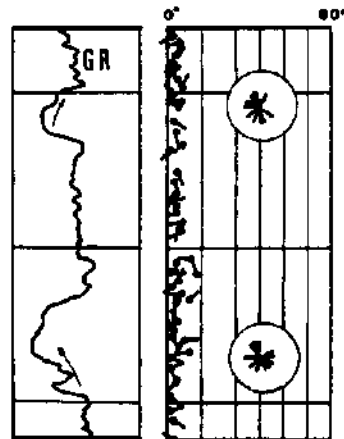
Fig.I.53-Caractères diagraphiques types d'un grès fluviatile.



Barre de chenal
ou
barre de méandre.



Influence de la tranche d'eau
sur l'organisation des feuillets.
[D'après GILBREATH, HEALY & VELVERTON, 1969; remanié].



Cas du plateau
continental.

Fig.I.54-pendagemétrie d'un milieu marin.

2.5.3. Domaine côtier

La structure et la géométrie des corps sédimentaires sont contrôlées par le caractère de l'influence prépondérante (fluviatile ou marine). Le long du système "amont-aval" on reconnaît quatre principaux types de modèles côtiers (fig.I.56):

- influence fluviatile: chenaux distributaires et barres d'embouchure ou *mouth bar*;
- influence de marée: chenaux de marée ou *tidal channel* et barres de plage.

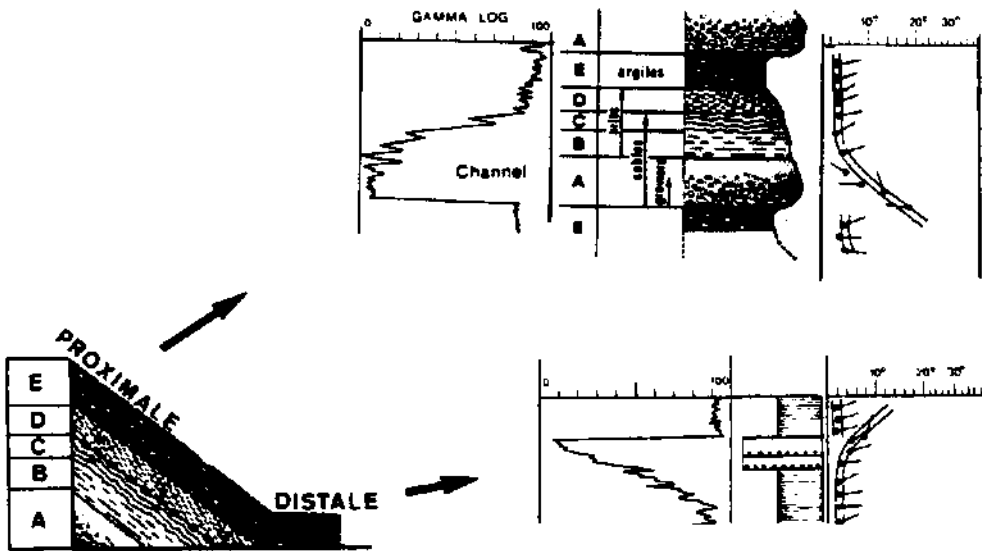


Fig.1.55-Diagraphies des séquences turbiditiques.
(Doc.Schlumberger, modifié)

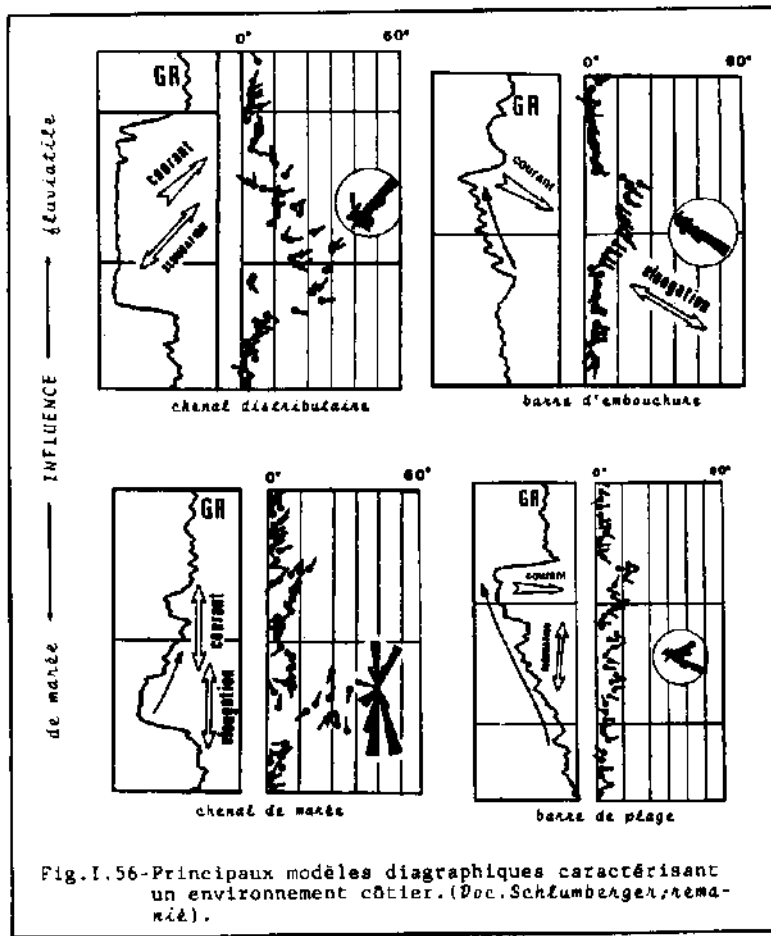












Fig.1.56-Principaux modèles diagraphiques caractérisant un environnement côtier. (Doc.Schlumberger, révisé).

Tableau 1.3: relations entre le milieu de dépôt et les caractères structuraux des corps gréseux

TYPE DE COURANT	COURANT DIRECTIONNEL		AGITATION ALTERNATIVE		
	Environnement Caractère	fluviatile	"subtidales"	zone de marée	lits barrière
"CROSS BEDDING"	- abondant - bonne concentration directionnelle - unités de l'ordre de 1 m d'épaisseur	- absence de grande entrecroisement	- abondant - direction d'inclinaison // à l'allongement des corps sableux - épaisseur variable	- modéré - répartition des directions à tendance bimodale	- commun - orientation variable, généralement bimodale
LENTICULATION	tendance marquée		système dominant		
CHEAUX	communs, de petite taille		*	communs	cheaux de petite dimension
GRAND LASSEMENT	décroissant	le système rythmique décroissant est la règle, intercalé d'argile	décroissant	croissant ou décroissant suivant l'évolution générale (régressif ou transgressif)	croissant ou décroissant suivant l'évolution générale
RIDES	très fréquentes, asymétriques	asymétriques	symétriques et asymétriques abondantes	asymétriques abondantes	asymétriques et asymétriques abondantes
"SOLE MARKS"	*	abondantes			
AUTRES STRUCTURES	quelques pistes et traces	pistes et traces "convolutées"	pistes, traces et terriers abond. "washout"	terriers communs, traces abondantes	traces et terriers "washout"
DISPOSITION DES ORGANISMES	concentrés à la base des cheaux		concentrés dans les niveaux conglomératiques		au sommet des sables
CONTACT BASAL DES UNITÉS	très souvent discordant	discordant	discordant	transition	discordant mais généralement de faible amplitude
FORME DIMENSIONS ORIENTATION	très allongés dichotomisés et anastomosés	allongés et assez rectilignes mais complications possibles	très allongés. Généralement perpendiculaire au rivage système complexe	allongement // au rivage. Séparent les dépôts marins des dépôts lagunaires et alluviaux	variable. Forment le plus souvent des "lits plats" ou des coins
REMARQUES			2 populations de directions si la marée et le courant fluviatile sont obliques l'un par rapport à l'autre	abondance de lits faiblement inclinés	
G. RAY (ou S.P.) ----- possible					
COURANT (HDT)					

(Extrait de J.P. BERTRAND, complété).

Tableau I.4: Récapitulation des principaux critères d'environnement.

	CARACTÈRES DE L'ENVIRONNEMENT	LE SÉDIMENT	LES FOSSILES
SALINITÉ	milieu marin	minéraux : glauconite, berthiérine géochimie des argiles : bore > 100 ppm roches : fréquence des carbonates	faune sténohaline peuplements diversifiés
	milieu eusmère ou hyperhalin	minéraux : évaporites	faune euryhaline peuplements appauvris
	milieu dulcicole	géochimie des argiles : bore < 100 ppm environnement fluvial : courants unimodaux	faune et flore d'eau douce
BATHYMÉTRIE	eaux profondes	dépôts fins de décantation turbidites	plancton - organismes carnivores - traces de nutrition
	eaux peu profondes	dépôts grossiers (sables, oolites...) rides d'oscillation, cupules en croissant, structure madré, stratification oblique arquée	végétaux chlorophylliens - organismes herbivores traces de logement, traces de repos, pistes de locomotion (vertébrés tétrapodes, oiseaux...)
	zone intertidale	fréquence de la dolomite grès des plages, texture fenestrée, fentes de dessiccation, paléocourants bimodaux	édifices algaires (stromatolites) organismes fixés ou endobiontes (terriers verticaux ou obliques)
	domaine émergé	paléosols - fentes de dessiccation	faune et flore terrestres portes - racines in situ
TURBULENCE DES EAUX	eaux agitées	grains arrondis - ciment de sparite granoclassement - figures d'érosion et figures de courant - litage oblique	organismes suspensivores formes massives fossiles désarticulés, usés, triés, orientés
	eaux calmes	argile - micrite litage horizontal	organismes détritivores pelotes fécales formes ramifiées fossiles bien conservés
OXYGÉNATION DES EAUX	milieu oxygéné	minéraux : oxydes ferriques fréquence des couleurs rouges	benthos et endofaune abondants
	milieu anoxique	minéraux : pyrite, sidérite matière organique peu dégradée	benthos et endofaune absents fossiles bien conservés
TEMPÉRATURE	climat chaud	sur le continent : altérations intenses milieu aquatique : fréquence des sédiments calcaires et des évaporites	coquilles calcaires épaisses formations récifales
	climat froid	érosion glaciaire et phénomènes périglaciaires	coquilles calcaires minces fréquence des organismes siliceux
SUBSTRATUM	induré	surfaces minéralisées	organismes perforants et encroûtants
	mouls		organismes fouisseurs
TAUX DE SÉDIMENTATION	élevé		fossiles disposés obliquement par rapport au litage - bon état de conservation des organismes
	faible	surfaces durcies	fossiles altérés

(Extrait de Jean - Claude GALL, 1976).

IMPORTANCE PRATIQUE DE LA CONNAISSANCE DES ELEMENTS SEDIMENTAIRES

La circonscription paléogéographique du domaine de sédimentation détermine directement les possibilités de réservoir: les meilleurs réservoirs connus dans le monde se sont formés dans des milieux moyennement profonds. Les sédiments très peu profonds sont souvent moins prometteurs: la matière organique y est mal préservée à cause de son exposition à l'oxydation et à l'action de la turbulence des courants. Les dépôts plus profonds sont, quant à eux, principalement argileux.

Les cartes de faciès définissent les meilleurs prospects pétroliers du domaine. Dans les bassins à séquence lithologique simple (grès/argile), le potentiel réservoir des régions est directement fonction du rapport des volumes des apports en sable et en argile. Cependant, le caractère ponctuel des données de sondages limite le principe de continuité latérale. Les cartes de faciès sont surtout valables là où les sondages sont nombreux.

La connaissance de la distribution, de l'orientation et de la géométrie des corps sédimentaires se révèle un champ fructueux pour l'orientation des forages sur les prospects définis.

Au sein du corps gréseux, les paramètres pétrographiques (granulométrie, classement, etc...) jouent un rôle favorable ou défavorable dans les caractéristiques pétrophysiques du sédiment (fig. I.57). La perméabilité (K, md) et la porosité (Ø%) d'un grès bien classé peuvent être contrôlées par la taille moyenne des grains (D, cm) (relation empirique, BERG, 1970):

$$K = D / 1.89 \times \phi^n ; \quad (n = - 5.1)$$

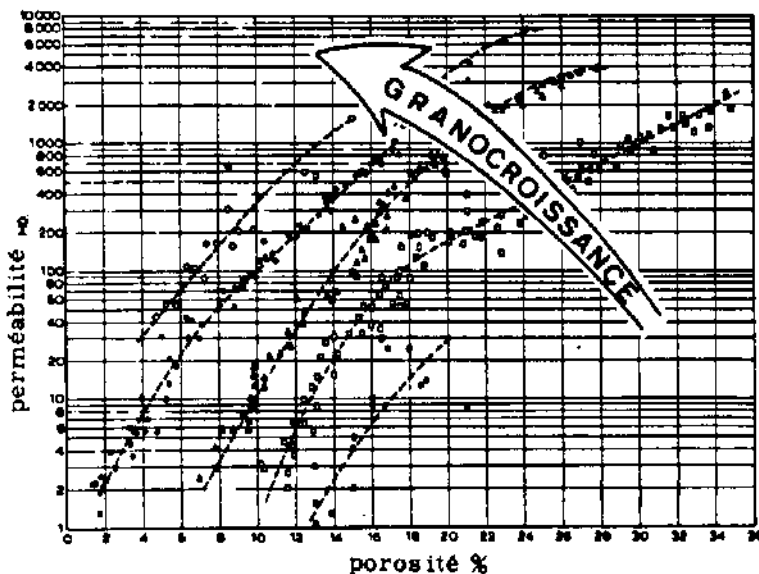


Fig. I.57-Relation entre la porosité et la perméabilité pour différentes granulométries.
(d'après CHILINGAR, 1964; remanié)

Les propriétés mécaniques d'une argile sont étroitement liées à sa composition minéralogique. La connaissance de celle-ci permet d'apporter de nombreuses solutions à certains problèmes techniques:

- tenue du trou de forage;
- en production, l'acidification des réservoirs doit tenir compte non seulement du volume d'argile mais aussi de la minéralogie de celle-ci;
- problèmes de sous-compaction pouvant remettre en question certaines interprétations sismiques, etc...

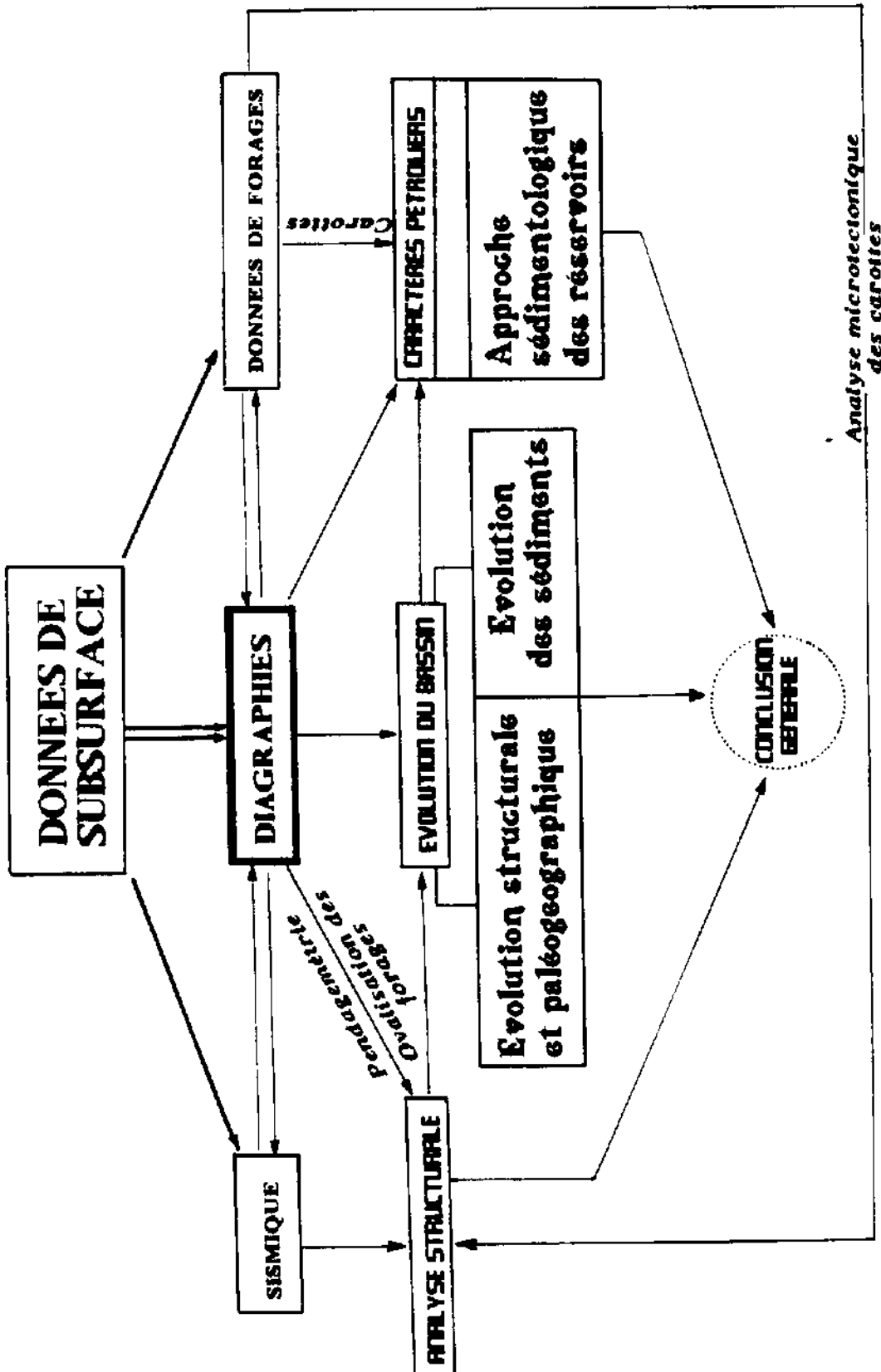
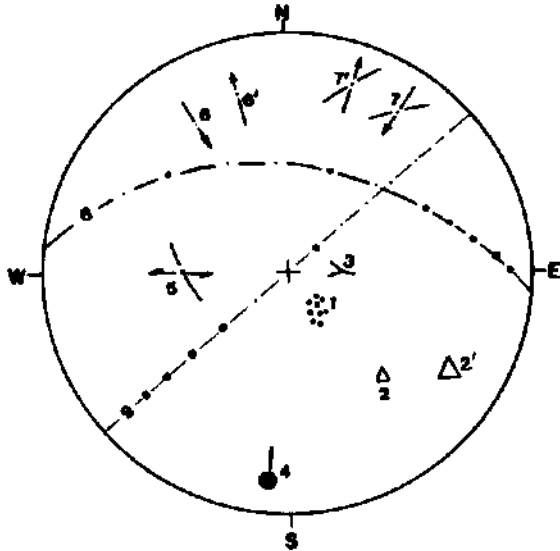


Fig. 1.58 Schématisation du procédé d'analyse

Deuxième partie

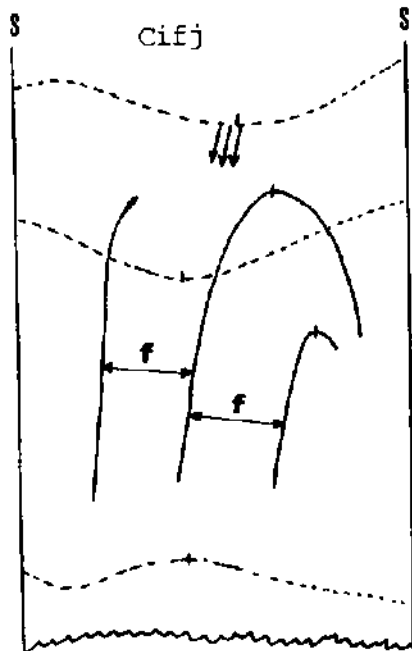
ANALYSE STRUCTURALE

SYMBOLES UTILISES EN ANALYSE STRUCTURALE



Projection stéréographique

- 1-Feuillets sédimentaires
- 2-Practures
- 2'-Failles
- 3-joints stylolitiques
- 4-Axe de structure cylindrique (échelle métrique et plus)
- 5-Composante de coulissage prépondérante sur fracture(jeu senestre)
- 6-Strie de glissement couche à couche, jeu normal .La flèche indique le déplacement du compartiment supérieur.
- 6'-Strie de glissement couche à couche, jeu inverse.
- 7-Strie de mouvement normal sur fracture.
- 7'-Strie de mouvement inverse sur fracture.
- 8-Zone de plissement cylindrique avec plongement axial.
- 9-Zone de plissement cylindrique avec axe horizontal.



Développé des carottes

Cifj -Carotte n°i, fragment n°j.

/// -Stries de glissement couche à couche.

--- -Feuillets sédimentaires.

∩ -Fractures.

~~~~~ -Joints stylolitiques.

f - Fréquence des fractures.

Caractéristiques de la projection stéréographique:

- Canevas de Wulff;
- hémisphère supérieur;
- représentation polaire.

# CHAPITRE I

## STRUCTURE ACTUELLE DU BASSIN

### 1. MODE ET DEGRE DE STRUCTURATION

Le bassin est affecté par trois principaux "trends" positifs sur lesquels se trouve la majorité des structures connues. Ainsi, d'Est en Ouest (fig. I.1a et II.1):

- le "trend" à influence hoggarienne (A), défini par les structures de Garet el-Hamra (GHR-1), Tegentour (TEG) et Krechba (KB), orienté N160;
- le "trend" central (B), comprenant les structures de In Salah (IS-2), Reg, Hassi Barouda (BRDA), orienté N150;
- le "trend" ougartien (C), contrôlé par la voûte d'Azzene d'orientation N135.

Ils sont séparés par de grandes dépressions allongées selon les mêmes directions et tronçonnés de failles longitudinales d'extension variable. Ces "trends" ne sont pas limités au bassin de Timimoun mais convergent vers le Sud pour se raccorder approximativement aux trois domaines structuraux de l'Ahnet: l'Ahnet oriental, central et occidental.

Le schéma de déformation du "trend" C est le moins simple à cause d'une tectonique de blocs locale plus active: la voûte d'Azzene est une fondation très ancienne affectée par des accidents subverticaux et directionnels de grande extension et de rejet considérable (jusqu'à 1000m). Cette voûte semble avoir joué le rôle de noyau résistant durant les serrages postérieurs. Elle aurait constitué un élément rigide sur lequel se seraient bloqués les mouvements. Ce rôle semble avoir pour indice la virgation et la courbure de l'extrémité NW du "trend" structural B (fig. I.4).

Les structures de la voûte ne paraissent pas avoir subi un raccourcissement important: les jeux de panneaux sont multiples et peuvent être localement accusés comme en témoigne le rejet normal de 547m de la faille affectant la structure de KES-1 (fig. II.2). Cette dénivellation, sur une distance de deux kilomètres, paraît peu classique pour un domaine de plate-forme.

Les "trends" A et B, plus affaissés et beaucoup moins déformés, sont caractérisés par des plis à grand rayon de courbure, à charnière plate à arrondie (fig. II.3).

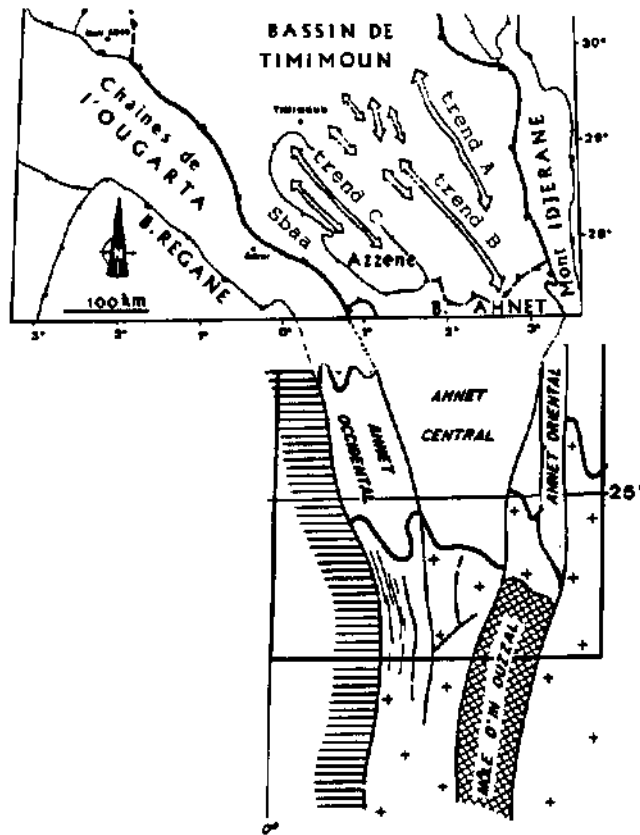


Fig.II.1-Comparaison de la structure du bassin de Timimoun avec celle de l'Ahnet, au Sud.  
Le bassin de Timimoun n'est qu'un évasement septentrional de l'Ahnet.

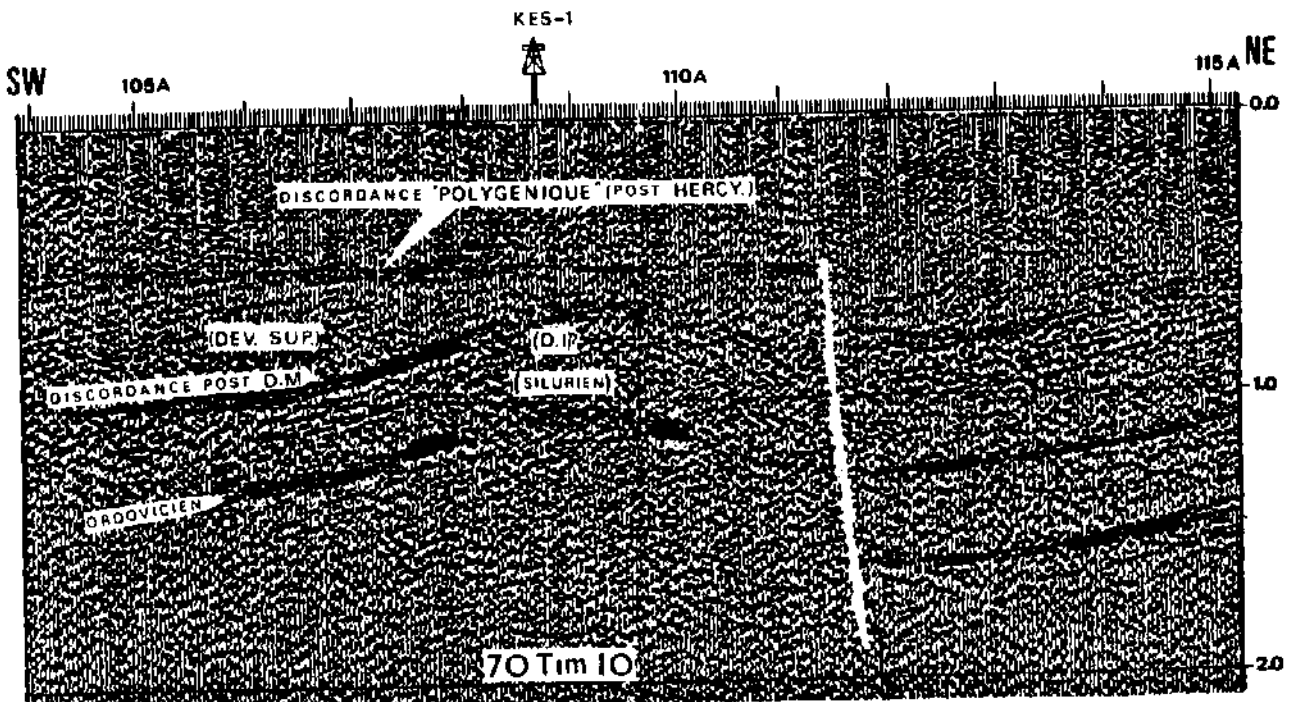


Fig.II.2-Mise en évidence d'une structure associée à une tectonique de blocs affectant le secteur Ouest du bassin. [Faille de rejet normal=547m].

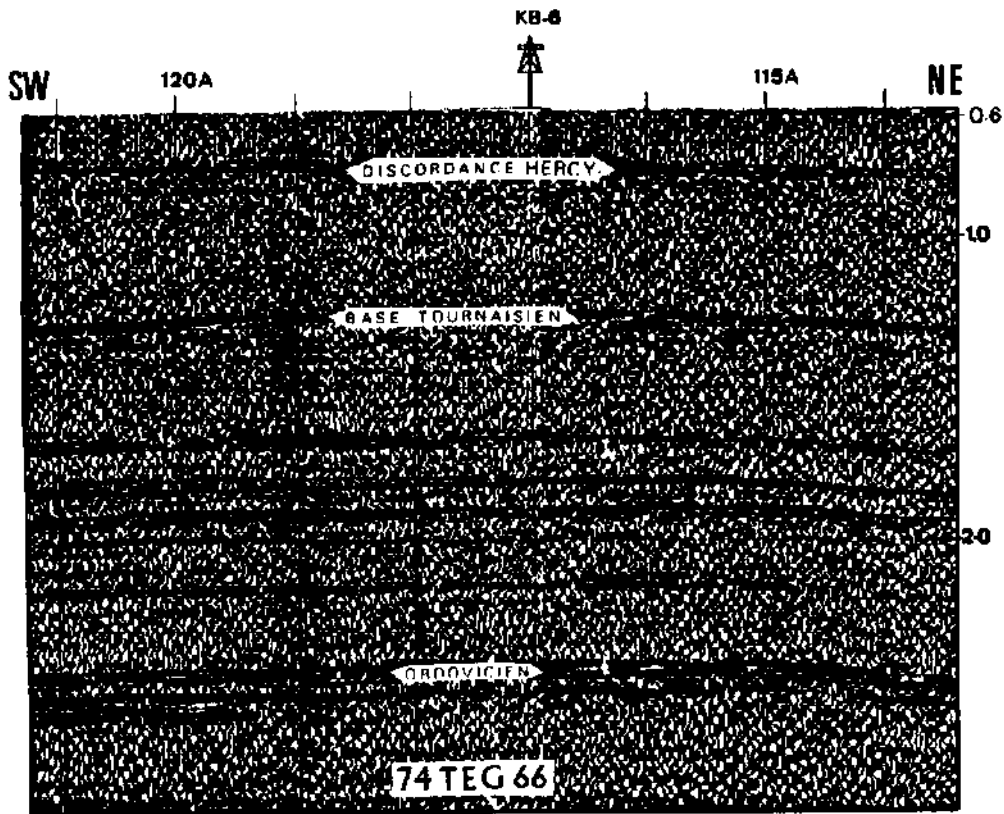


Fig.II.3-Exemple de style structural caractérisant Timimoun central.Profil situé vers l'extrémité nord du "trend" positif "A" (Fig.I.1a).

Cette différence dans le style et le degré de structuration des "trends" reflète l'existence de deux domaines distincts par le comportement et la position du socle:

- le domaine C,structuralement plus haut,à l'Ouest;
- les domaines A et B,affaissés à l'Est.

La dénivellation structurale entre ces deux domaines varie entre 1500m et 2000m au niveau des horizons ordovicien et givétien (fig.II.4).Elle peut atteindre 3000m à 3500m dans les dépressions associées aux "trends" A et B.

La tectonique de blocs affectant le domaine C n'est pas sans conséquences sur le cadre géologique local: lacunes stratigraphiques et sédimentaires (érosions ou non dépôt), variation rapide d'épaisseur et de faciès, etc. (fig.II.5).

La structuration du bassin paléozoïque de Timimoun reste toutefois faible au regard de celle des régions voisines.

Les termes du Secondaire, tronquant la structure paléozoïque, forment une dépression beaucoup plus douce, à flancs monoclinaux, allongée NE-SW avec un léger plongement axial vers le NE (fig.II.6). De nombreuses cuvettes et culminations locales compliquent cependant le secteur ougartien (C). Ces éléments, bien visibles sur les coupes sismiques, témoignent de l'importance relative des mouvements synmésozoïques quand la surface présumée hercynienne est plissée ou accidentée (fig.II.7 et II.8).

La caractéristique essentielle qui se dégage de la structure du bassin de Timimoun est le fait que les axes paléozoïque et mésozoïque sont orthogonaux, contrairement à ce qui s'observe dans les bassins limitrophes où les directions axiales des bassins paléozoïques se sont plus ou moins conservées au cours du Mésozoïque.

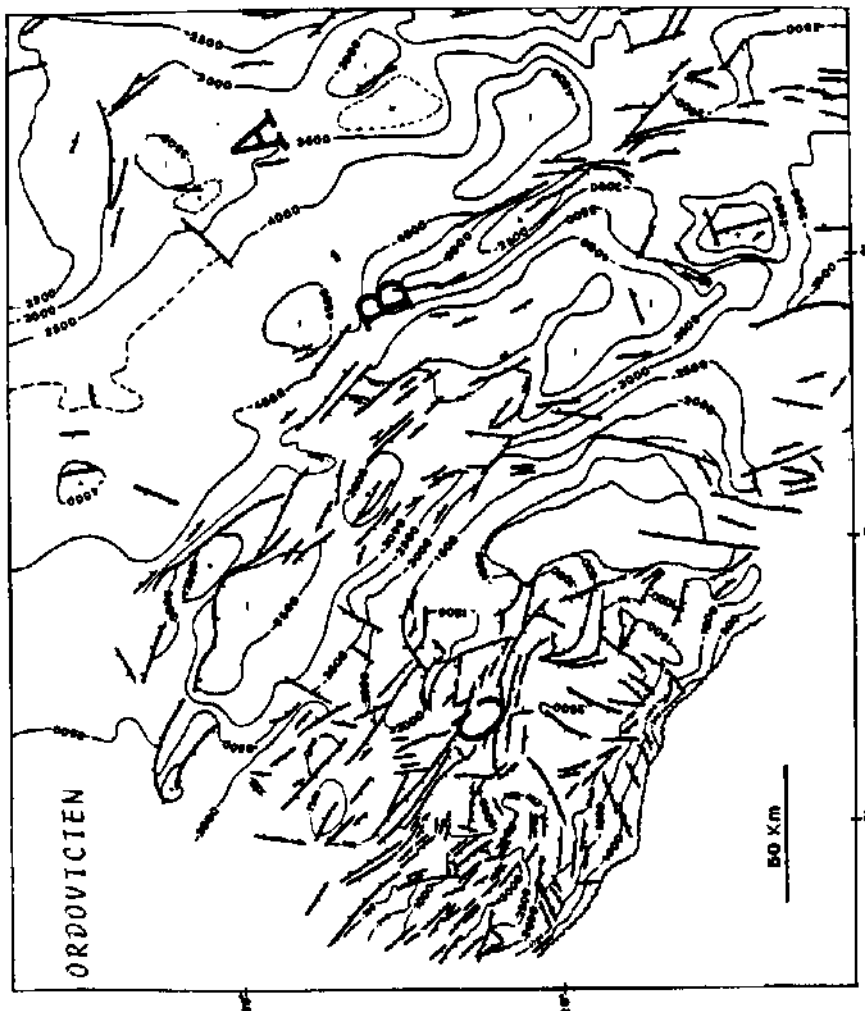
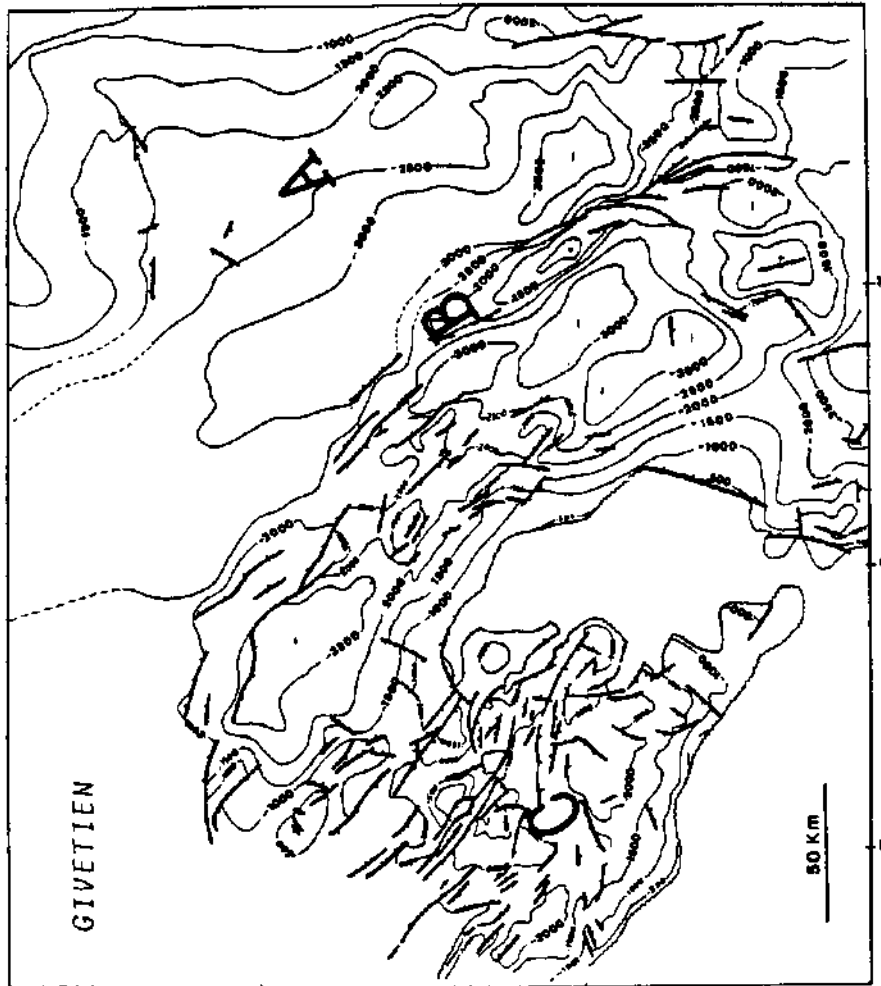


Fig. II.4 - Principales lignes d'isobathes aux toits de deux horizons sismiques différents (OrdoVICIEN et Givétien). A, B, C - "trends" structuraux positifs



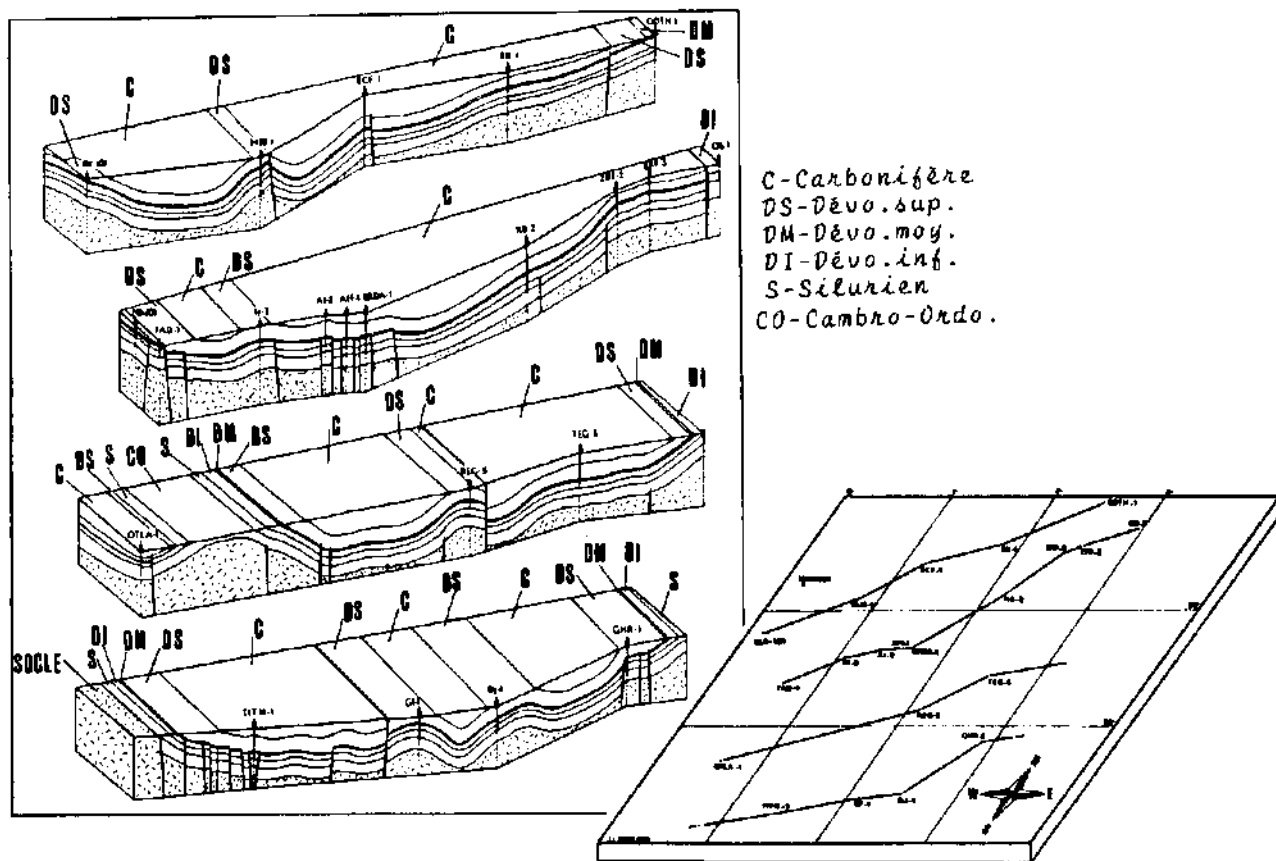


Fig. II.5 - Blocs-diagrammes séries illustrant la structure du bassin Paléozoïque et les variations rapides des faciès dans les zones d'influence du socle.

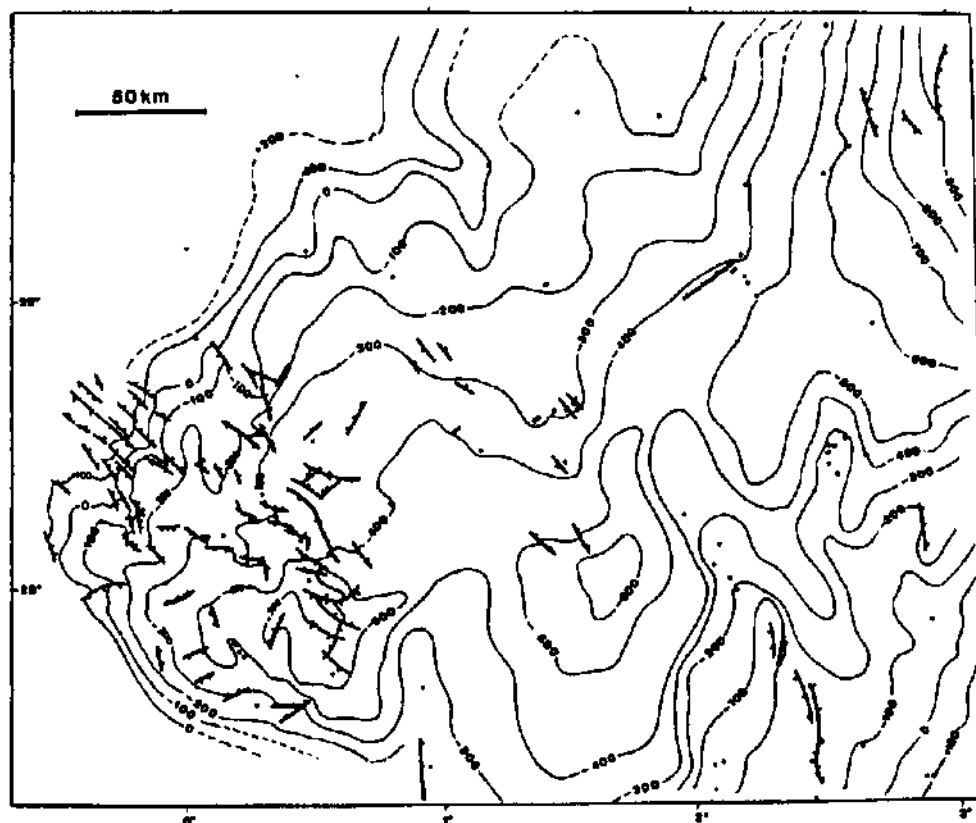


Fig. II.6 - Carte structurale à la base du bassin mésozoïque.

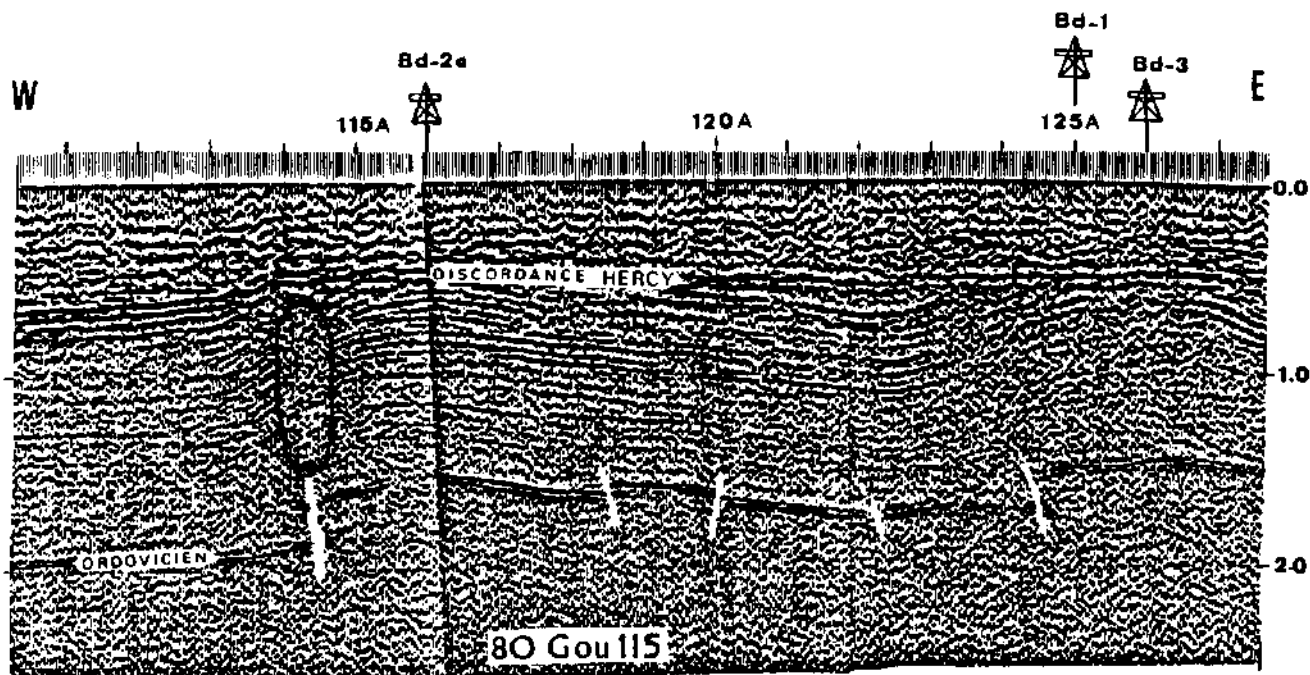


Fig.II.7-Atténuation du signal sismique à la verticale des failles profondes: signe de fracturation intense des zones flexurées.

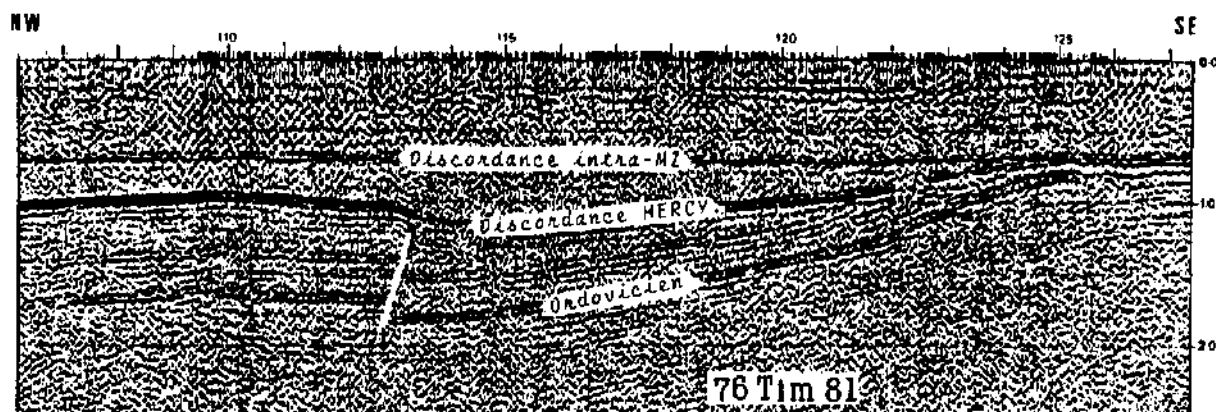


Fig.II.8 -Nette déformation de la surface hercynienne sur la voûte d'Azzene, témoignant de l'importance des mouvements d'âge secondaire dans ce secteur.

## 2. STYLE TECTONIQUE DES PLIS

Comme pour le comportement du socle, le mode de ploïement de la couverture n'apparaît pas uniforme sur l'ensemble du bassin, car influencé par des facteurs tels que: compétence des roches, variations d'épaisseur et de faciès, proximité de zones résistantes, etc. Il en résulte une diversité dans le style tectonique des structures, même si celles-ci se rattachent à une même phase de plissement.

## 2.1. Le domaine ougartien

Bien que des structures aient une direction ougartienne, suggérant une genèse par compression hercynienne, d'autres, situées à l'aplomb de failles normales, soulignent une structuration par décalage de blocs à l'origine du redressement relatif des flancs des structures en profondeur. Les coupes sismiques et les pendagemétries montrent que les formations situées à la base de la série sont les plus accidentées et les plus plissées. Sur la figure II.10 on remarque aisément que le pendage du flanc SW de la structure de KES-1 passe de 5° à la profondeur 900m à environ 30° entre 2000m et 2050m. Un autre exemple concernant deux sondages de la cuvette de Sbaa montre le même style (fig.II.9).

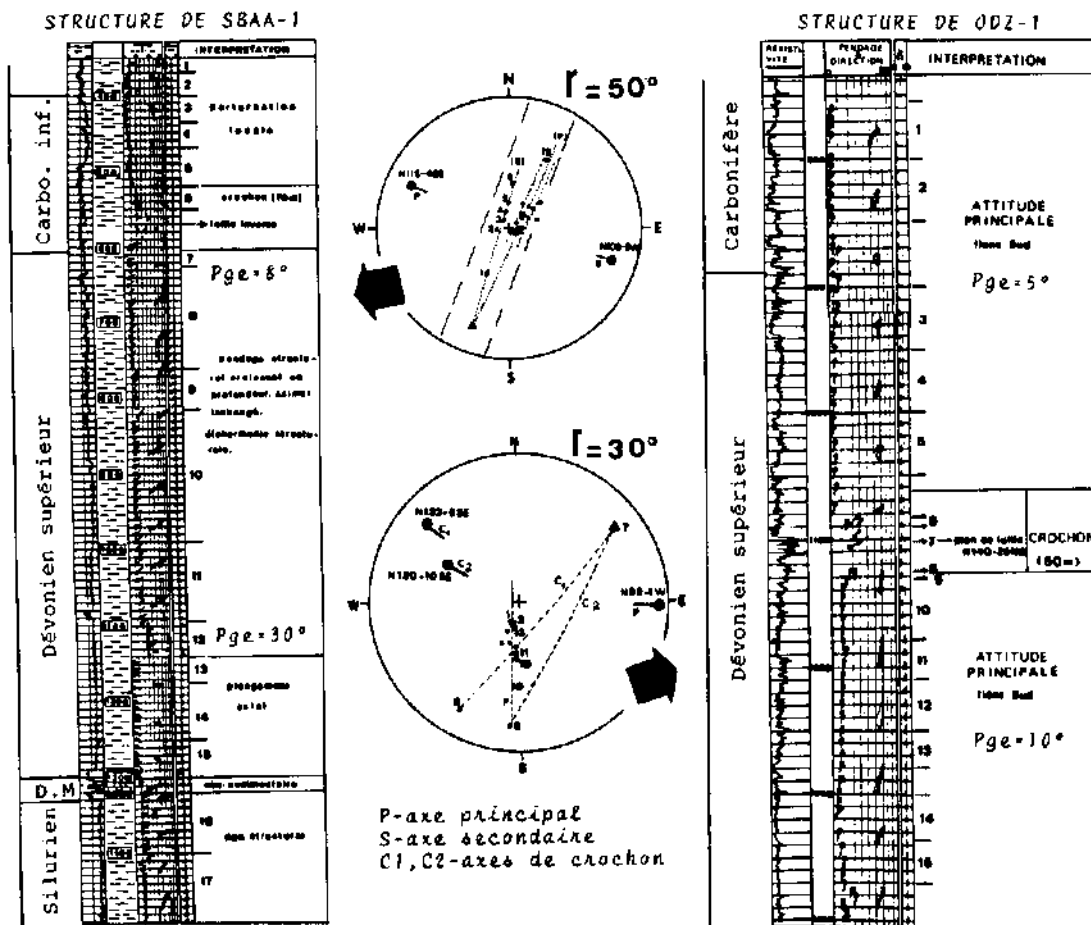
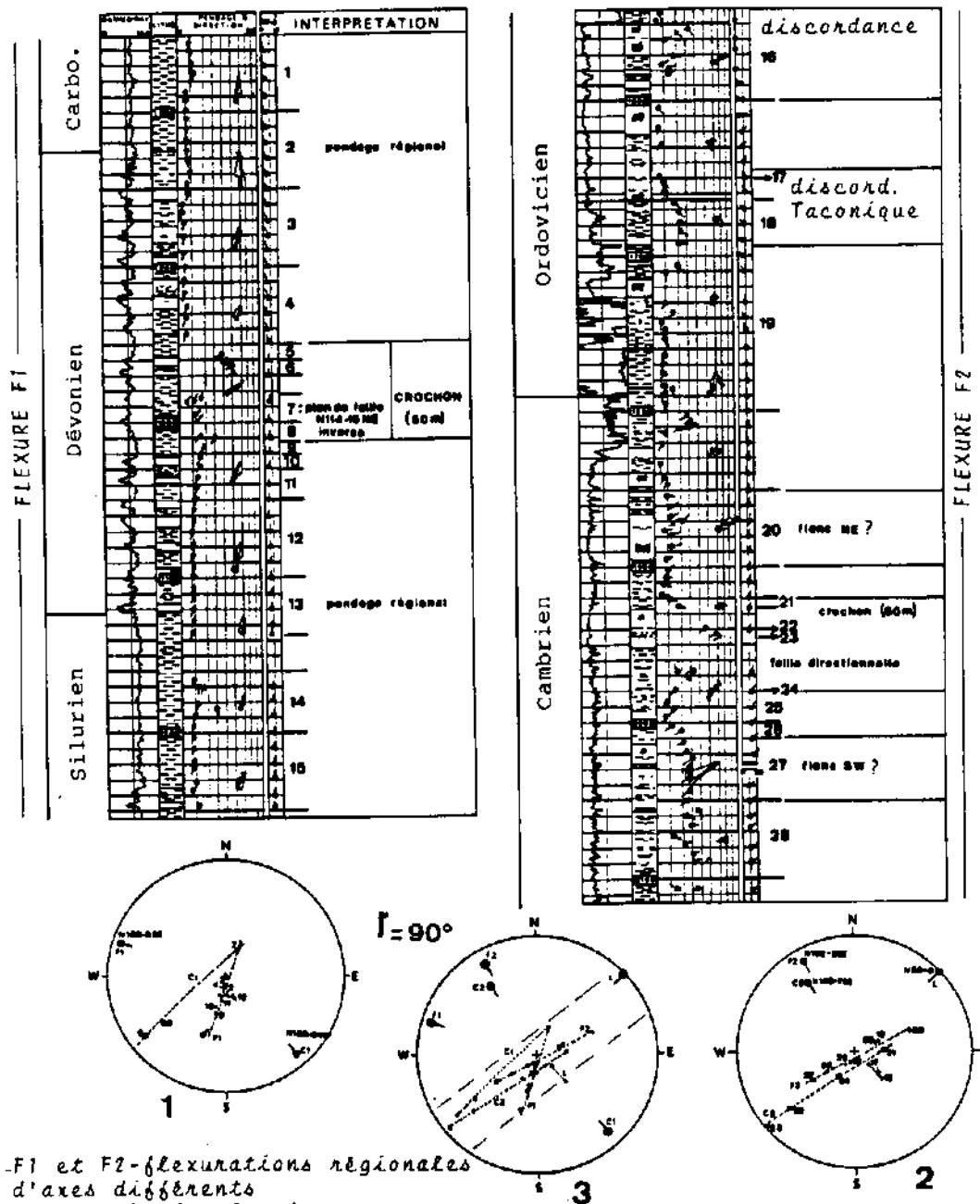


Fig.II.9 -Interprétation stéréographique de la pendagemétrie de quelques structures de la cuvette de Sbaa.

Cette disharmonie, quoique très discrète, est significative de l'influence du socle sur la structuration de cette partie du bassin: succession de plusieurs mouvements verticaux traduits dans la complication de la géométrie des plis: apparition d'éléments secondaires reflétés sur les stéréogrammes de pendagemétrie par l'alignement d'un certain nombre de mesures sur des zones d'axes différents (fig.II.10 et II.11). Ces perturbations sont liées soit aux crochons de failles directionnelles, soit à des entités structurales très localisées: discordances angulaires, différence d'adaptation de la couverture en profondeur (décollements...), etc

Si on tolère un couloir de dispersion assez large, on peut supposer que ces axes secondaires ne représentent pas des entités structurales indépendantes (ce seraient des axes conjugués). Néanmoins, l'existence de deux directions structurales sécantes (F1 et F2) sur le stéréogramme 3 de la figure II.10 laisse supposer aussi que la structure de KES-1 est tectoniquement composite: F1 et F2 sont séparées par une discordance angulaire.

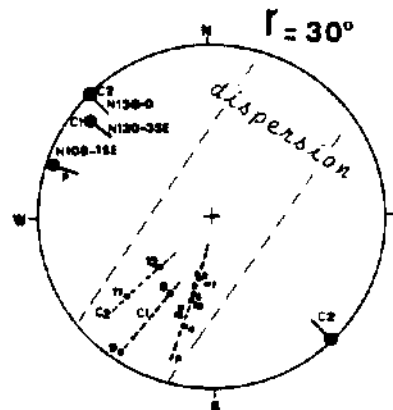
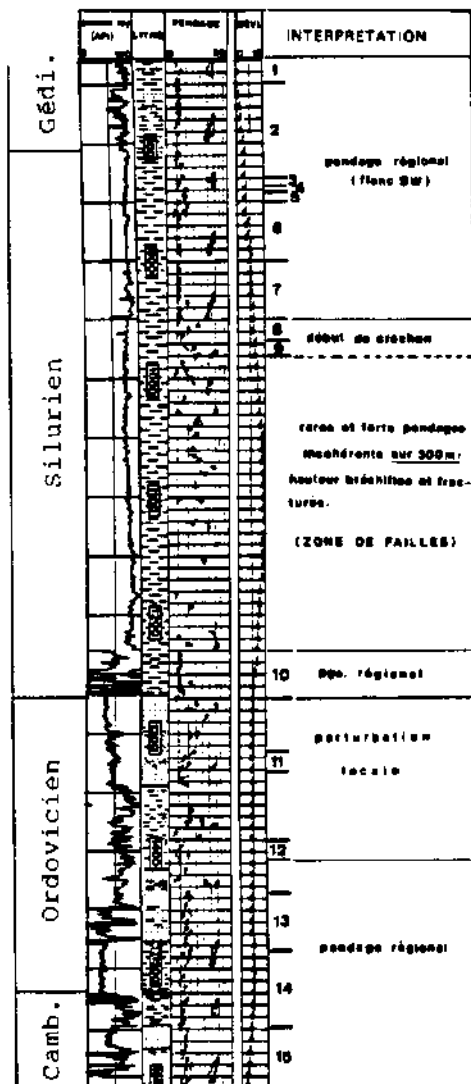
STRUCTURE DE KES-1 (voûte d'Azzene)



- F1 et F2 - flexurations régionales d'axes différents  
 - 1 - perturbation locale  
 - Stéréo. 3 - stéréogramme composite de 1 et 2 avec indication de la dispersion possible.

Fig. II.10 - Interprétation stéréographique de la pendagemétrie de la structure de Kesra (KES-1) sur la voûte d'Azzene.

## STRUCTURE DE TAD-1



P-axe principal de la structure  
 C1-crochon de faille  
 C2-perturbation locale

Fig.II.11-Interprétation stéréographique de la pendagemétrie de la structure de Tademait (TAD-1) située sur la voûte d'Azzene.

La tectonique polyphasée de ce "trend" peut engendrer un gauchissement de la surface axiale des structures, ce qui favoriserait son recoupement par le forage pour de modestes déviations de ce dernier. La pendagemétrie de la structure de KES-1 (fig.II.10) montre que les deux flancs ont été traversés par le forage sans que cette structure soit déversée. Le flanc SW a été recoupé pour la seconde fois vers la profondeur 2000m-2050m (point 27) où la déviation naturelle du sondage a atteint une valeur maximale de  $10^\circ$ .

## 2.2. Le domaine de Timimoun central

Les plis sont simples, peu accusés et situés le long et à l'aplomb des failles directionnelles inverses, profondes, à faible rejet. Leur style peu cassant permet de les classer comme de compression simple. Les pendagemétries ne montrent aucune disharmonie de pendage en profondeur: les pendages restent faibles (rarement supérieurs à  $5^\circ$ ) et inchangés en direction (fig.II.12).

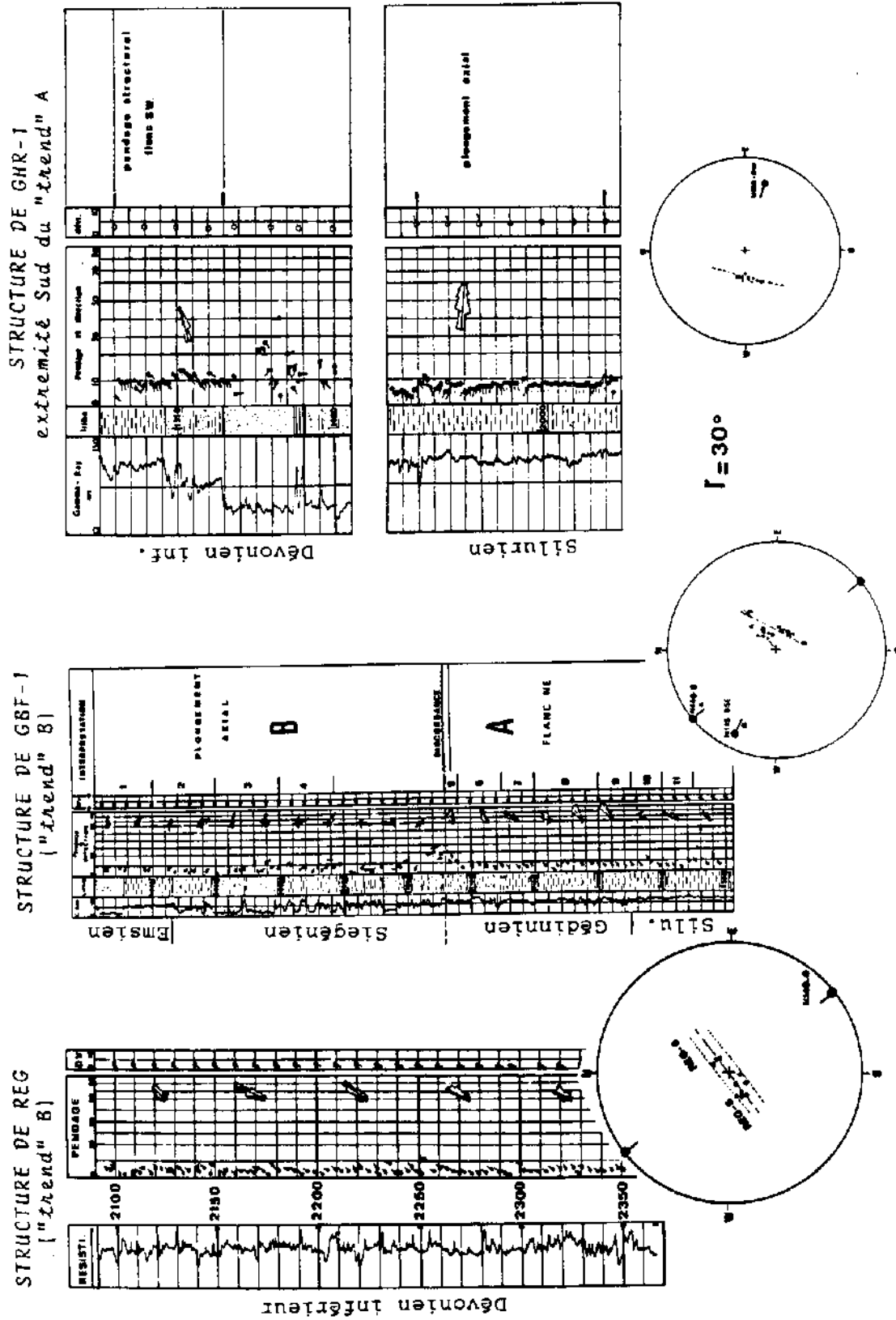


Fig. I.112 - Interprétation stéréographique de la pendagemétrie-type de quelques structures de Timimoun central.

Si la structuration s'accroît sensiblement vers les extrémités sud des "trends" A et B, les ruptures, quant à elles, demeurent très faiblement amorcées. La coupe sismique de la figure II.13 fournit un bel exemple de structure située sur la terminaison périclinale sud du "trend" B et présente, sur le flanc est, une dénivellation comparable à celle affectant la structure de KES-1 (fig.II.2), mais sans trace de dislocation apparente. Ceci est probablement en rapport avec le comportement plus ductile du volume déformé. Nous verrons plus loin, en effet, que dans la partie centrale du bassin l'état de sous-compaction est l'une des principales caractéristiques des séries argileuses épaisses (Dévonien et Silurien). Les argiles dans la partie ouest (ougartienne) sont au contraire plus compactées, parce que plus tectonisées: la flexuration est souvent accompagnée de fracturation (fig.II.7).

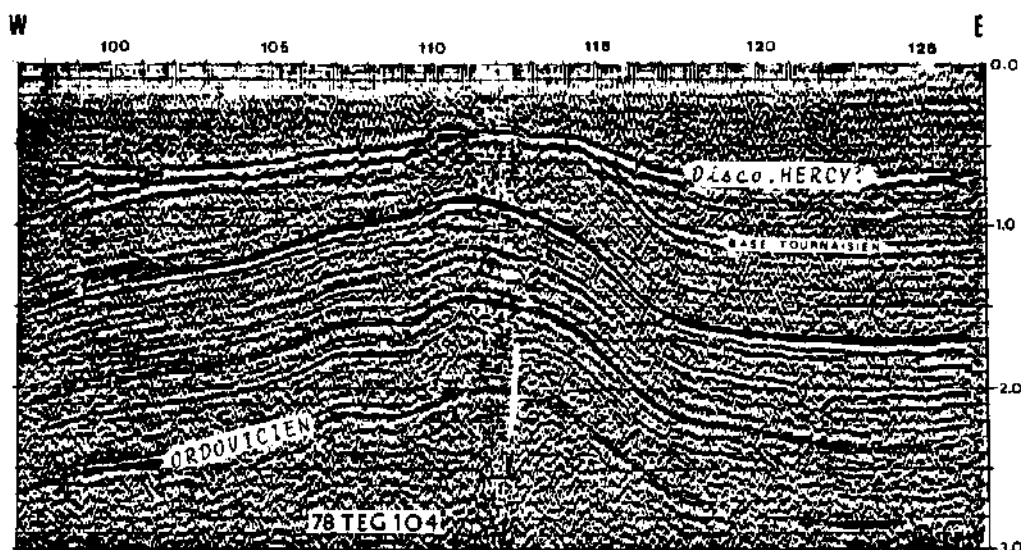


Fig.II.13-Accusation de la structuration des plis à l'extrémité sud du "trend" B.

*On remarque le caractère peu cassant de la déformation et le plissement de la discordance hercynienne. Cette accusation de la structuration est manifestement post hercynienne.*

L'accentuation des pendages dans les plis sud de Timimoun central annonce la proximité d'un domaine structural plus déformé, parce qu'affecté par la tectonique du massif hoggarien proche : le bassin de l'Ahnet. La rigidité des blocs de ce dernier est traduite dans le style coffré de certaines structures dont celle de TGF-1, située sur la bordure SW du bassin de Timimoun (fig.II.14).

La simplicité du style tectonique de Timimoun central est bien illustrée par les stéréogrammes de pendagemétrie: groupement des mesures sur une surface faible traduisant l'analogie d'orientation des éléments relevés (fig.II.15). Les stéréogrammes ne sont construits qu'à partir d'un flanc à cause du style droit des plis et la verticalité des forages (la déviation ne dépasse que rarement 5°).

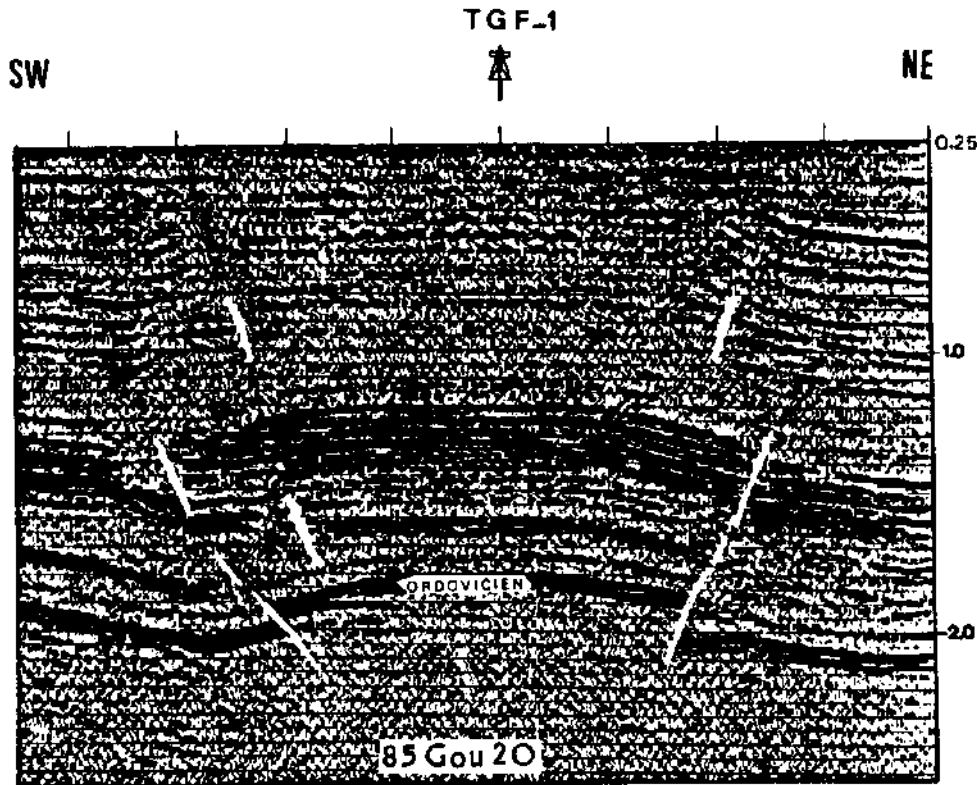


Fig.II.14-Pli de style coffré à sommet plat et à déformation de flancs par un système conjugué de failles inverses (raccourcissement SW-NE).

### 3. GEOMETRIE DES PLIS

Du Sud au Nord comme d'Est en Ouest on note une légère virgation à convexité NE des "trends" structuraux (fig.I.4). Cette disposition des structures est l'expression du passage progressif de l'influence hoggarienne (axe N-S) à celle ougartienne (axe NW-SE), le mont de l'Idjerane, à l'Est, étant un éperon qui se détache du massif du Hoggar.

L'analyse stéréographique de la pendagemétrie des principales structures montre qu'il y a évolution de la direction axiale de ces dernières d'Est en Ouest:

- à l'Est et au centre ("trends" A et B) la direction générale des axes des plis est N135-N140 (fig.II.15). Les flancs sont symétriques et très faiblement pentés. Les plongements axiaux varient de 8° à 10°NW ou SE. Le rapport longueur sur largeur (demi longueur d'onde) est compris 1.5 et 5.5. Le tableau II.1 permet de constater qu'entre deux horizons bien espacés dans le temps il n'y a pas de disharmonie géométrique notable: la taille et l'amplitude des plis sont sensiblement les mêmes au niveau des deux horizons.

- A l'Ouest ("trend" C), les plis sont de petite taille, moins étirés (rapport L/l plus faible) et plus accidentés. Le pendage des flancs s'accroît progressivement en profondeur. La direction des plis est approximativement N100 (fig.II.16) et les plongements axiaux sont faibles (1 à 5°E ou W).



Au Nord-Est du bassin les plis du champ de Zarafa se détachent géographiquement mais aussi géométriquement des précédentes. Elles présentent une direction axiale perpendiculaire à la direction régionale (subéquatoriale, pour ZRFW-1, à NE-SW d'après la sismique). Le stéréogramme correspondant (fig.II.17) montre une direction axiale N20 avec un plongement très faible de 2°NE. Ces structures se caractérisent par des dimensions beaucoup plus petites, notamment au niveau de l'Ordovicien (tableau II.1). Leur style est comparable à celui des structures de Timimoun central, mais ne paraissent pas leur être congénères.

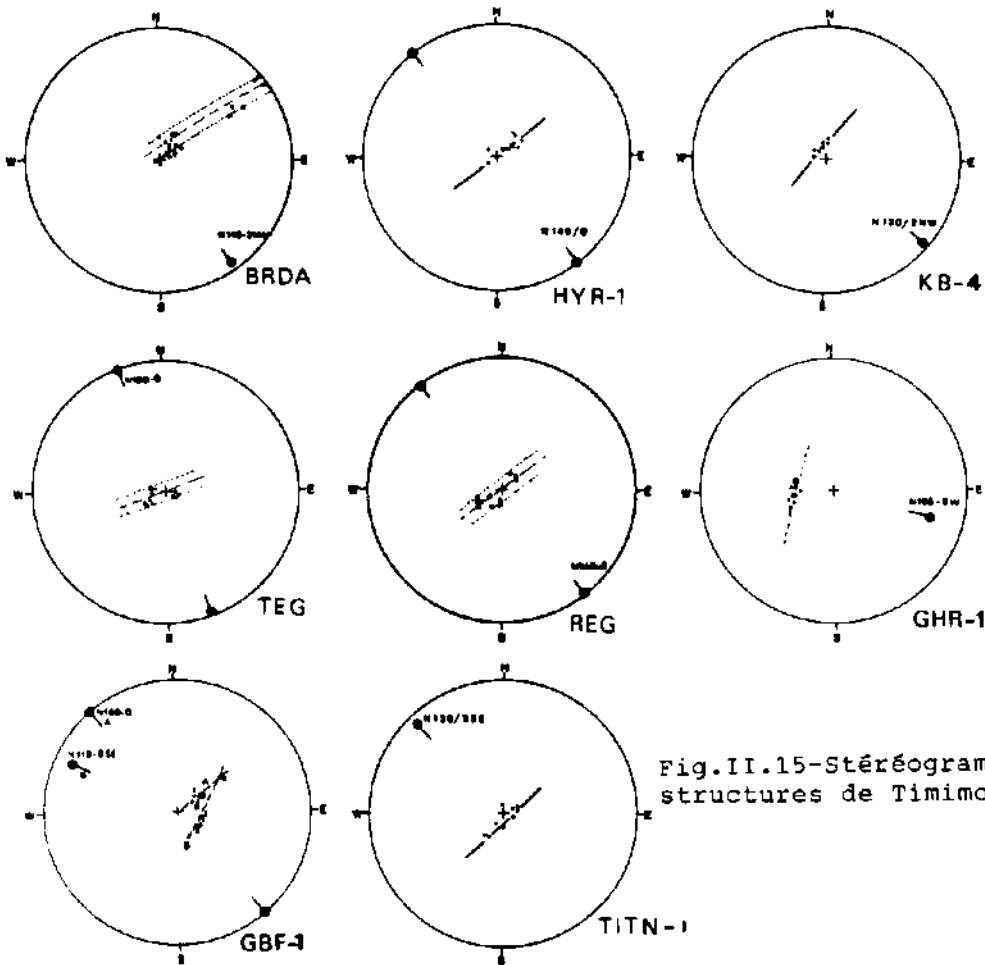


Fig.II.15-Stéréogrammes des principales structures de Timimoun central.

Des structures situées au NW du bassin (fig.I.4) semblent avoir un axe curviligne (d'après la sismique) dont la direction épouse le contour de la voûte d'Azzene. Cette courbure d'axe, si elle est certaine (nous ne disposons pas de données de pendagemétrie sur les forages anciens), peut signifier qu'il y a deux axes de déformation: chaque direction périclinale correspondrait à une déformation.

Bien que les causes de la courbure des axes des plis semblent faire encore l'objet de controverses, plusieurs auteurs ont décrit l'évolution progressive des structures à axe courbe dans des zones où le régime de déformation est reconnu comme étant proche du cisaillement simple (CARRERAS.J. et al.,1977; RHODES.S. et GAYER.R.A.,1977 ): la courbure des axes des plis serait due à la réorientation progressive des éléments linéaires vers la direction d'étirement au cours de la déformation.

Tableau II.1: Dimensions des principaux plis de Timimoun.

| Structure | Longueur(L) et largeur(l), Km |    |     |            |    |     | Amplitude, m |            |
|-----------|-------------------------------|----|-----|------------|----|-----|--------------|------------|
|           | Dévo. moyen                   |    |     | Ordovicien |    |     | Dév. moy.    | Ordovicien |
|           | L                             | l  | L/l | L          | l  | L/l |              |            |
| REG       | 60                            | 15 | 4.0 | 55         | 10 | 5.5 | 700          | 600        |
| TEG       | 15                            | 4  | 3.7 | 35         | 15 | 2.3 | 60           | 250        |
| KB        | 10                            | 7  | 1.4 | 15         | 4  | 3.7 | 50           | 150        |
| BRDA      | 14                            | 5  | 2.8 | 20         | 7  | 2.8 | 200          | 200        |
| AI        | 10                            | 7  | 1.4 | 10         | 5  | 2.0 | 150          | 210        |
| HYR       | 15                            | 5  | 3.0 | 12         | 5  | 2.4 | 250          | 350        |
| Ir        | 28                            | 12 | 2.3 | 30         | 12 | 2.5 | 750          | 800        |
| MJB       | 45                            | 13 | 3.4 | 32         | 13 | 2.4 | 900          | 500        |
| ECF       | 22                            | 15 | 1.4 | 20         | 10 | 2.0 | 250          | 250        |
| BLr       | 25                            | 10 | 2.5 | 25         | 11 | 2.2 | 320          | 350        |
| Ms        | 22                            | 12 | 1.8 | 20         | 9  | 2.2 | 600          | 410        |
| Ti        | 10                            | 5  | 2.0 | 15         | 7  | 2.1 | 150          | 250        |
| ZRF-1     | 10                            | 5  | 2.0 | 6          | 4  | 1.5 | -            | -          |
| ZRF-3     | 8                             | 3  | 2.6 | 5          | 3  | 1.6 | -            | -          |
| ZRFW-1    | 20                            | 4  | 5.0 | 8          | 3  | 2.6 | -            | -          |

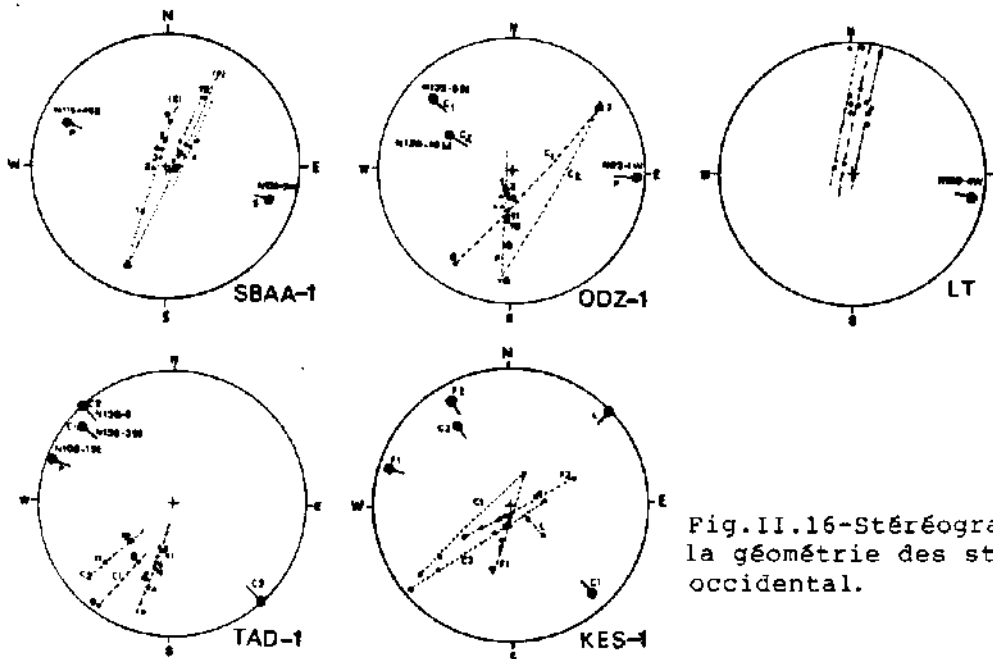


Fig.II.16-Stéréogrammes caractérisant la géométrie des structures de Timimoun occidental.

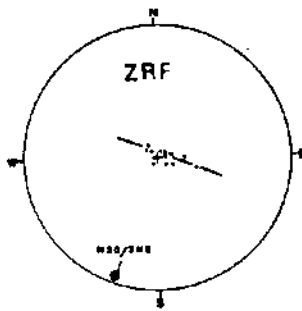
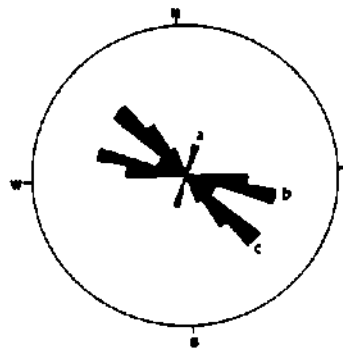
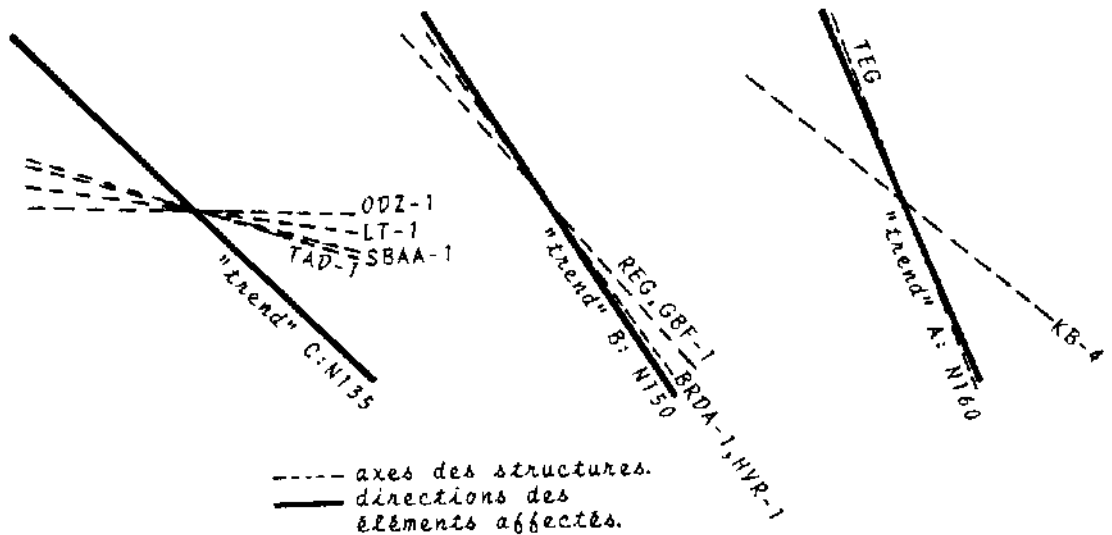


Fig.II.17-Stereogramme composite des structures du champ de Zarafa



- a-Champ de Zarafa : N20
- b-Cuvette de Sbaa, voûte d'Azzene : N100
- c-Timimoun central : N135-N140

Fig.II.18-Directions axiales moyennes des structures du bassin de Timimoun.



----- axes des structures.  
 ——— directions des  
 éléments affectés.

Fig.II.19-Comparaison détaillée de l'orientation des axes des structures mineures par rapport à la direction des éléments positifs majeurs affectés ("trends" A, B, C).

#### 4. CINEMATIQUE DU PLISSEMENT

En examinant la forme d'un pli on a déjà suggéré les mouvements probables qui auraient présidé à son édification. Cependant, la notion de cinématique n'a pas beaucoup de sens quand le pli est simple et monophasé.

Dans le secteur central du bassin le style et la géométrie des plis suggèrent une genèse par compression simple. Toutes les directions axiales des plis (exceptée celle des structures du champ de Zarafa) sont compatibles avec un serrage NE-SW (fig. II.18) qu'on peut rattacher à la phase hercynienne précoce N40. Les principales phases qui ont suivi (hercynienne tardive, autrichienne et atlasique) ne sont pas sans effet sur la géométrie des structures déjà édifiées: bombement, augmentation des amplitudes (fig. II.13), réactivation des failles, etc. Cette reprise de la déformation reste toutefois discrètement gaufrées à Timimoun, comparativement aux régions voisines.

Il semble que les mouvements responsables de la forme actuelle de la majorité des plis dans la partie centrale du bassin datent, pour l'essentiel, de la phase hercynienne N40. Leur géométrie n'a pas beaucoup évolué par la suite. La figure II.19 montre qu'en effet les directions axiales des structures sont quasi parallèles à celles des rides régionales sur lesquelles elles ont pris naissance. Néanmoins, l'anticlinal de Khrechba, au niveau du sondage KB-4, situé au Nord du "trend" A, semble avoir subi l'influence de la proximité d'une déformation latitudinale, vraisemblablement indépendante, liée à la structure de ZRFW-1 (fig. I.4).

Sur la voûte d'Azzene, à l'Ouest, les plis sont obliques à l'orientation du "trend" général. Là, la question d'une reprise de la déformation a été déjà évoquée au paragraphe 2 du présent chapitre. Dans ce secteur, les plis tirent leur complexité relative d'une tectonique polyphasée de blocs à laquelle s'est superposée la phase hercynienne, puis, nous l'avons vu, des déformations synmésozoïques, mieux exprimées dans cette partie du bassin. Dès lors, il devient très difficile, voire impossible pour le géologue de subsurface, d'expliquer l'évolution d'une structure jusqu'à sa forme et son attitude actuelles.

## CHAPITRE II

### LES FAILLES ET LES FLEXURES ASSOCIEES

#### 1. FRACTURATION DU SOCLE

Nous n'avons pas d'informations directes sur la fracturation du socle, mais nous admettrons que la fracturation établie d'après la sismique dans les horizons du Paléozoïque inférieur (fig. I.4) est une image très approchée de la structure du socle, étant donné que ce dernier est recouvert par un Cambrien compétent, assurant la transmission directe de la rupture du substratum immédiat.

#### 2. FRACTURATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

##### 2.1. Les jeux verticaux

##### 2.1.1. Nature et cinématique des failles

Les failles peuvent être normales ou inverses selon le régime de la déformation :

- dans le secteur subsident du bassin les plis sont de compression pure mais peuvent être associés, du moins en profondeur, à des jeux en faille inverse (fig. II.13; II.20; ...). Cette caractéristique est due au fait que dans ce secteur la couverture est éloignée de toute influence de jeux de blocs.

- A l'Ouest, les mouvements différentiels répétés des blocs ont engendré un réseau de failles normales plus actives. La figure II.2 montre que ces failles sont beaucoup moins profondes et peuvent affecter les séries supérieures. Dans ce secteur, et particulièrement sur la voûte d'Azzene, une faille donnée est rarement monphasée tout au long de son existence. La traversée de deux failles de natures différentes (l'une inverse, l'autre normale) dans un même sondage (fig. II.22) indique la possibilité d'un polyphasage cinématique.

Sur les coupes sismiques toutes les failles (détectées) prennent naissance en profondeur, mais compte tenu de la limite du pouvoir de résolution sismique, on n'exclut pas la possibilité de l'existence d'accidents de faible ampleur parmi lesquels ceux qui s'amortissent en profondeur. Ces derniers, qui affectent les charnières des structures, sont souvent dits d'ajustement ou de compensation. Sur la coupe sismique de la figure II.21 les deux légers décalages de la discordance "hercynienne" paraissent correspondre à ce type d'accident.

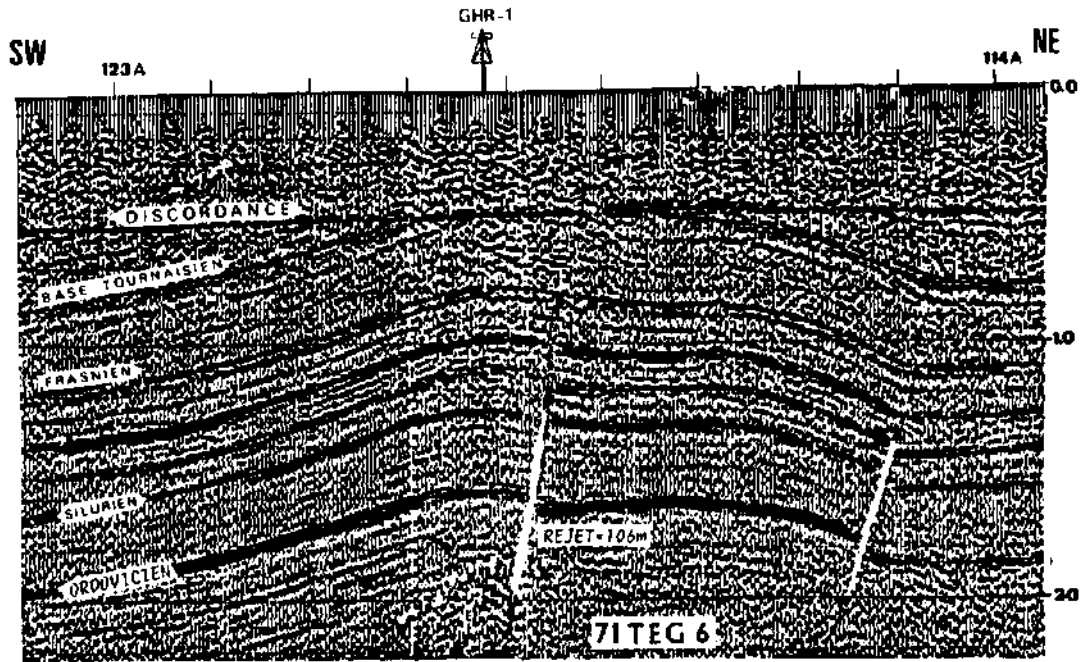


Fig.II.20-Failles inverses profondes caractérisant la déformation dans le secteur central du bassin.

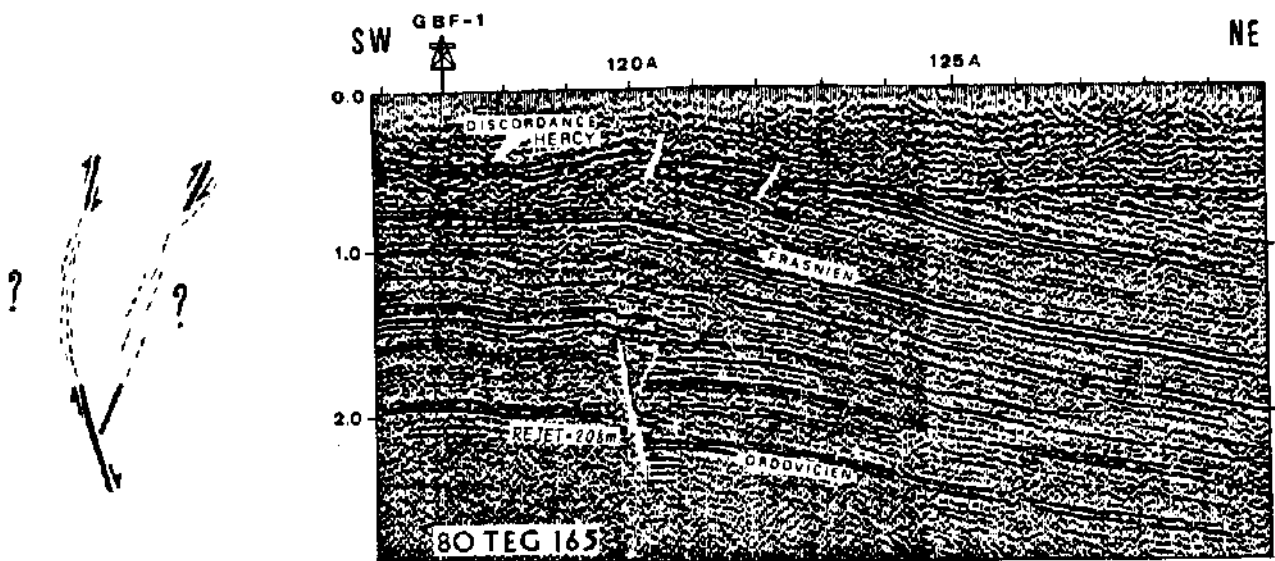


Fig.II.21-Exemple illustrant une déformation de la discordance hercynienne avec possibilités de ruptures qui s'éteignent vers le bas. L'amortissement visible de la faille profonde vers le haut confirme le caractère isolé de ces ruptures.

La sismique n'autorise pas l'analyse fine des accidents: quand un rejet ne dépasse pas environ 50m (soit 12ms en temps double) il s'avère difficile de le distinguer d'une irrégularité de la surface de l'horizon réflecteur. Les rejets plus petits sont, quant à eux, systématiquement ratissés par le lissage du réflecteur.

L'inventaire des failles d'après les coupes sismiques est de ce fait incomplet, bien qu'il soit réalisé au niveau d'un horizon compétent (Ordovicien).

L'analyse détaillée et l'interprétation de la pendagemétrie des sondages traversant quelques failles nous ont fourni la possibilité de compléter cet inventaire par des accidents considérés comme majeurs par la hauteur de la zone perturbée, et d'appréhender leurs caractéristiques. Cinq exemples ont été retenus dont quatre concernent le secteur ouest.

- Structure de KES-1

Faille N°1 vers la profondeur 1000m (Dévonien inf.), orientée N114, 15°NE. Elle est inverse et de rejet 57m. Cette faille est subdirectionnelle à la flexure F1 (N108) qu'elle affecte (fig. II.22). De par la valeur de son pendage, cette faille peut être considérée comme chevauchante.

Remarque: on ignore si les rejets inverses mesurés par diagraphies représentent ou non la composante majeure du déplacement, mais parce que nous avons à faire à des structures cylindriques, à axe horizontal, nées essentiellement par compression, nous supposons que dans le cas où la faille est directionnelle à l'axe structural, le rejet en inverse mesuré en subsurface pourrait correspondre au déplacement dominant le long de cette faille.

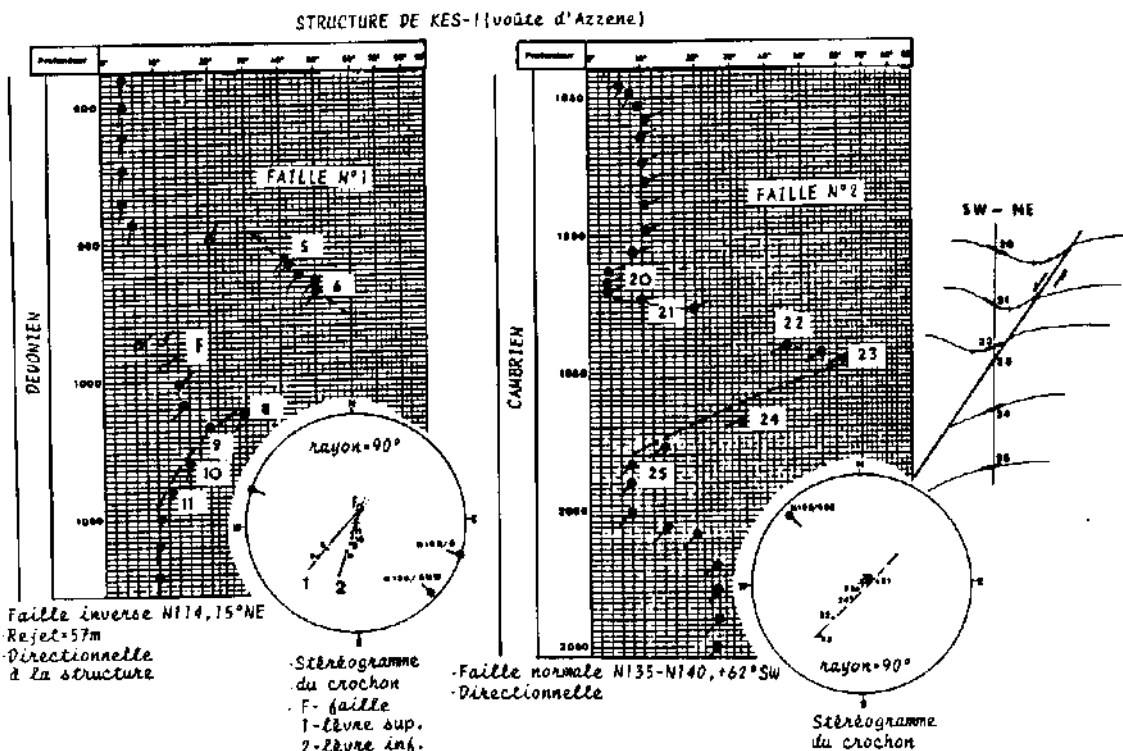


Fig. II.22 - Caractérisation de deux failles de natures différentes affectant la structure de KES-1, d'après la pendagemétrie.

Faille N°2 vers la profondeur 1950m (Cambrien): normale, approximativement parallèle à la génératrice du crochon. Le plan N°23 (fig.II.22) correspond à la position de la faille orientée N140,62°SW. Elle est directionnelle à la flexure F2 (fig.II.10).

Il s'agit de deux failles de nature et de direction différentes affectant la même structure. La géométrie et la cinématique de la première (pendage faible, compartiment supérieur déplacé vers le SW (plan N°6)) permet de l'associer à une compression N20-N30 locale (par réorientation antihoraire locale de la direction de compression hercynienne N40). Nous ne sommes pas assurés, par ailleurs, que les axes de déformation observés occupent leurs positions initiales dans cette partie tectonisée du bassin. Quant à la seconde, de par sa géométrie et sa cinématique, elle pourrait traduire une distension NE-SW (N50°) ou être en relation avec la tectonique de blocs qui caractérise cette région.

### -Structure de TAD-1

Accident affectant la base du Silurien vers 1200m: il s'agit d'une zone de failles plutôt que d'une faille simple (fig.II.23). L'accident majeur serait orienté N125-N135, c'est-à-dire oblique à la structure de direction axiale N108. Le type de faille reste indéfini sur la pendagemétrie.

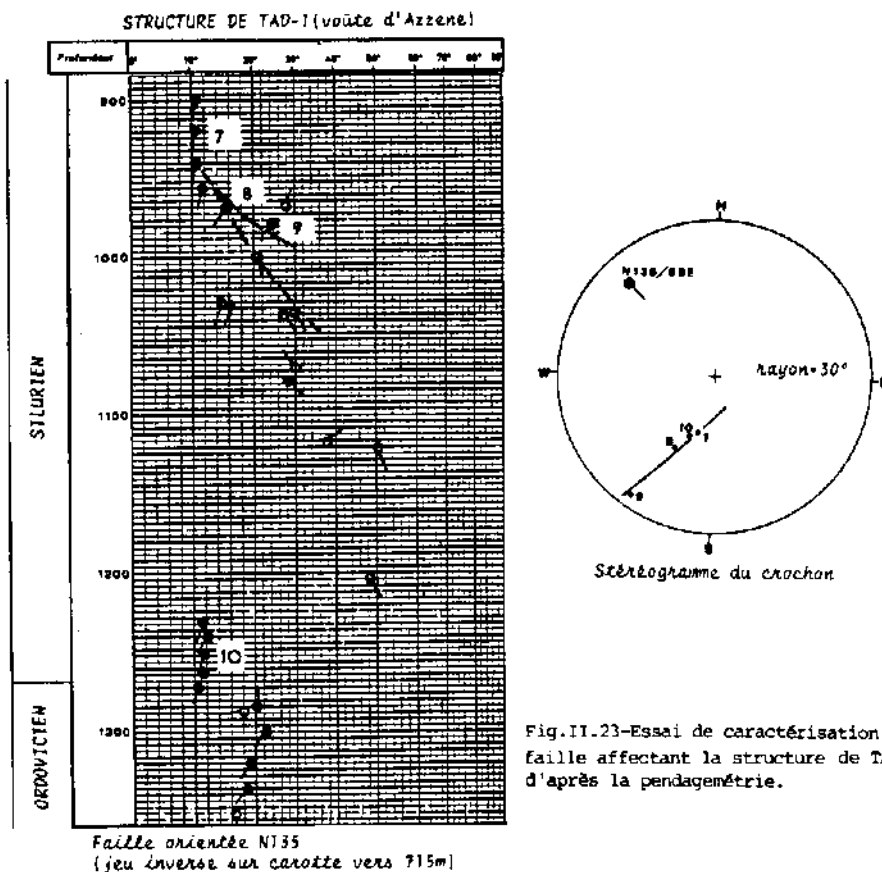


Fig.II.23-Essai de caractérisation d'une faille affectant la structure de TAD-1, d'après la pendagemétrie.



Cependant, vers la profondeur 715m (Gédinnien) des indices de jeu inverse sont observés sur les carottes.

Le sens de déplacement du compartiment supérieur s'effectue vers le SW d'après le basculement des couches dans le crochon (plan N°9). La faille est pentée vers le SW ou le NE selon qu'il s'agit d'un jeu normal ou d'un jeu inverse.

### -Structure de SBAA

Faille inverse vers 575m (Tournaisien), de rejet estimé à 64m. Les crochons des compartiments sont régis par des axes différents, à plongements opposés (fig.II.24). Le plan de faille (F) est orienté N110,40°SW, soit directionnel à la structure en question qui est N115,4°SE.

En admettant un sens de déplacement inverse approximativement S-N (plan N°6), le rejet de 64m serait la composante dominante du déplacement: compression NNE-SSW (N20) affectant le Tournaisien. Ce rejet pourrait aussi représenter une composante verticale d'un déplacement lié à une compression oblique à la faille (la composante horizontale majeure étant imperceptible). Ce jeu horizontal serait mis en parallèle avec une hypothétique rotation du compartiment supérieur vers le Nord (celui inférieur reste conforme au pendage régional). Cette faille pourrait être rotationnelle: l'axe de rotation du bloc supérieur serait perpendiculaire au plan de faille.

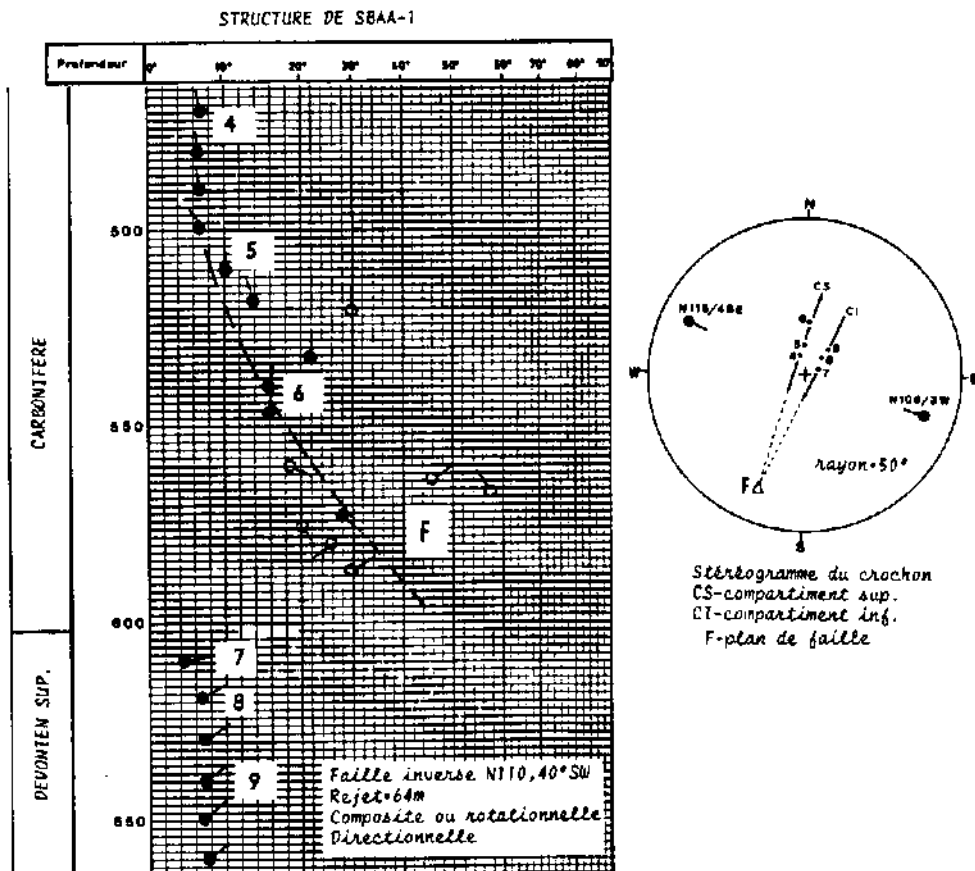


Fig.II.24-Caractérisation d'une faille affectant la structure de SBAA-1.

### -Structure de ODZ-1

La structure est traversée par une faille inverse au niveau des argiles famenniennes vers 1100m (fig.II.25 ). Cette dernière est orientée N140,25°NE, soit **oblique** à la direction axiale N92. Des indices de jeux inverses, à déplacements horizontaux non apparents, sont également observés sur la carotte à ce niveau. Le fait que la faille affecte une zone homogène d'argiles rend difficile la mesure de son rejet sur des "électrofaciès" monotones. Compte tenu de l'analyse microtectonique des carottes, cette faille pourrait être liée à une compression NE-SW (N50) affectant le Famennien.

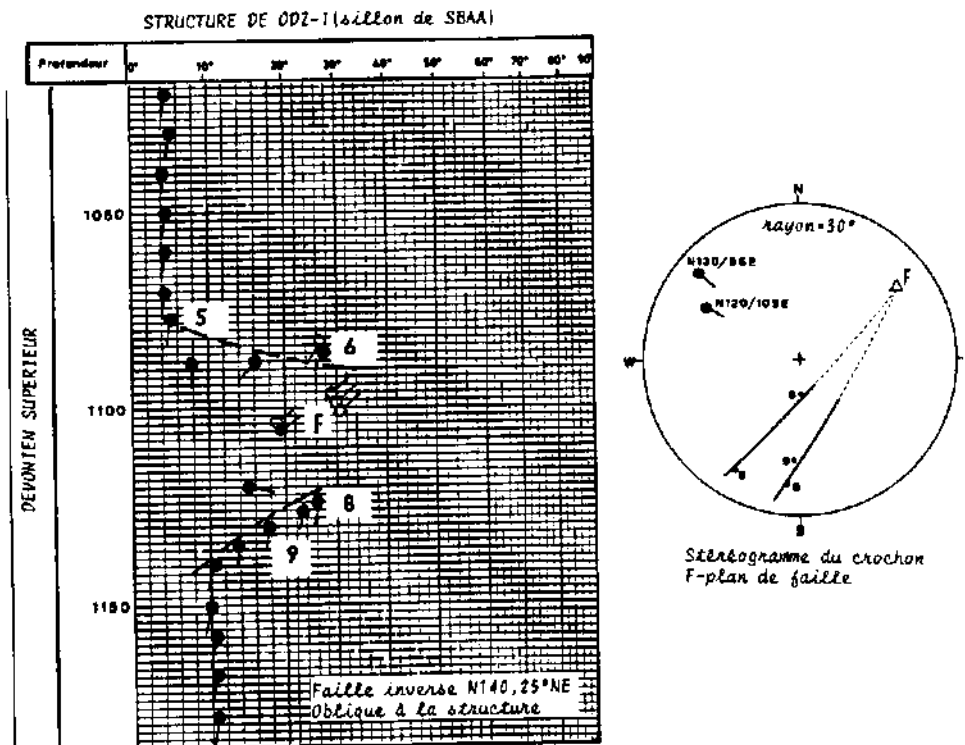
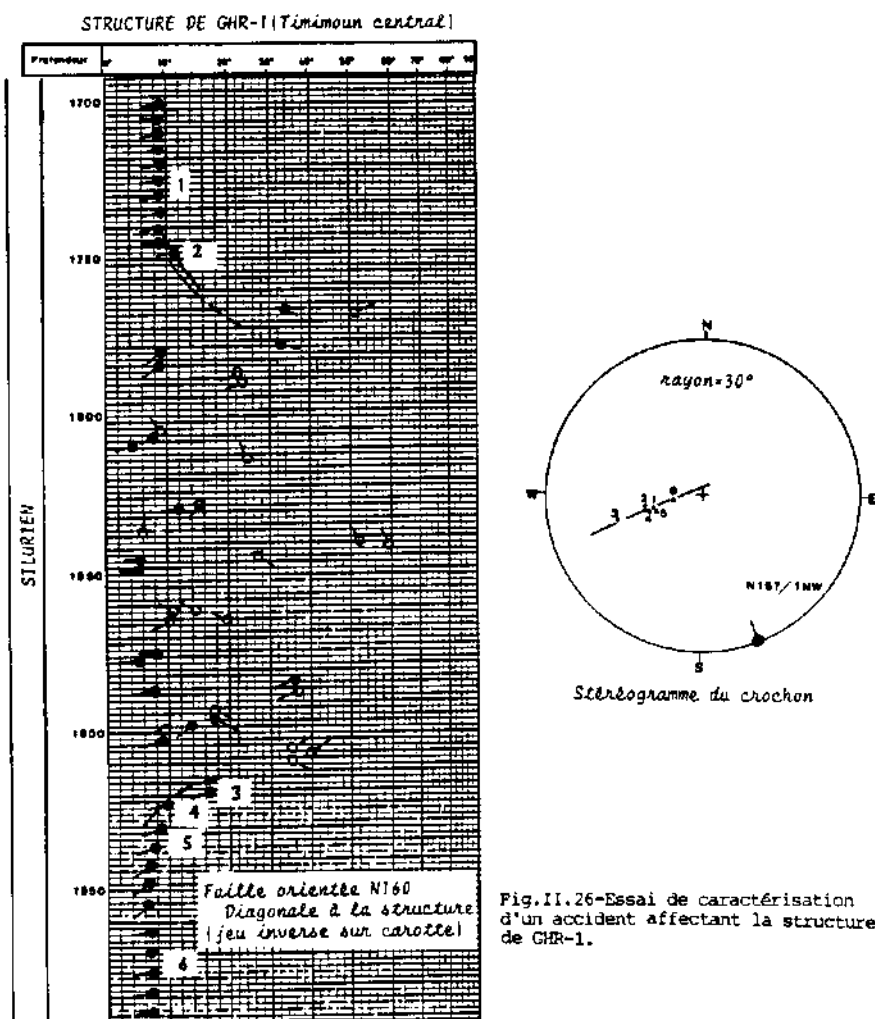


Fig.II.25-Caractérisation d'une faille affectant la structure de ODZ-1.

### -Structure de GHR-1

Zone de faille très perturbée entre 1750m et 1900m (Silurien) (fig.II.26). Les crochons des deux compartiments sont régis par un même axe orienté N175. Cette direction est aussi celle de l'accident majeur. Ce dernier est donc **diagonal** à la structure, orientée N106. Le pendage, la nature et le rejet de cette faille sont impossibles à estimer sur une telle zone. Néanmoins, un léger épaissement du Silurien dans ce sondage porte à croire que la faille serait inverse. Des indices de jeu inverse sont par ailleurs observés sur carotte entre 1350m et 1360m.



## 2.1.2. Paramètres des failles

### 2.1.2.1. Les rejets

Les accidents de grande ampleur affectant ou limitant les principaux éléments structuraux ont des rejets qui peuvent être en relation avec d'importantes dénivellations structurales. C'est le cas de quelques failles plurikilométriques de la voûte d'Azzene dont le rejet normal atteint 1000m ou plus, ou encore du mont de l'Idjerane, à l'Est, limité par un accident régional mettant en contact les termes de l'Ordovicien et ceux du Dévonien.

Nous nous intéressons ici aux rejets des failles associées aux structures forcées. Ces points hauts du bassin fournissent beaucoup plus d'informations à l'étude structurale que les synclinaux enfouis. En forage, la mesure du rejet normal est moins facile que celle du rejet inverse: la détermination de l'épaisseur omise nécessite au moins deux sondages très proches, mais ceci n'est pas toujours possible en phase d'exploration. Par ailleurs, l'absence d'un terme pourrait impliquer un passage de faciès quand les forages sont espacés.

En sismique, la précision des calculs des rejets décelés se heurte au problème de loi de vitesses, mais à l'occasion de l'analyse de l'évolution diagénétique des sédiments (chapitre II, 3e partie) nous avons pu établir une loi qui a permis d'estimer convenablement tous les rejets observés sur les principales coupes sismiques examinées (fig. I.1a, 2). Le tableau II.2 ci-dessous résume quelques résultats obtenus aussi bien par les diagraphies que par la sismique.

Tableau II.2- Les principaux rejets mesurés

| Structure | donnée                 | rejet, m | jeu        | horizon de mesure |
|-----------|------------------------|----------|------------|-------------------|
| KES-1     | HDT                    | 57       | inverse    | Dévonien          |
| KES-1     | sismique<br>(70TIM10)  | 547      | normal     | Ordovicien        |
| SBAA-1    | HDT                    | 64       | inverse    | Tournaisien       |
| GHR-1     | sismique<br>(71TEG6)   | 106      | inverse    | Ordovicien        |
| TGF-1     | sismique<br>(85GOU20)  | 272      | inverse    | Ordovicien        |
| Bd-2a     | sismique<br>(85GOU115) | 340      | inverse(?) | Ordovicien        |
| GBF-1     | sismique<br>(80TEG165) | 208      | normal(?)  | Ordovicien        |
| V.Azz.    | sismique<br>(76TIM81)  | 255      | inverse    | Ordovicien        |

IL serait hasardeux de proposer une interprétation cinématique de la tectonique de blocs à partir de telles données. Néanmoins, un rejet donné peut être considéré comme représentant la résultante des déplacements successifs affectant les blocs. Un rejet mesuré en sondage ou en sismique ne reflète pas nécessairement, par sa valeur, l'ampleur du dernier déplacement: le rejet est un paramètre qu'on peut qualifier de temporaire, car il ne reflète qu'un état de l'histoire de la faille. Un déplacement de quelques mètres sur une faille reconnue normale pourrait résulter d'un grand jeu en inverse de cette faille (fig. II.27 ).

Les rejets inverses mesurés sur les coupes sismiques ne concernent que le bas des séries. Les déplacements diminuent progressivement vers la surface. La faiblesse d'un déplacement vertical inverse peut s'interpréter de diverses façons:

-obliquité des contraintes par rapport à la faille préexistante (la composante majeure du déplacement est horizontale);

-faible intensité de la déformation : les déplacements verticaux ne sont que faiblement ressentis par le haut de la couverture (transmission amortie du rejet);

-verticalité de la faille et direction perpendiculaire à celle de la contrainte compressive maximale.

Dans la partie centrale du bassin les failles sont essentiellement contemporaines de la déformation hercynienne: le style calme des structures est en faveur de la deuxième interprétation.

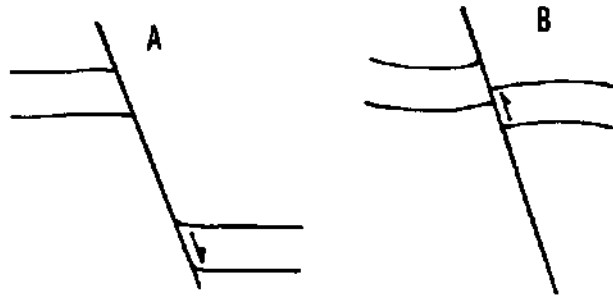


Fig.II.27-Schéma illustrant des rejets successifs le long d'une faille. La même faille, initialement normale (A), peut refonctionner en inverse (B), tout en restant apparemment normale car le rejet inverse a été moins important que celui normal, en valeur absolue. Le rejet final en B est "composite".

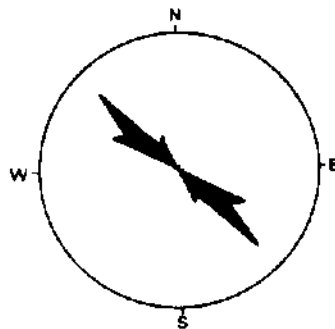


Fig.II.28-Rosace d'orientation des failles définies d'après la pendagemétrie. (Direction majeure: N135).

A l'Ouest la tectonique de blocs pourrait avoir une influence non négligeable sur la faiblesse des rejets inverses (présence de failles subverticales). Cependant les figures II.22 et II.24 concernent deux forages de la région où les failles inverses sont subhorizontales mais de faibles rejets. Ceux-ci pourraient bien être "composites" (somme algébrique ou géométrique des jeux successifs), ou obliques. Ces failles ne peuvent être que néoformées. L'existence de deux jeux de sens opposés dans un même sondage (fig. II.22) ne fait qu'appuyer l'hypothèse de rejet "composite".

Le plus grand rejet inverse rencontré se trouve à l'Ouest avec 340m, ce qui concorde avec le fait que c'est à l'Ouest que les mouvements ont été les plus violents, comme en témoigne l'intensité de la fracturation du bas de la série (fig. II.7).

#### 2.1.2.2. Pendage et direction

La voûte d'Azzene et ses abords immédiats sont découpés par un réseau de failles constitué de deux systèmes principaux, vraisemblablement polyphasés:

- accidents "sécants" à pendage subvertical liés à un champ de contraintes local à contrainte maximale subverticale (exhaussement du socle);
- failles inverses, directionnelles aux structures, en relation avec un champ de contraintes régional à contrainte maximale subhorizontale, responsable de la structuration et l'architecture globale du bassin.

Les failles inverses paraissent subverticales au bas des séries sur les profils sismiques, mais peuvent être subhorizontales à de faibles profondeurs: 40° à SBAA-1; 25° à ODZ-1 et 15° à KES-1 (fig. II.22, II.24 et II.25).

Des indices de jeu inverse à faible pendage sont également mis en évidence par l'analyse microtectonique des carottes (fig. II.33, A et II.37).

L'attitude des failles reflète directement l'état de contraintes auxquelles étaient soumises les différentes parties du bassin. Sur les figures I.4 et II.4 trois systèmes de failles peuvent être définis:

- à la limite est du bassin, elles sont N-S, directionnelles aux plis satellites du Djebel Idjerane, à tectonique hogarienne;
- au centre ("trends" A et B), la direction est NW-SE, essentiellement d'âge hercynien;
- à l'Ouest, le réseau de failles est moins simple et plus dense: les failles se recoupent et butent l'une sur l'autre en limitant des blocs de formes et de dimensions variées. Le réseau présente des systèmes à tendance linéaire (failles parallèles: système ougartien), sinueuse (failles concentriques) et radiale (failles sécantes). Ce canevas résulte d'une tectonique polyphasée (ante-hercynienne, hercynienne et post-hercynienne) dominée par les jeux de blocs de forme allongée ou en "dôme".

La sinuosité des failles est souvent mise en rapport avec les variations latérales des faciès: les décrochements et les soulèvements mettant en contact des unités de lithologie et de comportement mécanique différents, constituent les principaux générateurs de l'anisotropie latérale responsable de la trajectoire sinueuse des accidents. Sur les blocs-diagrammes de la figure II.5 les changements latéraux rapides des âges géologiques sur la surface paléozoïque à l'Ouest du bassin, auraient-ils un rapport avec la sinuosité de certaines failles?

Dans un tel réseau de fracturation, l'application d'une compression de direction donnée aura des effets cinématiques déterminés par l'attitude et la géométrie des failles préexistantes: selon qu'elles seront parallèles, obliques, ou normales à la direction de la contrainte maximale, les failles seront réactivées en extension, en décrochement - voire en décrochement à composante inverse, ou en inverse - voire en inverse à composante décrochante.

La direction moyenne NW-SE des failles directionnelles majeures déterminées par la sismique reste la même pour les failles que la pendage-métrie a décelées. Ces failles ont une orientation N135 (fig. II.28) qui pourrait être la direction majeure de la fracturation régionale, mais la rareté des failles recoupées par les forages ne nous permet que de le supposer. Néanmoins, ces accidents étant contemporains de la genèse des structures associées, il est réaliste de leur faire correspondre une contrainte compressive N45. Cette direction coïncidant pratiquement avec celle du serrage hercynien (N40), la fracturation régionale du bassin pourrait bien être de direction majeure N135.

### 2.1.2.3. Extension des failles

Bien que l'expérimentation montre que les propriétés rhéologiques de l'interface socle-couverture jouent un rôle primordial dans la genèse spatiale des failles, il semblerait qu'au cours d'un mouvement tectonique les déplacements débutent en premier lieu au niveau des assises les plus profondes (substratum). Cela signifie que les séries supérieures non affectées par une faille profonde ne sont pas nécessairement postérieures à celle-ci. L'extension verticale d'un accident donné est contrôlée par le régime local de la déformation:

- les failles normales en rapport avec les mouvements verticaux ont une extension verticale plus grande (fig. II.2). Le polyphasage des mouvements à l'Ouest du bassin aurait beaucoup d'effet sur la réactivation des failles et, partant, sur la transmission des ruptures vers les niveaux supérieurs;
- compacité des séries susjacentes: l'état de sous-compaction des épaisses séries argileuses de la partie centrale du bassin peut être une des causes majeures de l'amortissement des failles par des flexures dans les formations supérieures. Dans le secteur ougartien, les argiles sont mieux compactées car beaucoup plus tectonisées, comme en témoignent les failles rencontrées à de faibles profondeurs (fig. II.22, II.23, II.24 et II.25). Dans la partie centrale du bassin aucun accident majeur n'a été rencontré à de telles profondeurs.

L'amortissement des failles vers le haut s'exprime clairement sur la figure II.4 par une chute de la densité de fracturation de l'Ordovicien au Givétien. L'atténuation du réseau de failles vers le haut est encore plus nette sur la carte structurale établie à la base du Tournaisien, mais cette carte fait malheureusement défaut dans ce travail. Néanmoins, la figure II.6 peut en témoigner. Cette dernière montre aussi que l'amortissement des accidents est beaucoup moins important à l'Ouest.

Sur le plan horizontal, les failles peuvent avoir plusieurs kilomètres de long (fig. I.4). Elles sont souvent de même longueur que la structure associée (10 à 60 Km). Les failles plus régionales (60 à 100 km), moins nombreuses, délimitent des panneaux effondrés ou surélevés.

Des failles d'extension réduite (5 à 10 Km), éparses et nombreuses, peuvent être satellites ou correspondre, par leur agencement, à la discontinuité des accidents majeurs. Ces failles, quand elles sont isolées, embrouillent localement la régularité du canevas global.

L'examen des principales failles décelées par la pendagemétrie montre que la hauteur des zones affectées varie de 100 à 300 m pour les failles inverses et de 60 à 80 m pour les failles normales. Quant à l'effet horizontal des failles, indéfinissable en subsurface, notons simplement qu'il serait d'autant moins important que la faille est verticale. Ainsi, sur la voûte d'Azzene, les failles liées aux mouvements de blocs n'auront que très peu d'effet sur les qualités des réservoirs des aires qu'elles délimitent. Il a été mis en évidence sur le terrain (MASSA, et al. 1972) que la zone perturbée par une faille ou un décrochement de quelques kilomètres de long ne dépasse pas une largeur de 100 à 150 m.

## 2.2. Les jeux synsédimentaires

Le grand espacement entre les forages se prête mal à l'analyse des variations d'épaisseur qui seraient liées aux jeux synsédimentaires. Néanmoins, à l'occasion de l'implantation de deux sondages proches l'un de l'autre pour des raisons techniques, il a été possible d'appréhender l'existence de ce type de jeu dans le bassin. L'exemple concerne deux sondages de la cuvette de Sbaa où les corrélations électriques permettent de constater des variations d'épaisseur très brusques (fig. II.29).

Une faille de ce type est également soupçonnée dans la région de Barouda, au centre du bassin, entre les forages BRDA-1 et BRDA-2 (fig. II.30). La mobilité synsédimentaire de cette région semble se confirmer par l'aspect de la réponse pendagemétrique du sondage BRDA-1 (fig. II.31): l'évolution des pendages se fait sur une hauteur qui rappelle un crochon de faille de croissance (*rollover*).

Nous reviendrons sur l'interprétation cinématique de ces jeux dans le chapitre I de la troisième partie de ce mémoire.



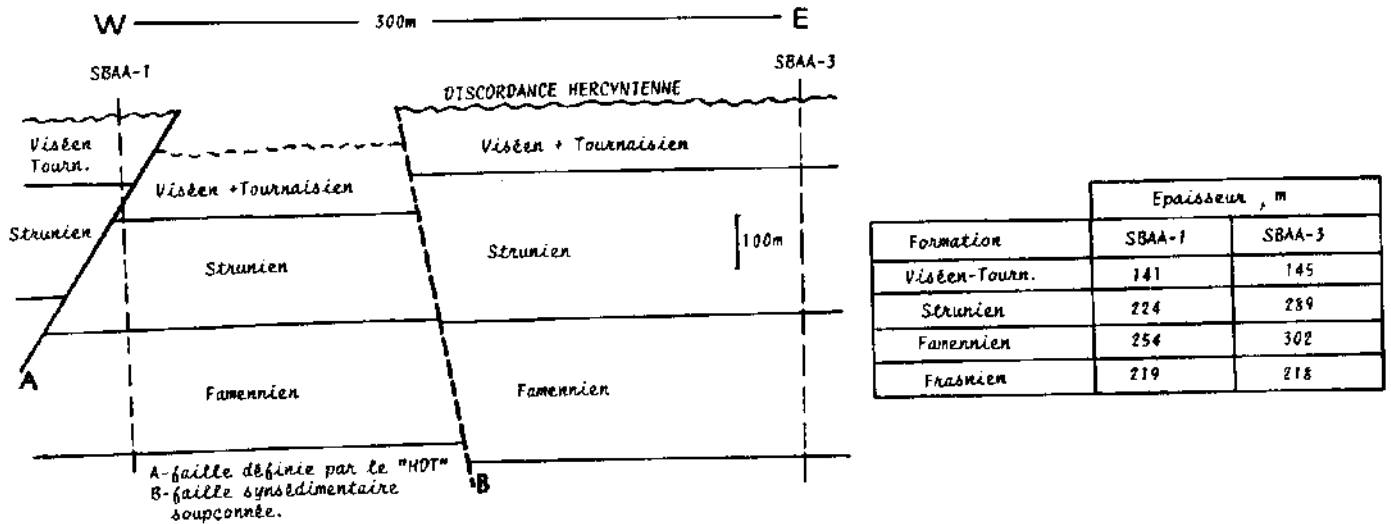


Fig.II.29-Variation rapide des épaisseurs entre deux sondages voisins de la cuvette de Sbaa, suggérant une présence probable d'une faille synsédimentaire entre les deux sondages.

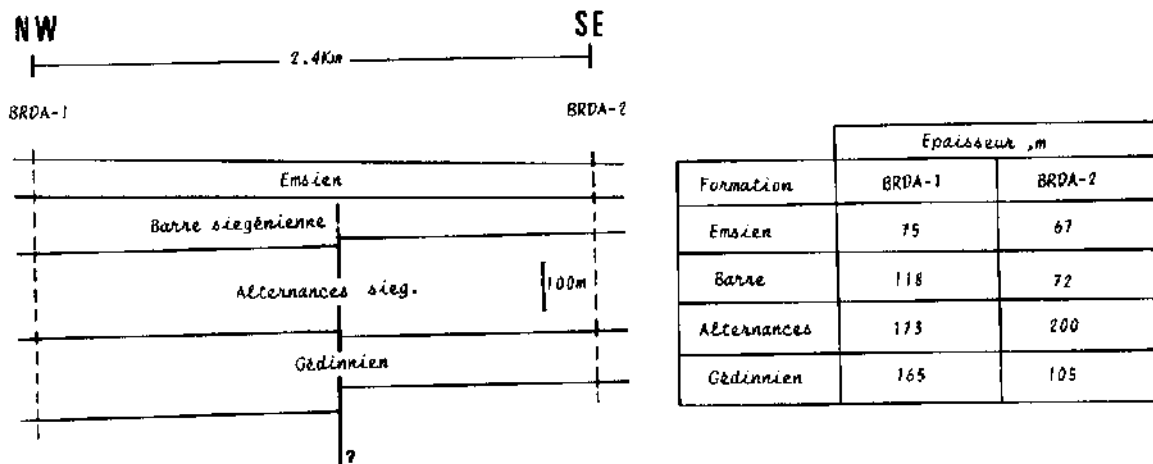


Fig.II.30-Variation brusque des épaisseurs conjecturant une faille synsédimentaire entre deux sondages d'une même structure de Timimoun central.

### 2.3. Les déplacements horizontaux

Etant donné la préexistence d'une fracturation pluridirectionnelle dans la région d'Azzene, l'intervention des différentes phases compressives antérieures ne nous permet que de supposer ce type de déplacements (voir paragr.2.1.2.2). L'hypothèse de jeu en décrochement sera reprise dans le chapitre qui va suivre.

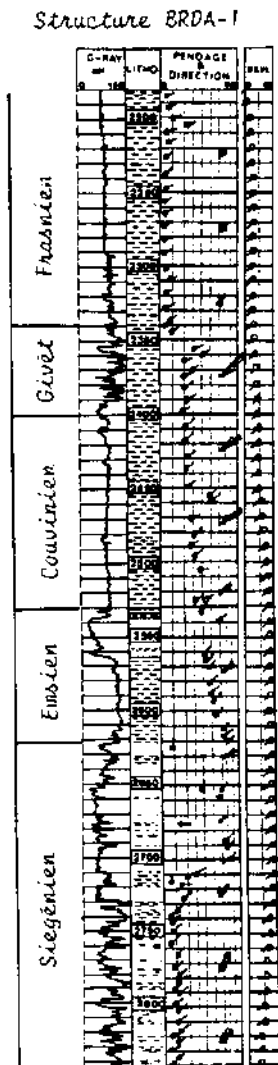
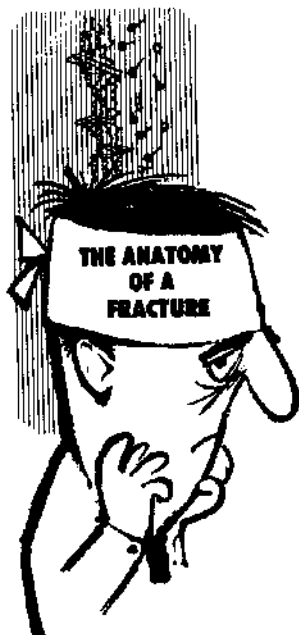
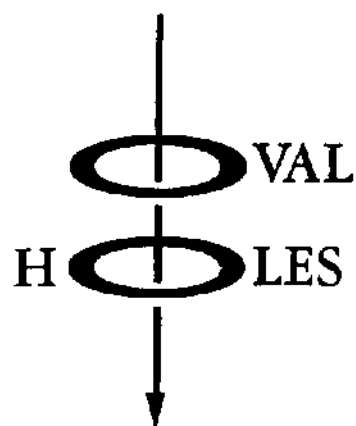


Fig.II.31-Augmentation du pendage en profondeur sur une hauteur d'environ 350m rappelant un crochon de faille de croissance qui pourrait affecter la structure de BAROUDA (BRDA-1).



## CHAPITRE III

### LA FRACTURATION



#### 1. L'ANALYSE DES DIAGRAPHIES

Elle a permis de localiser les zones fracturées d'après les différents critères diagraphiques (voir chapitre "principes et méthodes d'analyse"). La connaissance de ces zones permet, quant à elle, de choisir les intervalles carottés sur lesquels peut s'effectuer une analyse microtectonique des forages.

#### 2. ANALYSE MICROTTECTONIQUE ET ORIENTATION DES CAROTTES

L'analyse porte sur un matériel extrêmement limité au regard de l'étendue du territoire étudié. Seulement 11 carottes appartenant à 6 sondages et totalisant une longueur d'une centaine de mètres sont examinées. Le choix des sondages et des intervalles carottés répond néanmoins à l'objectif que nous nous sommes fixé: remonter à la définition d'éléments structuraux majeurs d'après leur "pénétrativité", vérifier la crédibilité de certaines interprétations structurales relatives aux phénomènes d'ovalisation des trous de forage, etc. Ceci explique pourquoi les carottes n'appartiennent pas toutes à la même formation.

L'examen descriptif des carottes et leur orientation d'après la pendagemétrie ("CLUSTER" et/ou "GEODIP") sont effectués dans des conditions dont certaines méritent d'être signalées:

- état de conservation des carottes: manque de fragments (signalé ou non par des témoins en bois), nombreux prélèvements de "plugs" et cassures artificielles, inversion tête-pied, etc;
- absence épisodique des feuillets sédimentaires;
- horizontalité des feuillets: cas défavorable pour l'orientation des carottes d'après la pendagemétrie.

Ces conditions ont considérablement réduit le volume de carottes initialement fixé pour l'analyse.

Les sondages choisis sont: KES-1, TAD-1, ODZ-1, SBAA-1, pour le secteur ouest, TEG-1 et GHR-1, pour Timimoun central.

## 2.1. Les principaux éléments relevés (mesures orientées).

**Sondage KES-1:** carotte C1 (1047-1056m) et C2 (1056-1065m): Dévonien (inf.?).

09 fractures ont été relevées. Elles déterminent un système prédominant N115 de fréquence 20 à 50 et un système secondaire N160 (fig.II.32). Le système secondaire, diagonal droit à l'axe de flexuration F1 (fig.II.10), est situé à environ 50° de cet axe orienté N108, lui-même longitudinal au système prédominant. Ce dernier est parallèle à la faille locale (F1) N114.

**Sondage TAD-1:** carotte C1 (704-713m) et C2 (713-722m): Gédinnien.

Au total 23 fractures sont inventoriées. On détermine un réseau équivalent constitué par deux systèmes prédominants orthogonaux orientés respectivement N20, de fréquence 50 à 100, et N105, moins fréquent, et un système secondaire N65 (fig.II.33,A).

Le fragment C2f2 présente un jeu inverse sur une fracture N75, 43° SSE, qui devrait correspondre à une compression locale N165. Cette fracture appartient au système secondaire.

Des plans stylolytiques stratiformes à hauteur de pointes mesurable souligneraient l'importance des contraintes verticales en rapport avec la tectonique de blocs affectant cette région.

Carotte C4 (1320 -1329m) et C5 (1329-1334m): Ordovicien.

13 fractures déterminent un système principal N175 de fréquence 70 à 100 et deux systèmes secondaires N30-N50 et N165 formant un réseau équivalent (fig.II.33,B).

Sur l'ensemble des carottes, le système prédominant N105 est longitudinal à la structure, orientée N108. Les autres systèmes sont soit transversaux (N20, N30, et N175), soit plus ou moins diagonaux gauches (N50, N65) ou droits (N165).

**Sondage ODZ-1:** carotte C10 (1114-1119m): Famennien.

Les fragments examinés ne présentent pas de fractures, mais des stries de glissement couche à couche sont relevés. La fracturation de la zone carottée est appréciée d'après les résultats de la pendagemétrie (fig.II.34): les plus grands pendages cohérents sont supposés correspondre aux fractures (stéréogramme 1). Elles détermineraient un système parallèle N115 (rosace 3) faisant un angle de 25° avec la faille locale probable.

Le fort pendage des plans sédimentaires est à mettre en rapport avec le fait que la carotte est prélevée dans la zone de rebroussement des strates, à proximité du plan de faille. Ces rebroussements sont souvent à l'origine des glissements couche à couche dont les stries indiquent la direction du déplacement.

La direction des feuilletés sur la pendagemétrie permet d'orienter quelques stries relevées (stéréogramme 2):

- N5, 60°S (inverse);
- N10, 64°S (inverse);
- N23, 66°SW (normal);
- N45, 46°SW (normal).

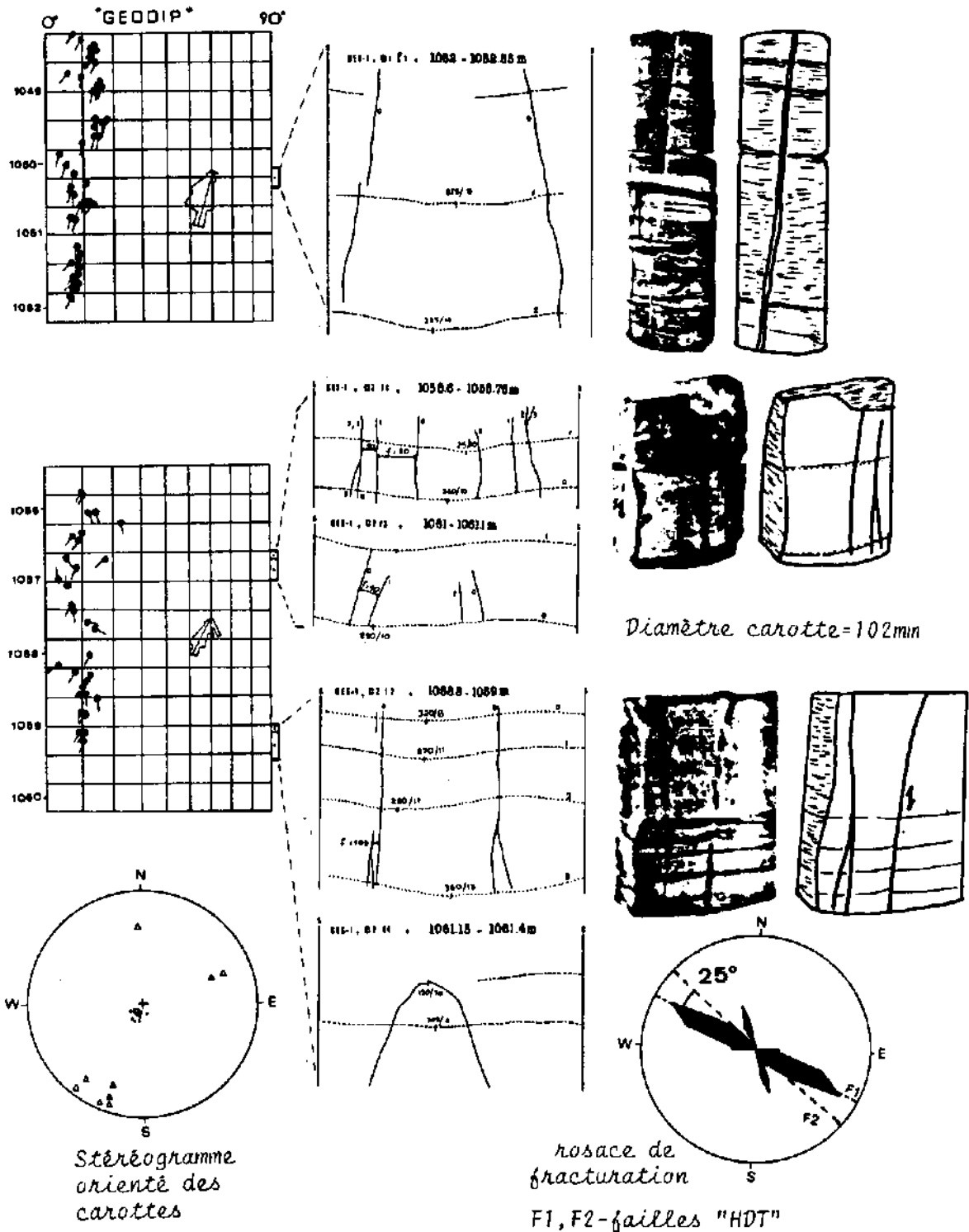


Fig.II.32-Sondage KES-1:développé des carottes C1,C2 et leur orientation d'après la pendagemétrie.

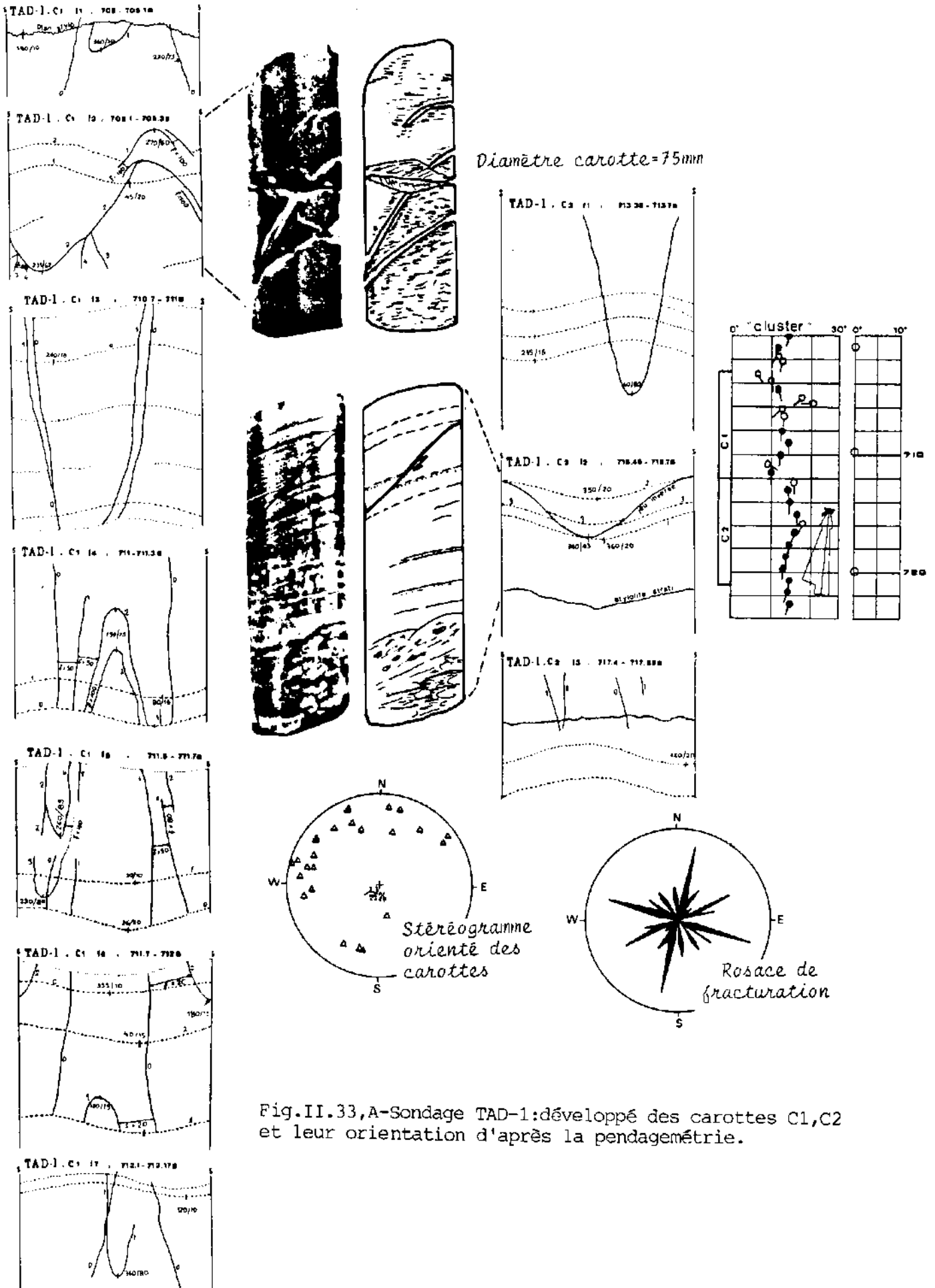


Fig.II.33,A-Sondage TAD-1:développé des carottes C1,C2 et leur orientation d'après la pendagemétrie.

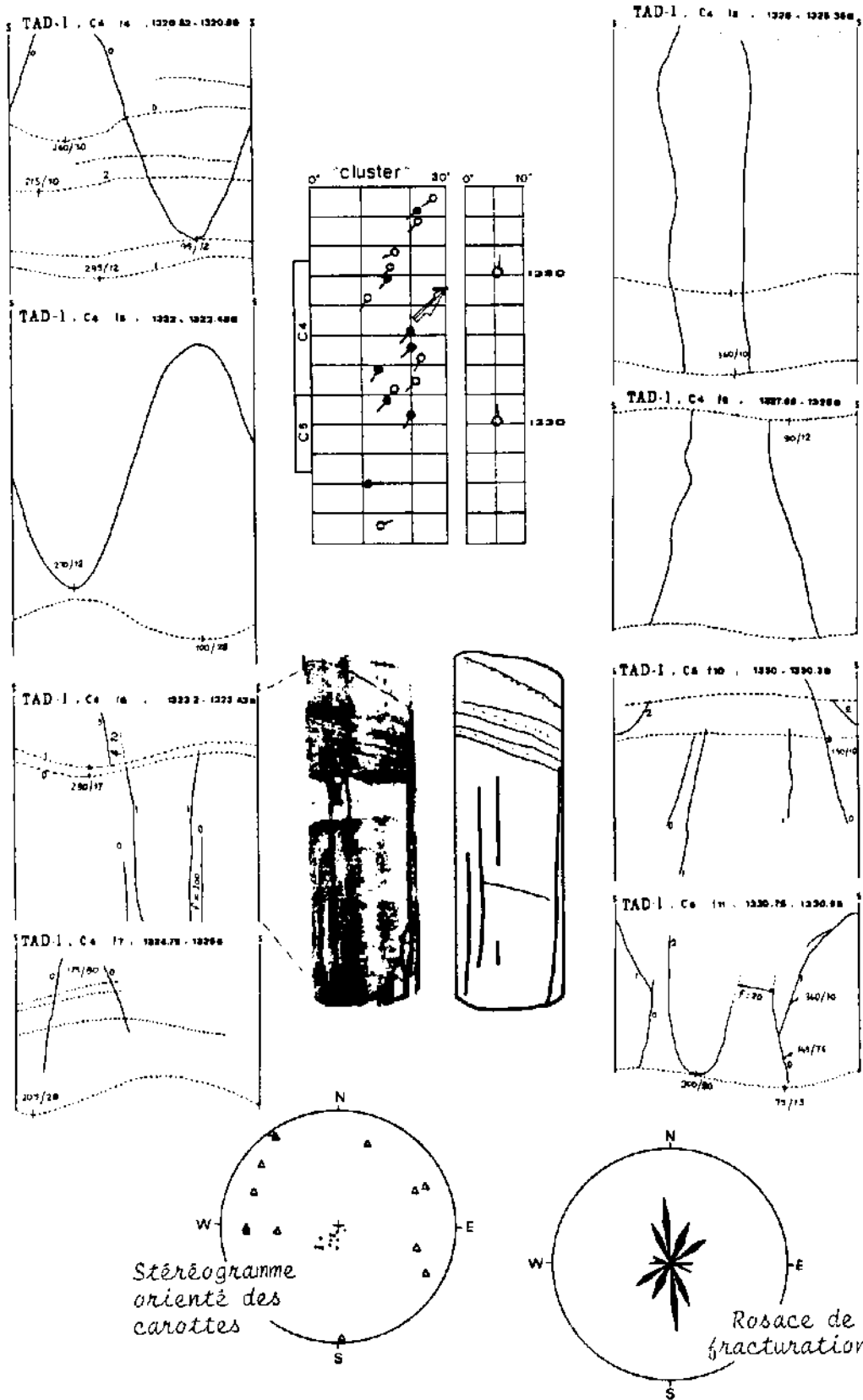


Fig.II.33,B-Sondage TAD-1:développé des carottes C4,C5 et leur orientation d'après la pendagemétrie.

Diamètre carotte=75mm

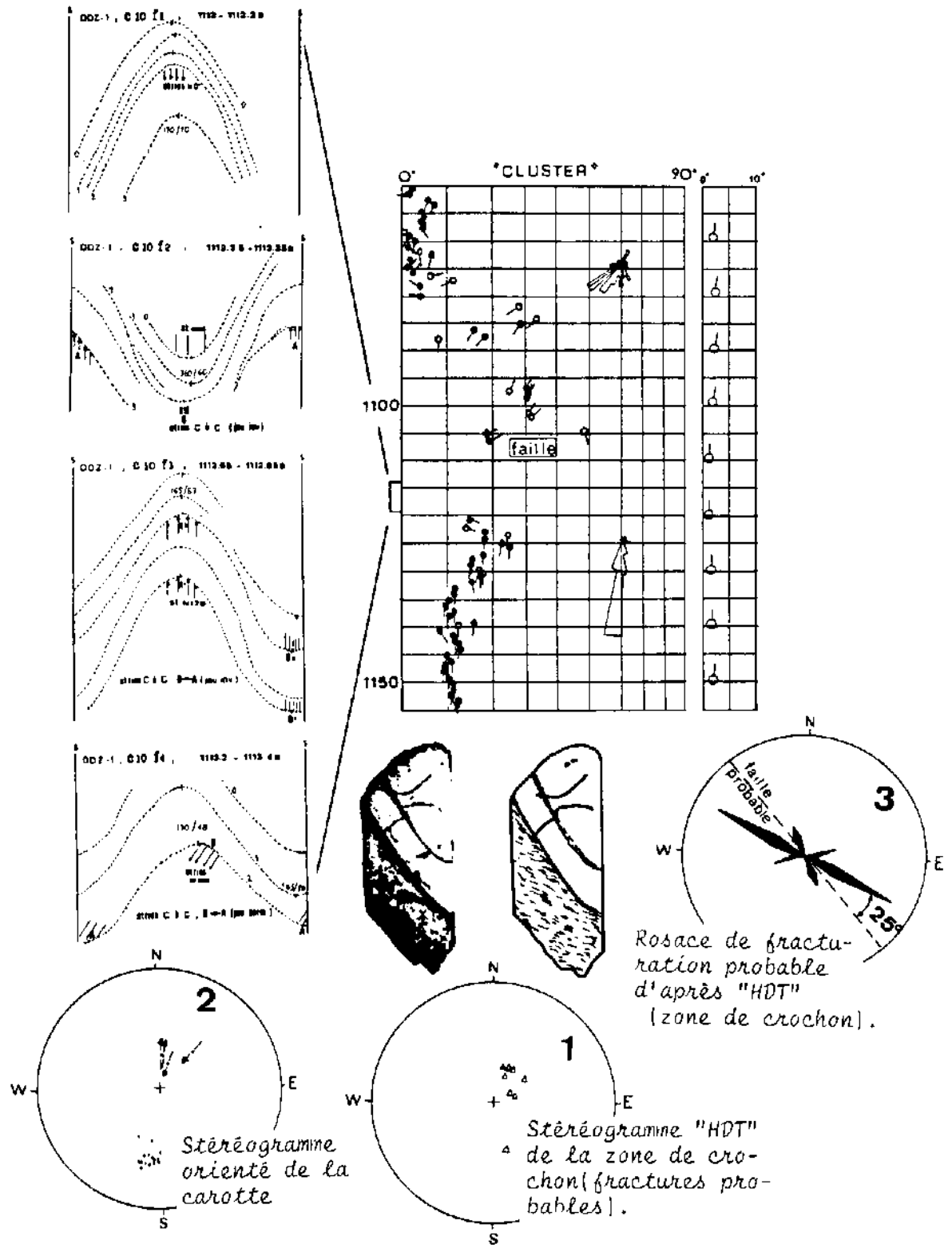


Fig.II.34-Sondage ODZ-1:développé de la carotte C10 et son orientation d'après la pendagemétrie.



La confrontation du stéréogramme 2 à la rosace de fracturation 3 permet de constater que ces stries font un angle d'environ  $90^\circ$  avec les fractures. Ceci suggère un mouvement essentiellement vertical.

Le système de fractures prédominant N115 est subdiagonal droit à la structure forée, orientée N92.

**Sondage SBAA-1:** carotte C10 (570.5-575.5m):Tournaisien.

Un seul fragment présentant trois fractures notées 0, 1 et 2 est examiné, mais aucun plan sédimentaire n'est visible. L'orientation de ces fractures est réalisée à l'aide du stéréogramme de pendagemétrie de la zone faillée où la carotte a été prélevée (fig.II.35, stéréo.1).

Les fractures 0 (N50,  $76^\circ$ SE) et 1 (N70,  $80^\circ$ SE) sont porteuses de stries de friction inverses dont le pitch, mesuré à l'aide d'un rapporteur ( $81^\circ$ SW), permet de définir les azimuts respectifs N04 et N30 et un plongement commun de  $75^\circ$ SW. Un tel plongement signifie que le mouvement inverse de la lèvre supérieure est essentiellement vertical: le déplacement est S-N (stéréo.2).

Ces deux fractures représenteraient un système N50-N70 faisant un angle d'environ  $50^\circ$  avec la faille affectant ce niveau (rosace 4). Ce système se marque nettement sur la rosace de fracturation établie à partir de la pendagemétrie (rosace 3).

La fracture 2 (N135,  $40^\circ$ NE), subperpendiculaire au système principal, pourrait appartenir au système secondaire discrètement manifesté sur la pendagemétrie.

La structure de SBAA-1 étant orientée N115, les deux systèmes de fractures lui sont respectivement diagonal gauche et diagonal droit.

**Sondage TEG-7:** carotte C8 (3005-3015.7m) et C9 (3015.7-3023.7m):Dévonien inférieur.

Les 12 fractures relevées définissent un système prédominant N160 de fréquence 30 à 50, longitudinal à la structure forée, orientée aussi N160, et un système secondaire N135 subdiagonal gauche à la même structure (fig.II.36).

**Sondage GHR-1:** carotte C1 (1348-1355.5m):Dévonien inférieur.

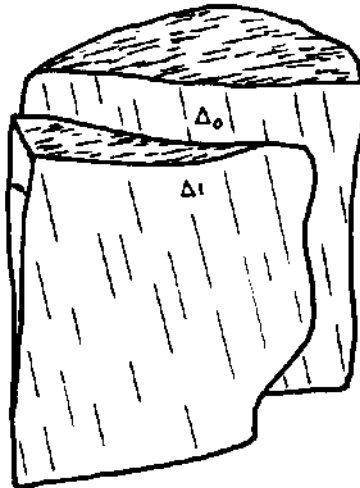
Sur cette carotte on détermine un réseau équivalent de fractures appartenant à deux systèmes principaux N05 et N135 de fréquence 16 à 40, et un système secondaire N105 (fig.II.37). Les systèmes prédominants sont respectivement transversal et diagonal droit à la structure forée qui est N105, de même direction que le système secondaire qui lui est donc longitudinal. Les fractures font un angle d'environ  $20^\circ$  à  $30^\circ$  avec la trace de la faille affectant le sondage, mais celle-ci se trouve à 450m plus bas que la zone carottée.

Deux fractures subhorizontales de pendages  $35^\circ$  et  $20^\circ$  (fragments C1f1 et C1f4) portent des stries de friction

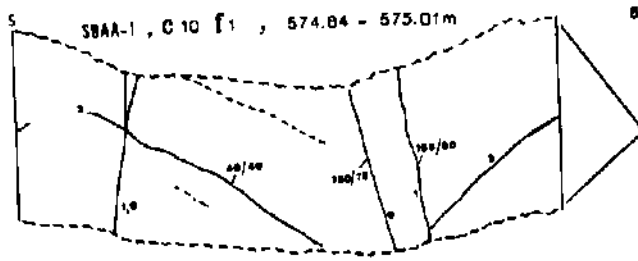
indiquant des jeux senestres inverses. Ces stries sont orientées N108,18°NW et N113,06°NW. Le faible plongement de ces stries souligne la prédominance de la composante de coulissement dont la direction moyenne serait approximativement N110 (voir stéréogramme), ce qui pourrait correspondre à un serrage E-W à NE-SW.



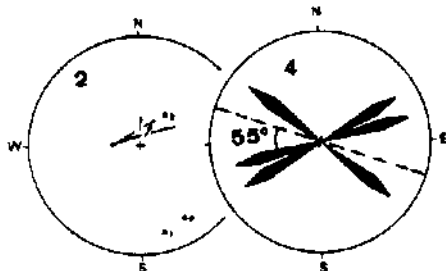
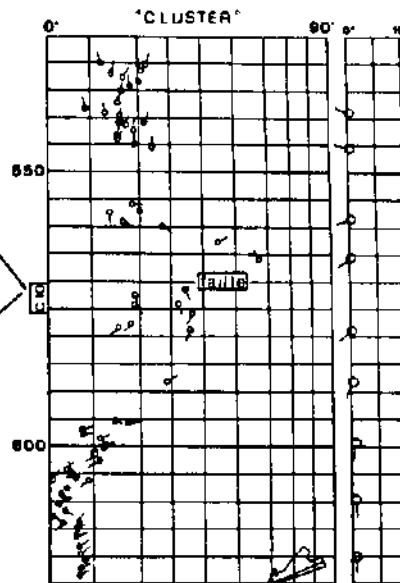
Plans de fracture striés



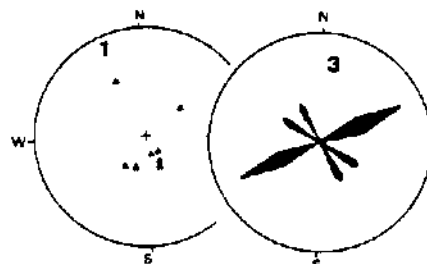
Diamètre carotte = 98.7mm



jeu inverse. Strie de friction. Pitch = 81° SW



Stereogramme de carotte et rosace de fracturation orientés par superposition sur stéréogramme "HDT".



Stereogramme de pendagenétrie et rosace des fractures probables dans la zone de crochon.

Fig.11.35-Sondage SBAA-1:développé de la carotte C10 et son orientation.

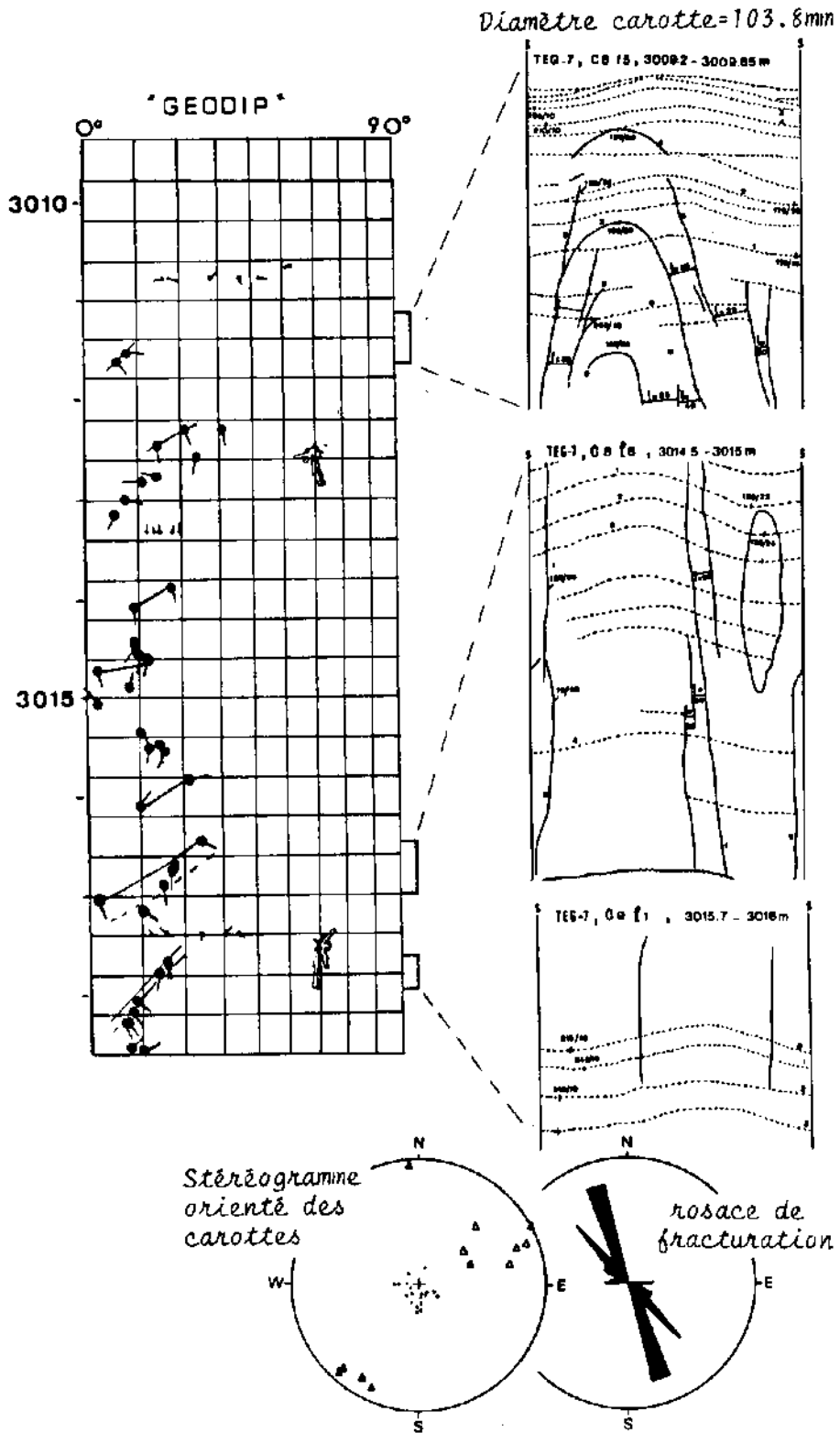


Fig.II.36-Sondage TEG-7:développé des carottes C9,C8 et leur orientation

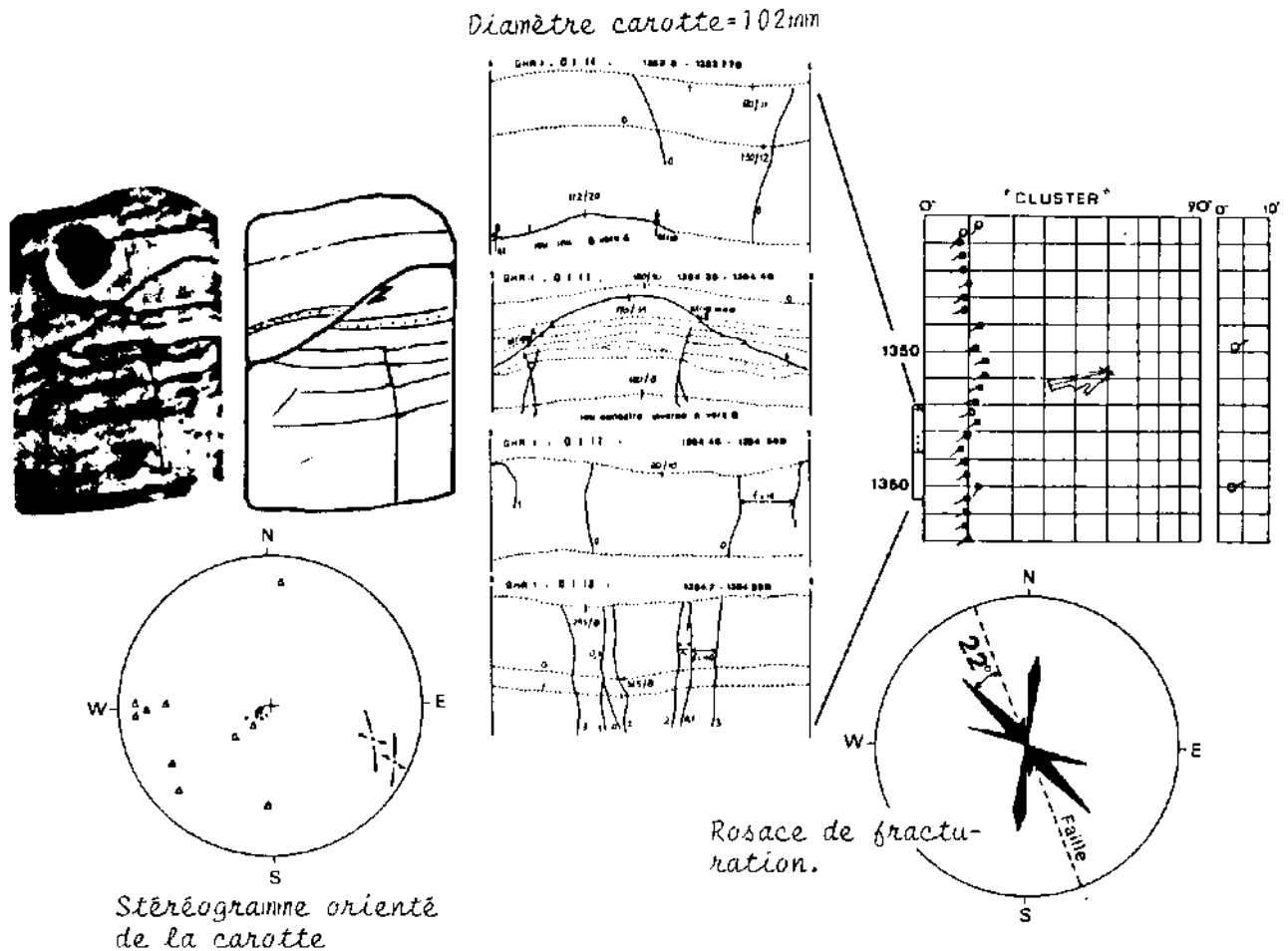


Fig.II.37-Sondage GHR-1:développé de la carotte C1 et son orientation

## 2.2. Analyse qualitative et interprétation des mesures

### 2.2.1. Taille et nature des fractures.

Dans leur majorité les fractures recoupent tous les feuillets sédimentaires visibles. Elles sont le plus souvent colmatées soit par la calcite (sondages KES-1, TAD-1), soit par la silice (sondage TEG-7). Une seule génération de minéraux remplit une fracture donnée: ce colmatage monominéral suppose que la fracture ne s'est ouverte qu'une seule fois; toutefois le même résultat pourrait être consécutif à de multiples réouvertures.

L'écartement des lèvres est une caractéristique fréquente (sondages TAD-1: C1f2 de la figure II.33A; KES-1: C1f1 de la figure II.32, etc.). Il est généralement accompagné d'une forte minéralisation de la fracture. Ceci est spécifique des fractures d'extension engendrées par un étirement perpendiculaire (ou oblique) au plan de fracturation: cela implique soit une phase distensive, soit une compression dirigée parallèlement au plan de la fracture. Ainsi, la fracture recoupant longitudinalement le

fragment C1f1 du sondage KES-1 (fig.II.32), orientée N130, est affectée par une forte minéralisation calcique témoignant d'une extension importante, de direction hypothétique N40 à mettre en relation soit avec une distension N40, soit avec une compression N130. Toutefois, ce type de fracturation pourrait correspondre aussi à la flexion au cours du plissement contemporain du serrage NE-SW.

Les fractures jointives sont moins développées et sont généralement affectées de jeux inverses (C1f1 et C1f4, fig.II.37 et II.33A).

### 2.2.2. Pendage des fractures

Les histogrammes de la figure II.38 illustrent le caractère subvertical de la majorité des fractures inventoriées. Les surfaces subhorizontales striées (sondage GHR-1), minéralisées (sondage SBAA-1) et les microfailles (sondage TAD-1), en rapport avec les jeux inverses, sont peu fréquentes.

### 2.2.3. Distribution des fractures. Caractéristiques du réseau de fracturation

En général, on détermine un ou deux systèmes principaux dans les sondages situés en zones peu tectonisées ou à tectonique monophasée (système parallèle, prédominant, ou équivalent). Le sondage TAD-1, situé sur la voûte d'Azzene, est caractérisé par un réseau de fractures relativement complexe sur les deux niveaux examinés (704-722m et 1320-1334m): 06 systèmes, dont 03 prédominants, déterminent un réseau équivalent et un système secondaire pour le niveau supérieur (Dévonien inférieur) et un système principal plus un réseau équivalent constitué par deux systèmes secondaires, pour le niveau inférieur (Ordovicien).

Le sondage KES-1, situé lui aussi sur la même voûte et non loin de TAD-1, présente pourtant un réseau de fractures beaucoup moins complexe. Ceci pourrait relever d'une explication d'ordre statistique, car à KES-1 seulement 09 fractures ont été recensées contre 46 à TAD-1. Par ailleurs, il ne s'agit pas toujours de la même formation.

La complexité relative du réseau de fracturation affectant la structure de TAD-1 (fig.II.39) reflète la tectonique polyphasée de la voûte d'Azzene, dont celle de blocs. Dans les autres puits, les systèmes sont en majorité NW-SE (fig.II.39).

Une des caractéristiques qui semble se dégager de cette analyse est la succession en profondeur de systèmes différents: une tranche de carotte donnée n'est affectée que par un seul système (fig.II.40). Les systèmes pourraient être de type intraformationnel, s'estompant les uns sur les autres ou sur les plans de stratification. Ceci reste toutefois une hypothèse car l'état des carottes examinées n'a pas permis une vérification sur place.

L'organisation de la fracturation par rapport aux failles et aux directions axiales des plis (fig.II.41) et l'orthogonalité "fractures-strates" prouvent qu'en majorité les fractures sont contemporaines de la genèse des structures anticlinales: le système prédominant étant généralement sublongitudinal. Néanmoins, la structure de GHR-1 est affectée par un système transversal.

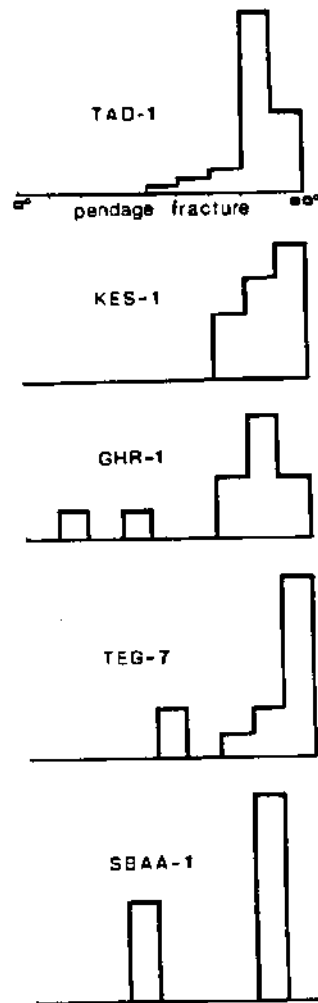


Fig.II.38-Histogrammes des pendages des fractures dans chaque sondage.

Par ailleurs, on peut constater que les failles analysées d'après la pendagemétrie sont bissectrices des angles aigus formés par les systèmes associés (fig.II.39): ces angles varient entre 40 et 70°.

Le traitement statistique des angles entre les fractures fait ressortir des histogrammes indiquant une prédominance des petits angles (10 à 30°) dans tous les sondages, excepté SBAA-1, dont l'histogramme est statistiquement très peu représentatif avec seulement trois fractures mesurées (fig.II.42,A). L'histogramme global montre que le réseau de fracturation est constitué d'un système prédominant et de plusieurs systèmes secondaires dont la fréquence diminue à mesure qu'ils deviennent subperpendiculaires au système principal. Schématiquement, le milieu peut être considéré comme affecté par un réseau simple de fractures constitué de deux systèmes formant entre eux un angle moyen de 20°. Cette considération ne vaut évidemment que pour les plis à tectonique régionale, éloignés de la zone influencée par la tectonique de blocs.

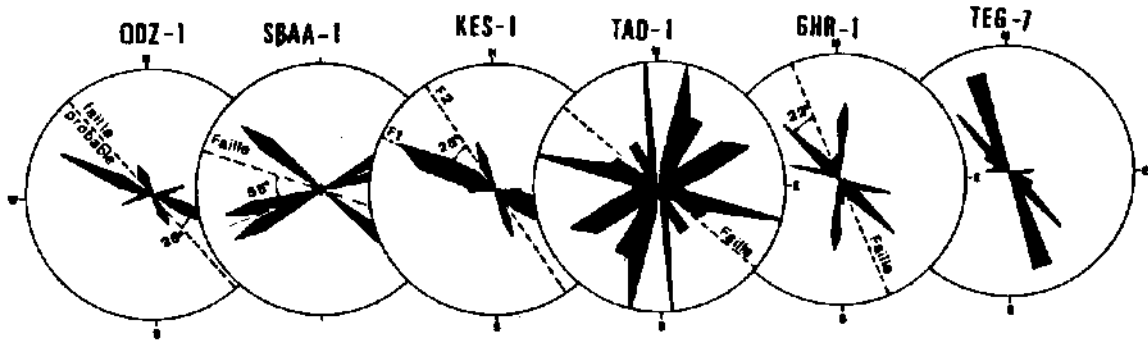


Fig.II.39-Comparaison des rosaces de distribution des fractures relevées dans les différents sondages.

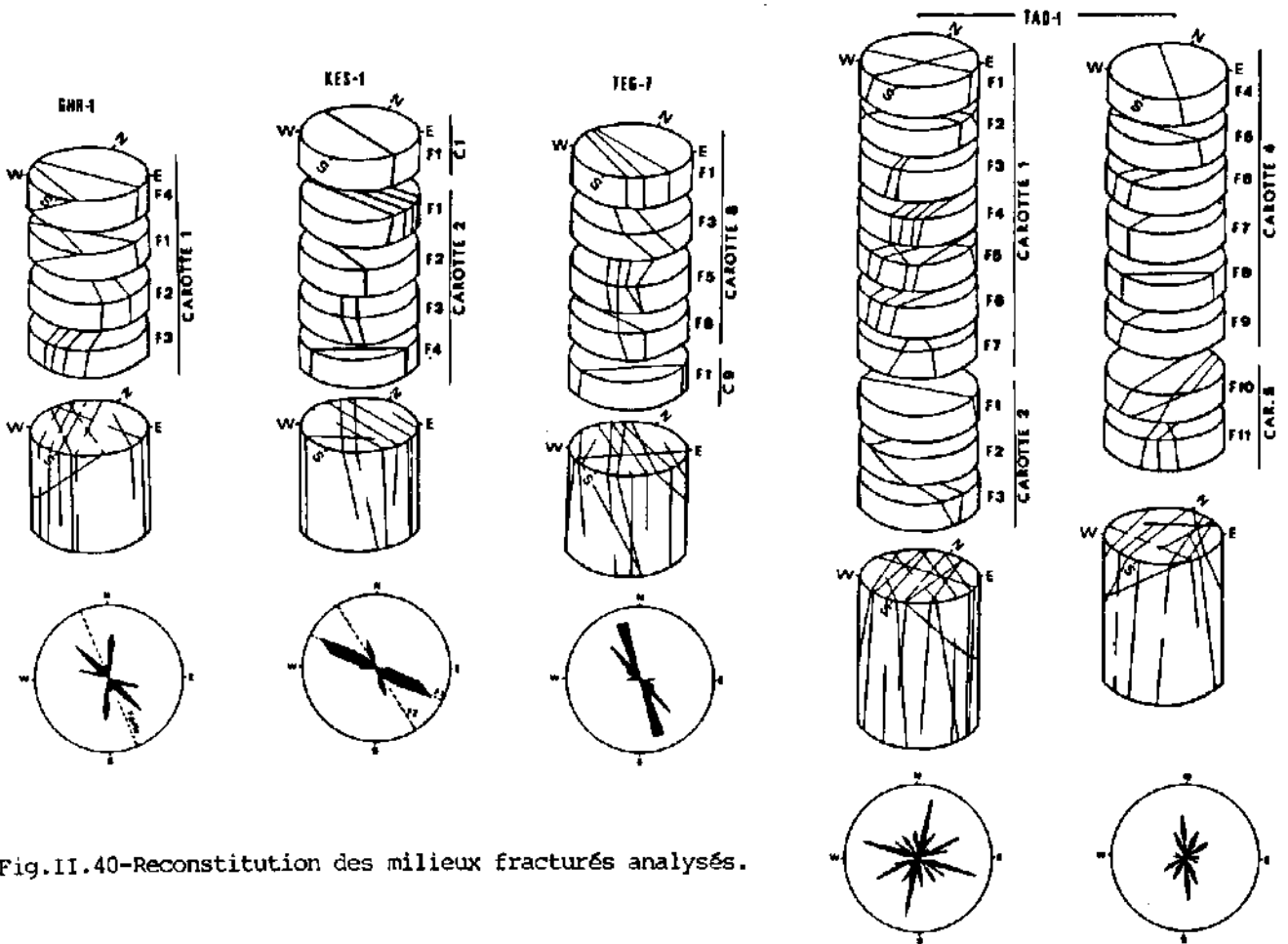


Fig.II.40-Reconstitution des milieux fracturés analysés.

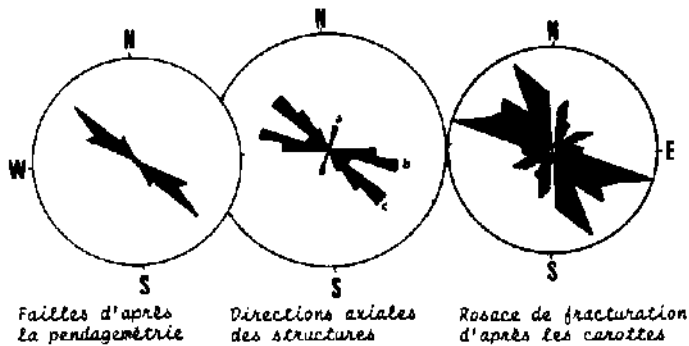


Fig.II.41-Disposition des systèmes de fractures par rapport aux directions axiales des structures et des failles associées.

Les lignes d'intersection des fractures sont le plus souvent subhorizontales (fig.II.42,B). De nombreux indices de jeux verticaux sont en effet fournis par les carottes. Cependant, en ce qui concerne les intersections subverticales (qui seraient significatives des mouvements horizontaux), seules les carottes du sondage GHR-1 ont montré un jeu à composante principale de coulissement. Cette composante est mise en évidence sur le plan cannelé de la fracture à jeu senestre inverse (fig.II.37).

L'histogramme du sondage TAD-1 montre que les indices de déplacements horizontaux seraient aussi nombreux que ceux de déplacements verticaux, mais sur les carottes de ce sondage seul un jeu inverse apparent sur le fragment C2f2 est visible (fig.II.33,A). Toutefois les possibilités de coulissement restent défendables:

- puisque ce fragment ne s'est pas fendu suivant la fracture, rien ne prouve l'inexistence d'une composante latérale sur cette surface, restée cachée;

- il est permis de supposer que les fractures ne montrant pas de rejets inverses (elles sont nombreuses) sur la surface extérieure de la carotte peuvent cacher des indices de jeux latéraux sur le plan de fracturation, resté lui aussi caché (il s'agirait dans ce cas des jeux latéraux à composante verticale insignifiante);

- le réseau de failles polydirectionnel affectant la région de TAD-1 serait propice à l'incitation des déplacements horizontaux sous un régime compressif donné.

les résultats de l'analyse microtectonique des forages concordent avec les caractères structuraux majeurs du bassin ou du moins ne les contredisent pas malgré le peu de carottes examinées. Nous verrons par la suite que la direction majeure des fractures est aussi en parfaite harmonie avec le mode d'ovalisation des trous de forage dans les zones accidentées.

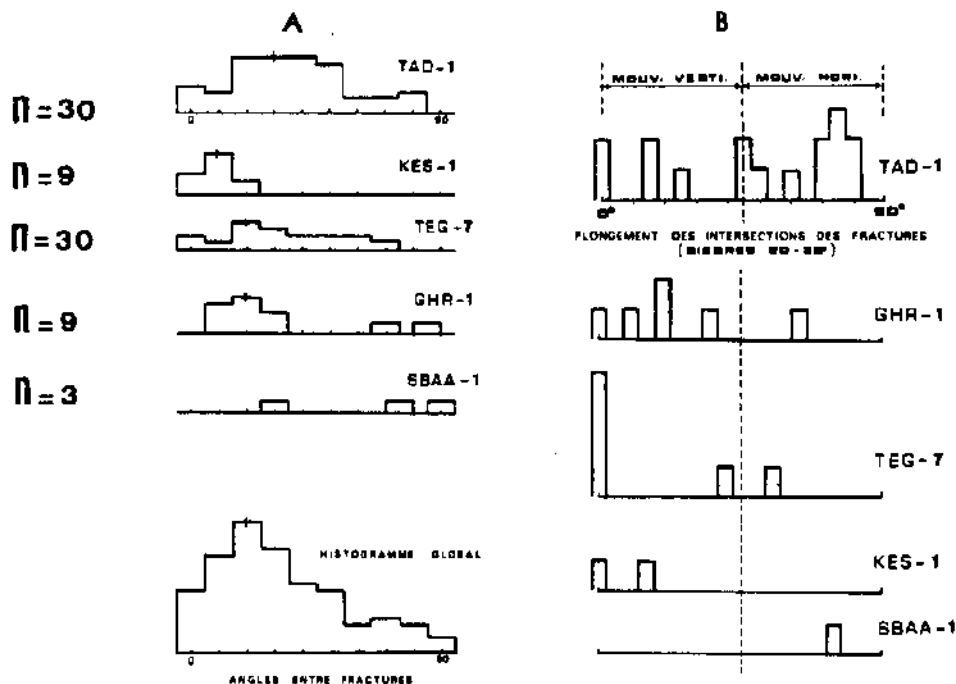


Fig.II.42-Histogrammes des angles entre les fractures(A) et du plongement de leurs intersections(B).



### 3. LA FRACTURATION COMME CAUSE DE L'OVALISATION DES TROUS DE FORAGE

Il nous a paru utile de développer ce sujet, non qu'il soit plus important mais parce qu'au stade actuel des recherches sur l'ovalisation naturelle des trous de forage certains points font encore l'objet d'expérimentations ou de controverses. Il convient dès lors de prendre en compte tous les facteurs susceptibles de nuire à la crédibilité des résultats.

#### 3.1. Analyse de l'ovalisation des sondages

Dans ce travail l'examen de la géométrie des trous de forage est effectué à partir des diagraphies du HDT et/ou du BGT. Le SHDT est très peu disponible sur les forages étudiés. Le métrage total des enregistrements est d'environ 40.000m. Il couvre toutes les formations paléozoïques.

##### 3.1.1. Les procédés d'analyse

Les diagraphies sont traitées manuellement. Le pas de mesure est très irrégulier: il dépend de la hauteur échantillonnée. Celle-ci est dictée par des critères d'homogénéité des intervalles (fig.II.43):

- homogénéité lithologique: un intervalle est homogène par sa lithologie et non par l'allure des courbes (A);
- homogénéité géométrique: elle est définie par la valeur de l'écart entre les deux diamètres (B);

Fréquemment, l'homogénéité géométrique implique une constance lithologique.

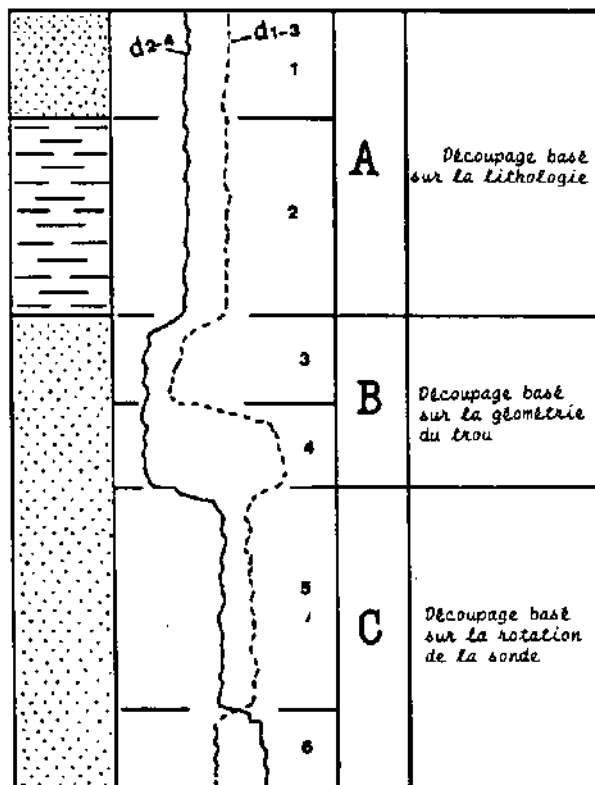


Fig.II.43-Schéma illustrant les critères d'échantillonnage en bancs homogènes.

- Homogénéité "technique": le découpage peut être effectué d'après l'inversion des courbes des diamètres (C).
- Deux zones séparées par un accident sont analysées séparément;
- une section est supposée ovalisée quand l'écart entre les diamètres est supérieur à 1 pouce (environ 2.54cm).

### 3.1.2. Les facteurs pris en compte dans l'examen de la déformation significative des trous de forage

#### 3.1.2.1. Les conditions du trou

##### A. La boue

Dans tous les forages la boue est bentonitique. Les paramètres physico-chimiques moyens sont:

- densité = 1.13 - 1.40 g/cm<sup>3</sup>;
- viscosité = 50 - 70 secondes;
- eau libre = 2 - 3 ml;
- P.H = 9 - 10.

Les valeurs du PH sont celles d'une boue très peu contaminée en général. L'action érosive de la boue ne semble être favorisée que lorsque le PH est supérieur à 10 (J. BLUMBERG, 1968).

##### B. Le mud-cake

A cause du faible filtrat (eau libre) le dépôt de boue sur les parois du trou est insignifiant. C'est probablement la raison pour laquelle le "mud-cake" est extrêmement rare voire absent dans les forages du bassin de Timimoun.

Dans les formations argileuses l'absorption de l'eau libre reste donc insuffisante pour pouvoir engendrer la désagrégation des parois. Il y a donc peu de réduction du diamètre du trou et peu de risques d'éboulements (cavages) liés au "mud-cake".

##### C. Les patins flottants

L'excentrage de l'outil dans le trou se traduit souvent par un patin flottant. Le diamètre mesuré est faible et inférieur à celui du trépan. Ce phénomène, mieux exprimé dans les sondages assez déviés, n'a été rencontré que dans quelques forages du bassin. Le patin flottant se révèle par une courbe de résistivité sans relief (résistivité de la boue). Il est donc aisé de reconnaître ces "fausses" ovalisations.

#### 3.1.2.2. Les conditions géologiques

##### A. Le pendage structural. Déviation du sondage

Le pendage structural exerce une grande influence sur la déviation naturelle du sondage ainsi que sur son azimuth. Dans tous les forages l'outil a toujours tendance à s'orienter normalement aux plans de stratification. Ainsi, c'est dans les cas de forts pendages structuraux qu'il faut s'attendre à d'importantes déviations du sondage. Néanmoins, celles-ci semblent se stabiliser à 10-15° dès que le pendage atteint 40° (fig. II.44). L'azimut de la déviation est de sens opposé à celui du pendage structural

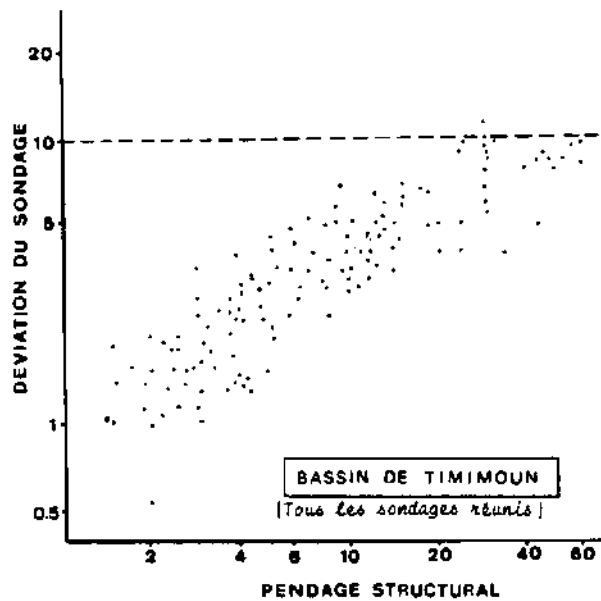


Fig.II.44-Relation (lissée) montrant l'influence du pendage structural sur la déviation des sondages.

(fig.II.45). Les ovalisations liées à la déviation sont de même direction que celle-ci. L'analyse statistique montre toutefois que les déviations inférieures à  $3^\circ$  n'engendrent pas de "trou de serrure" (fig.II.46). Si une ovalisation existe, sa direction n'est pas forcément celle de la déviation (fig.II.47).

### B. Le réseau de fracturation préexistant

L'arrêt brusque et momentané de la rotation de la sonde sur certains intervalles ovalisés suggère un blocage des patins dans les rainures de fractures:

- faible épaisseur des intervalles (quelques mètres à dizaines de mètres);
- forages situés dans les zones accidentées;
- l'orientation N120-N175 de ces élongations (fig.II.48) correspond approximativement à la direction générale des fractures relevées sur carottes et orientées par la pendagemétrie (fig.II.49). Cette direction est aussi celle des failles sur la pendagemétrie.

### 3.2. Les ovalisations d'origine tectonique

#### 3.2.1. Critères de reconnaissance

##### 3.2.1.1. Elimination des déformations non tectoniques

A l'exception des "trous de serrure" et des fractures dont les ovalisations sont reconnues et éliminées respectivement d'après la déviation du sondage et l'attitude du réseau de fracturation, les autres déformations accidentelles du trou de forage sont très peu réglées. On les reconnaît à certaines caractéristiques:

- elles affectent des tranches verticales très limitées;

- montrent des élongations d'azimut variable;
- présentent une faible ellipticité;etc.

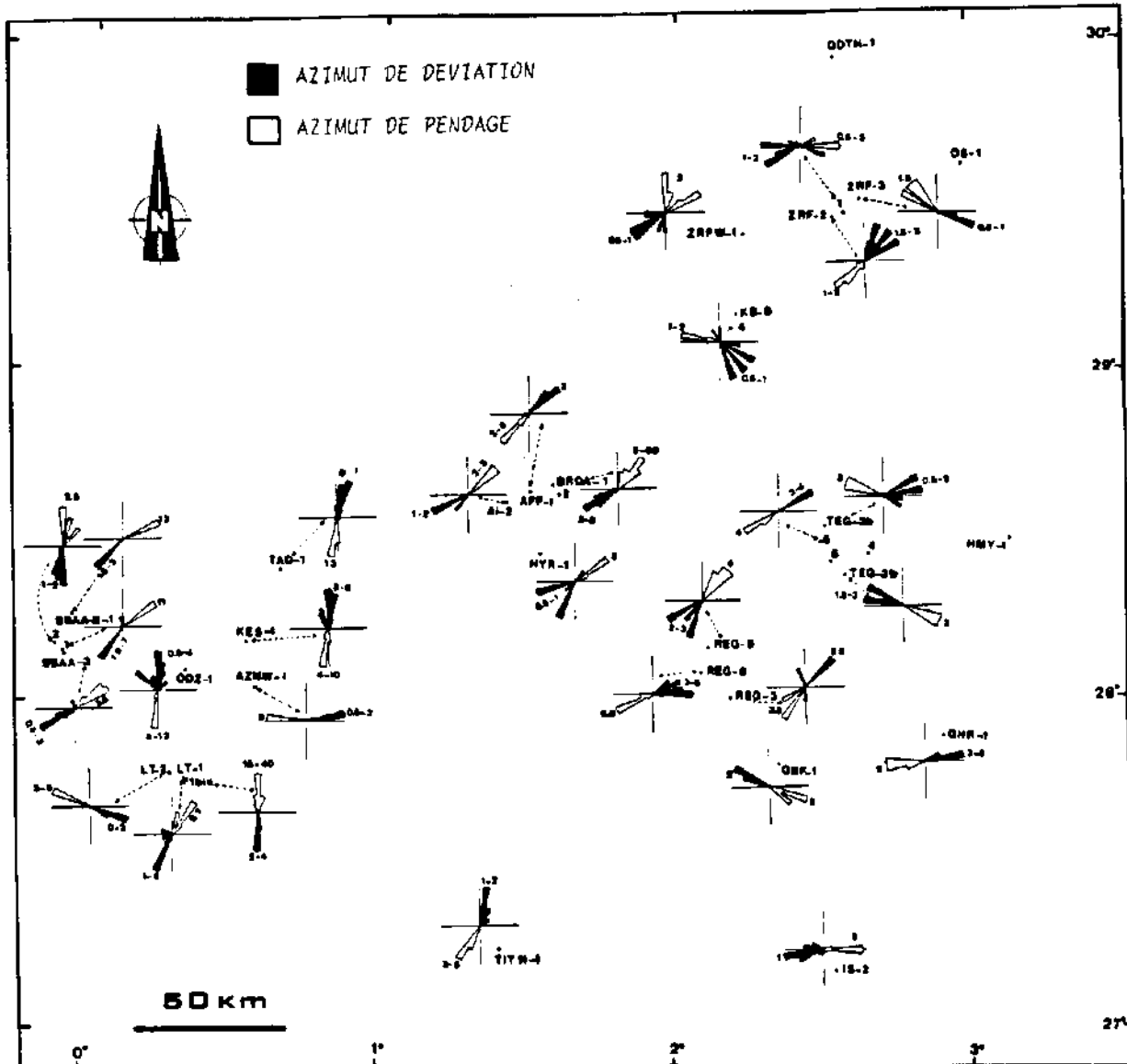


Fig.II.45-Confrontation des azimuts de déviation des sondages à ceux du pendage structural.

### 3.2.1.2. Choix des ovalisations significatives

Il est fondé sur la cohérence d'un certain nombre de critères dont aucun pris individuellement n'est forcément spécifique d'une ovalisation d'origine tectonique. Cette dernière est recherchée particulièrement dans les zones:

- à comportement ductile (argiles sous-compactées notamment);
- lithologiquement homogènes.

On reconnaît ce type d'ovalisation par l'importance de la hauteur affectée sans rotation de l'outil et on le confirme par :

- la tectonique calme du terrain foré;
- la faible déviation du sondage;
- une direction préférentielle du grand axe du trou de forage;
- une grande ellipticité.

Les ovalisations répondant à ces critères sont très nombreuses (environ 78% des mesures effectuées) et sont orientées N45-N55 (fig.II.50). Compte tenu des critères de sélection, ceci correspondrait à une contrainte horizontale actuelle majeure de direction N135-N145.

**Remarque:** la direction de ces ovalisations coïncide sensiblement avec celle de certaines déviations des sondages. Etant donné que les structures forcées sont orientées NW-SE, les déviations ne peuvent se faire que vers le SW ou le NE. L'ovalisation N45-N55 persiste même dans les sondages non déviés ou quand l'azimut de la déviation est quelconque (fig.II.46). Cette coïncidence, imposée par la direction axiale des plis, n'est donc que fortuite.

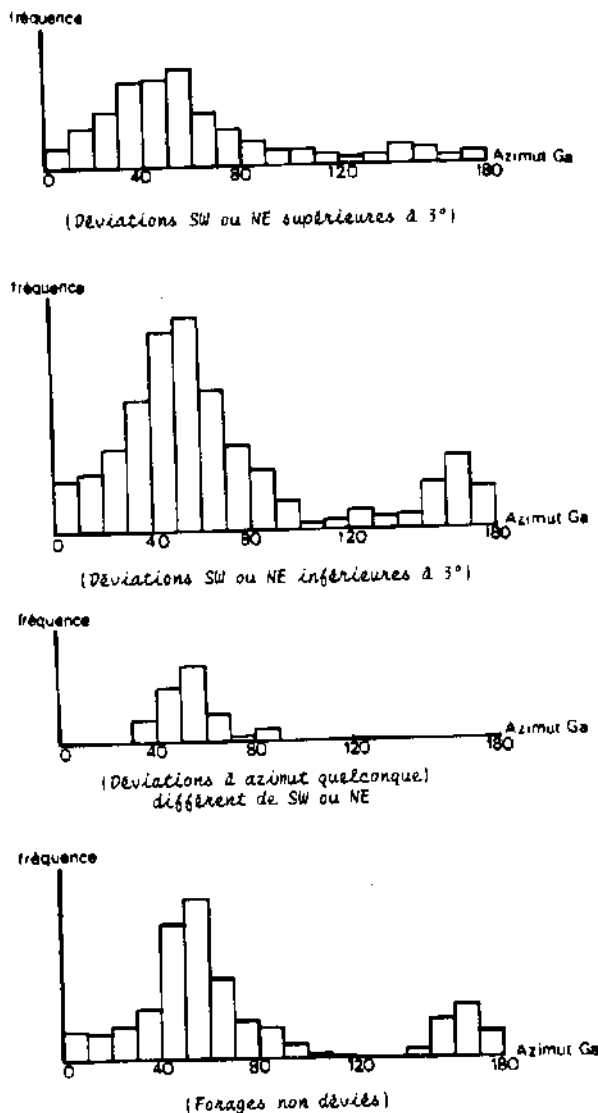


Fig.II.46-Histogrammes montrant la persistance de la direction N45-N55 du grand diamètre du trou(Ga) dans différents cas de déviation des sondages.

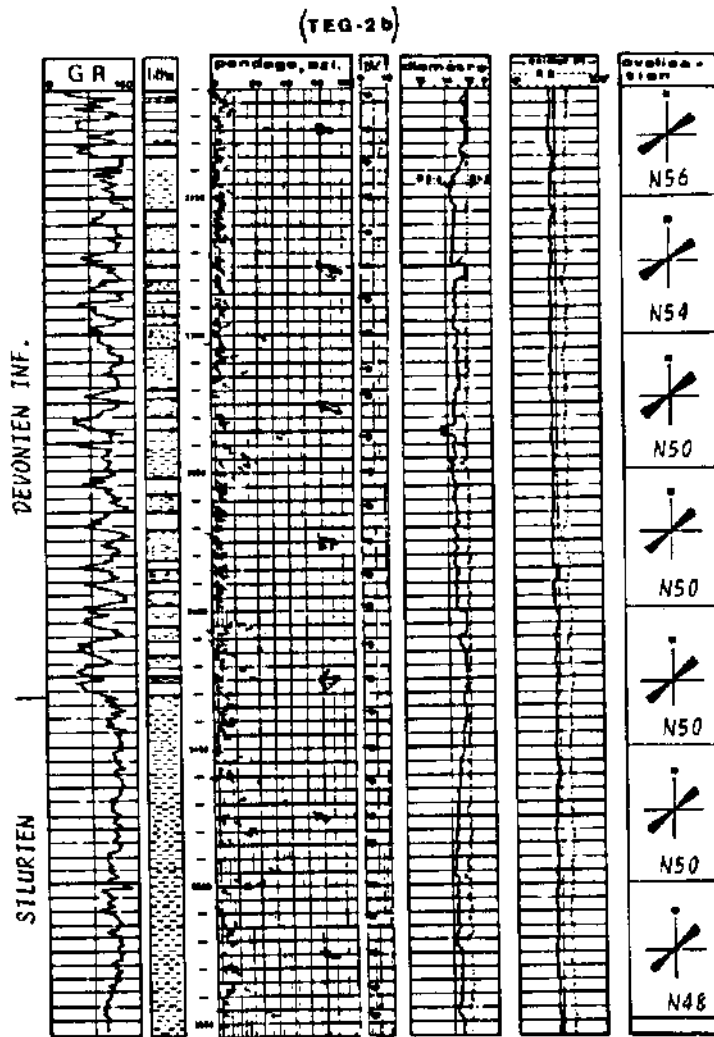


Fig.II.47-Ovalisation uniforme du trou sur plus de 350m. L'absence de rotation de l'outil et le caractère indépendant de l'azimut d'ovalisation vis-à-vis de la déviation du forage ( $3^{\circ}W$ ) suggèrent une rupture de parois par écaillage.

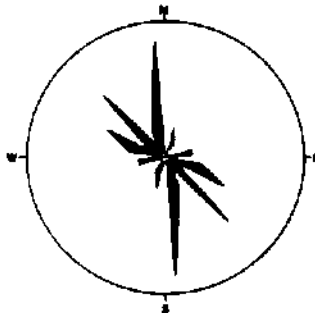
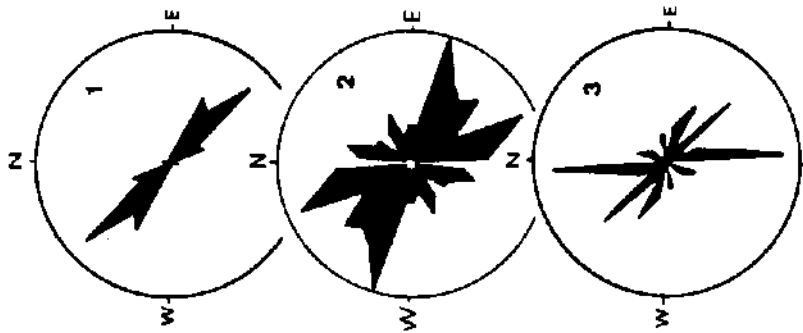
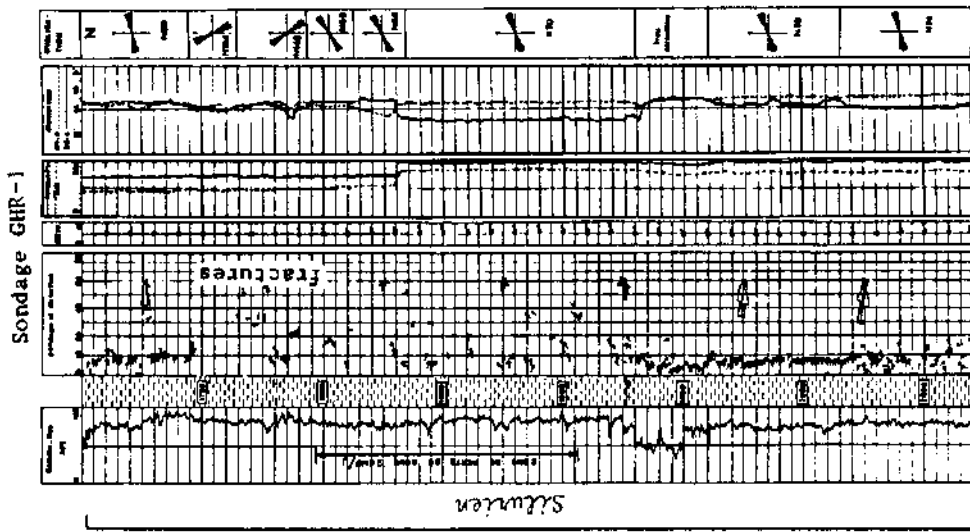
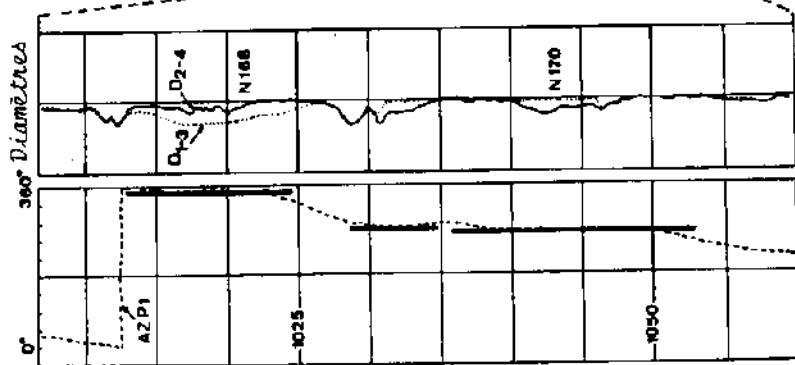
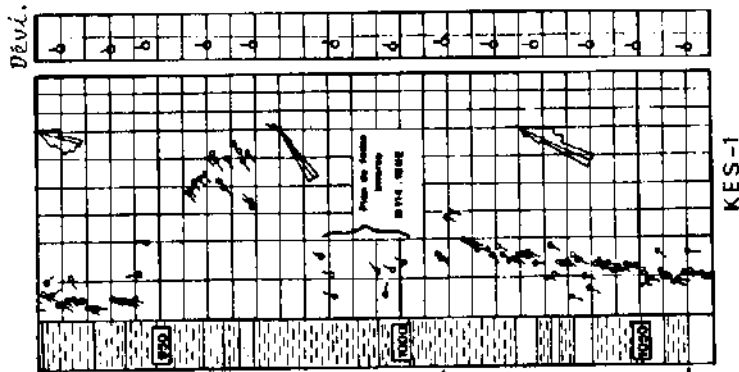


Fig.II.48-Rosace d'ovalisation des trous de forage dans les zones fracturées.



1. Rosace des failles.
2. Rosace des fracturations.
3. Rosace d'élongation des trous dans les zones fracturées.



Blocage des patins dans les zones susceptibles d'être fracturées (près des failles)

AZ.P1-azimut du patin N°1

Changement momentané de l'azimut d'ovalisation dans les zones à fracturation ouverte (perte de boue).

Fig.II.49-Influence des fractures sur la direction de l'élongation du trou.

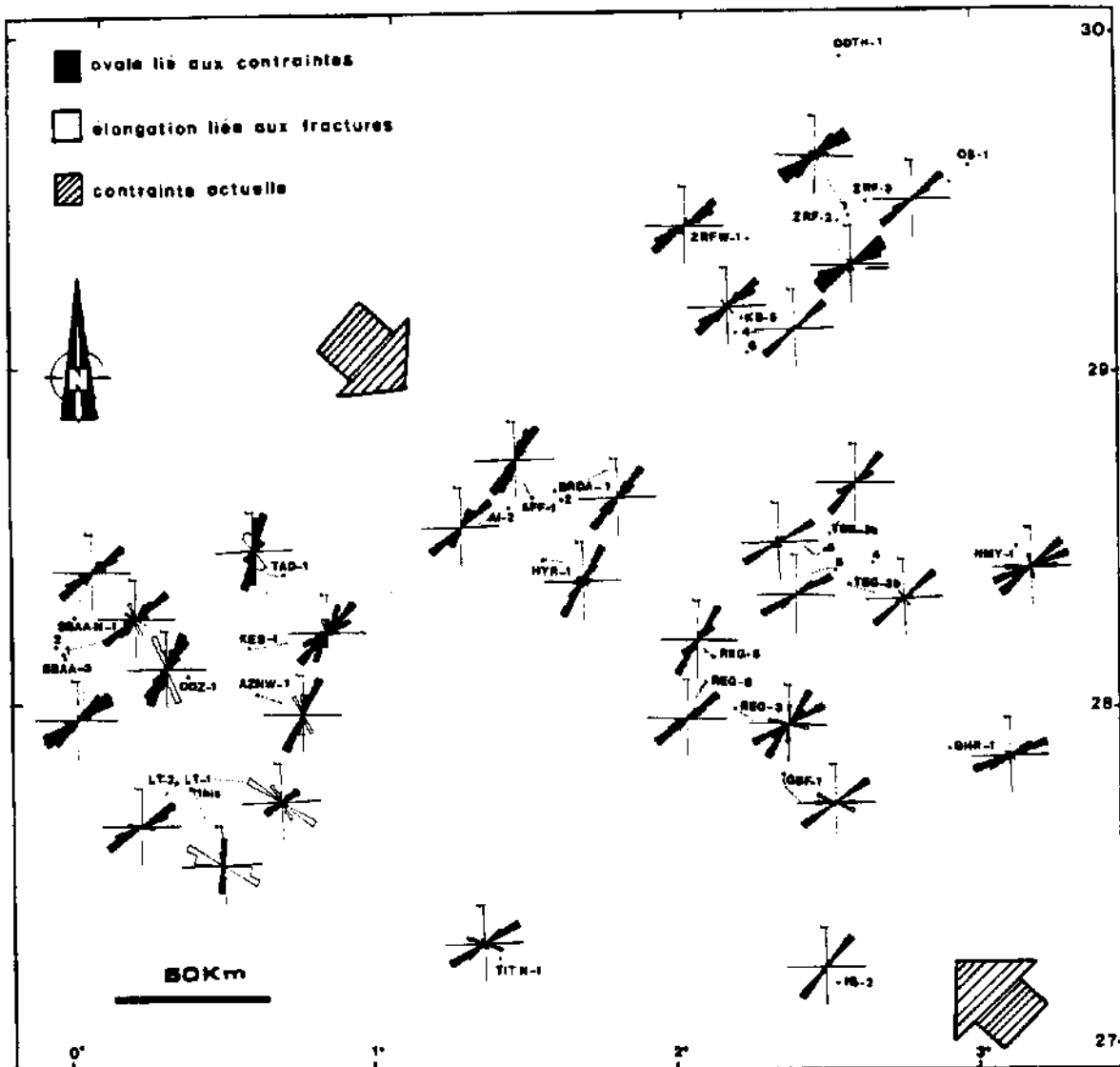


Fig.II.50-Rosaces d'ovalisation d'origine tectonique des sondages du bassin.

### 3.2.2. Les caractères de l'ovalisation

#### 3.2.2.1. Lithologie

La direction N45-N55 des ovalisations est valable aussi bien pour les grès que pour les argiles (fig.II.51, A, B). Néanmoins, on peut aisément constater sur les histogrammes que:

- l'ovalisation des argiles est plus fréquente;
- leur ellipticité (Pa/Ga) est plus prononcée: le grand axe (Ga) peut être 2 à 3 fois supérieur au petit (Pa) (contre seulement 1.5 dans les grès).

Dans les deux lithologies les grandes ellipticités s'orientent N45-N55.

#### 3.2.2.2. Dimensions

##### A. A la verticale

Les déformations significatives du trou de forage se développent de manière uniforme et continue sur des intervalles



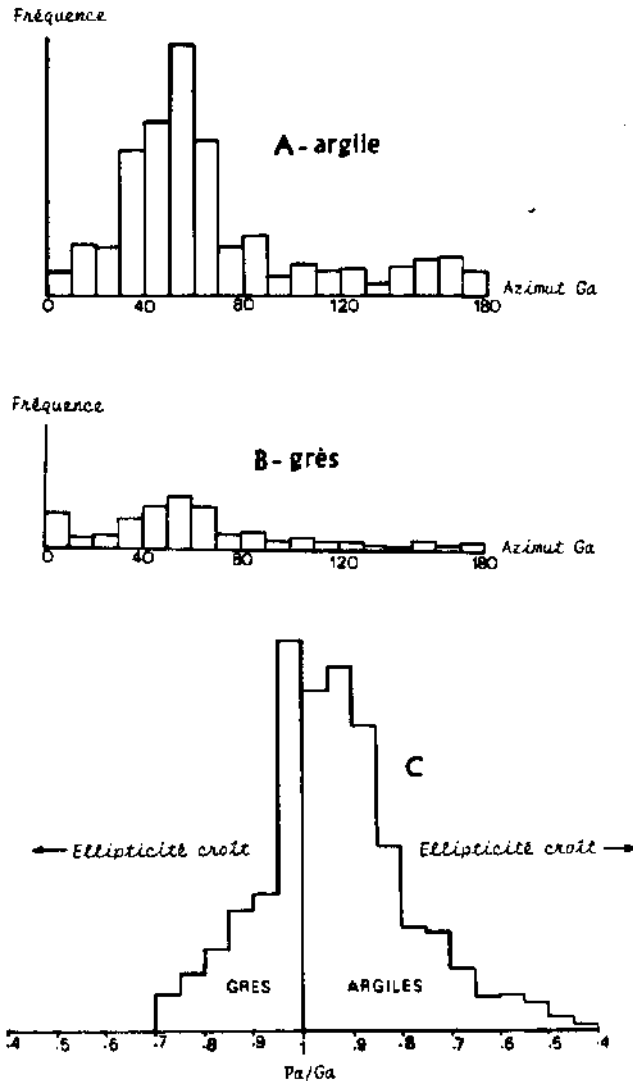


Fig.II.51-Distribution des azimuts d'ovalisation et ellipticité des trous en fonction de la lithologie.  
 L'élongation N45-N55 est valable pour les deux lithologies (A,B) mais les trous sont plus elliptiques dans les argiles (C).

qui peuvent avoir jusqu'à quelques centaines de mètres d'épaisseur (fig.II.52,B), voire près de 1000m dans certains sondages (TEG-6...). C'est dans les argiles que les hauteurs ovalisées sont les plus importantes, mais ceci semble être dû au fait que les épisodes gréseux sont moins épais et moins homogènes.

### B. A l'horizontale

L'ampleur de la déformation est appréciée par les taux d'élongation et de rétrécissement de la section du trou de forage, exprimés respectivement par le rapport du grand axe (Ga) et du petit axe (Pa), de l'ellipse de déformation, au diamètre initial du forage (Df). C'est encore dans les argiles que les ovalisations sont les plus profondes (fig.II.53,A). Le grand axe est 2 à 3.5 fois supérieur au diamètre de forage (Df).

Ces valeurs, bien que peu fréquentes, n'en sont pas moins intéressantes. Elles correspondent à d'importantes tranches verticales très peu échantillonnées en raison de leur homogénéité lithologique et géométrique.

Dans les grès le petit axe du trou dépasse toujours le diamètre de forage (Df), tandis qu'il peut lui être inférieur dans les argiles sous-compactées (fig.II.53,B).

### 3.2.2.3. Variations de l'attitude des ovalisations

#### A. Variation verticale

On rencontre très peu de changements dans l'orientation des ovales "tectoniques" en fonction de la profondeur. De légères modifications sont toutefois enregistrées à l'approche des failles recoupant le trou de forage: l'ovalisation prend momentanément une direction qui pourrait être celle des fractures ouvertes affectant ce dernier (fig.II.49). Néanmoins, l'ovalisation tectonique semble avoir tendance à masquer celle en rapport avec les fractures, particulièrement quand celles-ci sont colmatées. Les figures II.54 et II.55 présentent des exemples significatifs.

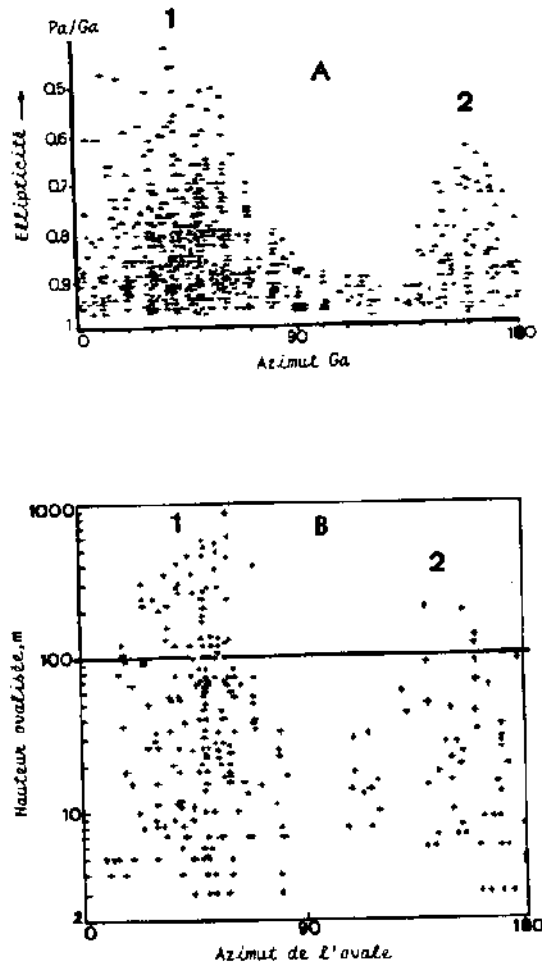


Fig.II.52-Orientation des grands diamètres des trous selon l'ellipticité et la hauteur affectée.

Les plus grandes ellipticités s'orientent N45-N55 (A) et affectent des intervalles pouvant avoir jusqu'à 1000m d'épaisseur (B).

- 1.-Ovalisations d'origine tectonique.
- 2.-Ovalisations liées aux fractures et/ou réorientations locales à proximité des failles majeures obliques à la contrainte tectonique actuelle.

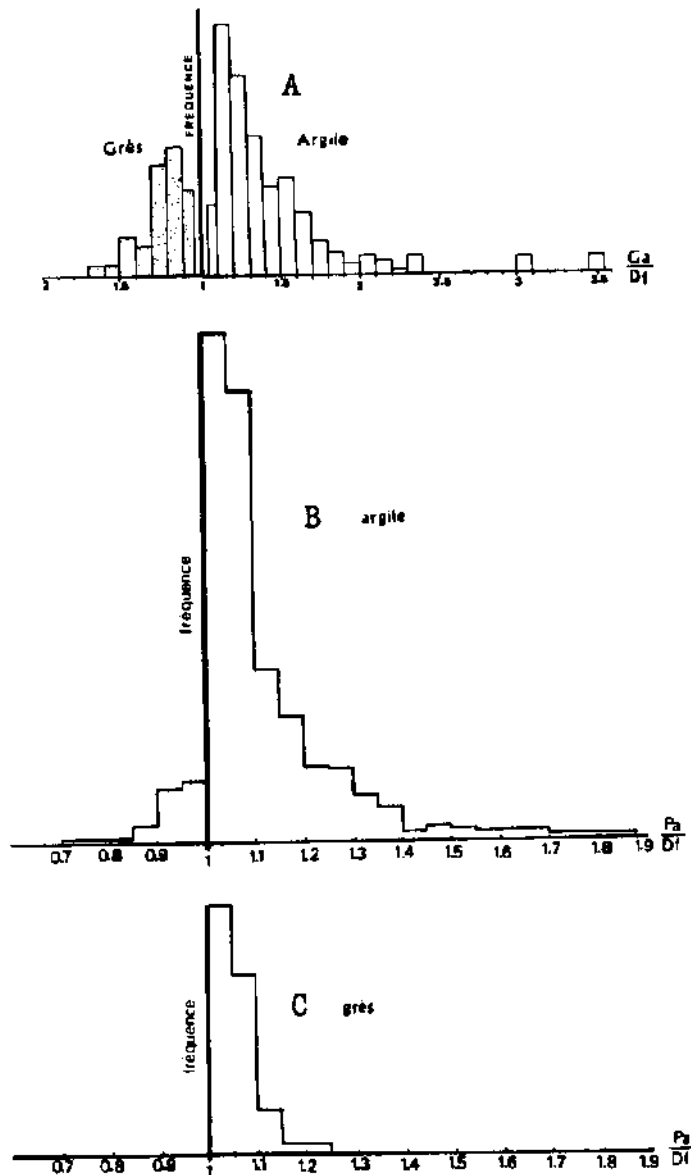


Fig.II.53-Ampleur de l'ovalisation du trou selon la lithologie.  
 - Les argiles s'ovalisent plus profondément que les grès (A);  
 - Le petit diamètre (Pa) dans les grès est toujours supérieur à celui (Df) du forage (C);  
 - dans les argiles ductiles le petit axe (Pa) peut être inférieur à Df (B).

## B. Variation latérale

Il semble que l'azimut d'ovalisation du trou de forage est plus ou moins influencé par la proximité des grands accidents:  
 - si la faille est oblique à la contrainte maximale régionale (cas de quelques failles sublatitudinales dans l'Ouest), celle-ci en tendant à s'orienter parallèlement à la trace de l'accident engendrera des ovalisations perpendiculaires à celui-ci, ce qui expliquerait la présence d'élongations du trou de forage à tendance N-S dans cette partie du bassin (fig.II.56). Cependant, seulement deux sondages (TAD-1 et ODZ-1), situés près des failles E-W et ovalisés N-S, paraissent vérifier cette hypothèse. Il serait, de ce fait, prématuré de porter un jugement définitif sur la possibilité de réorientation locale des ovalisations à proximité des failles majeures, bien que celle des contraintes soit un fait établi.

Cette réorientation locale de la contrainte horizontale majeure déterminerait des jeux en décrochement le long des accidents E-W, voire un accroissement local de l'intensité des contraintes (de CHARPAL et al., 1974; ARTHAUD et MATTAUER, 1969; MATTAUER, 1973...).

-Si la faille est parallèle à la contrainte horizontale majeure, celle-ci ne subit aucune réorientation: persistance des ovalisations N45-N55 (Timimoun central).

En général, les ovalisations majeures sont perpendiculaires aux accidents majeurs (fig.II.56).

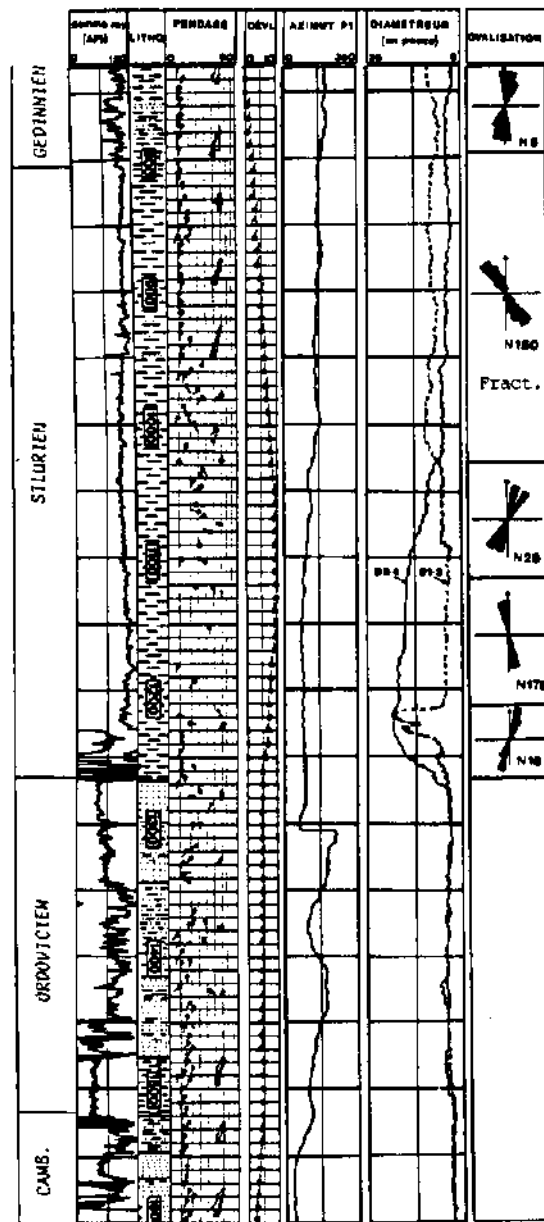


Fig.II.54-Ovalisation à tendance N-S dans le sondage TAD-1 situé entre deux failles majeures E-W sur la voûte d'Azène.

L'ovalisation le long des fractures est moins développée malgré la présence d'une zone de faille entre 1000m et 1250m. La faille est orientée N135.

## SONDAGE KES-1

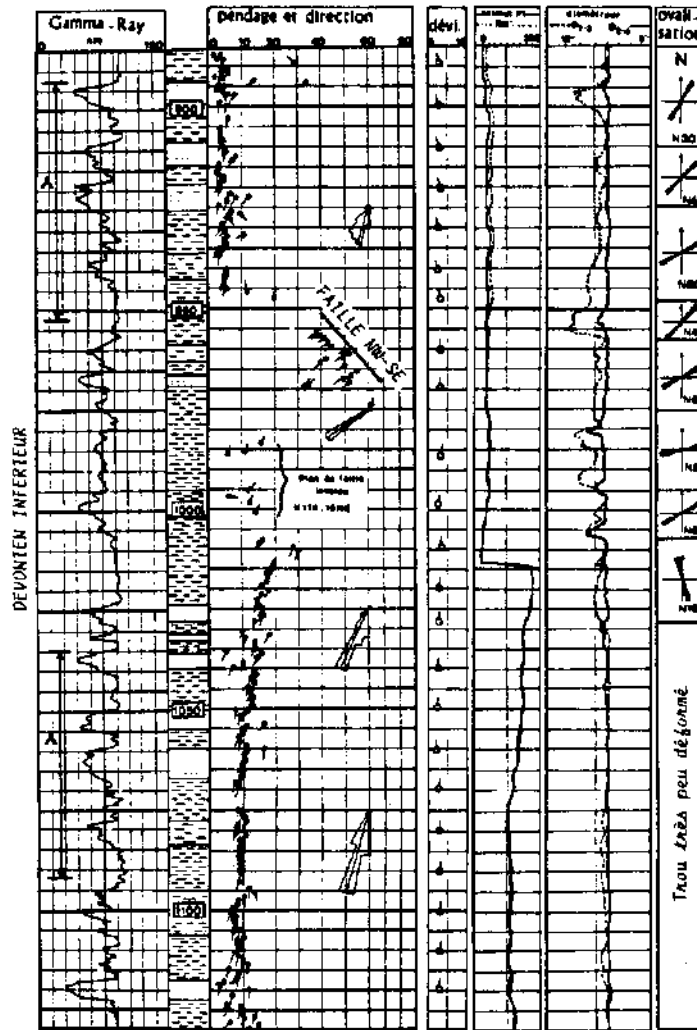


Fig.II.55-Prédominance des ovalisations d'origine tectonique (NE-SW) dans une zone de faille suggérant une fracturation fortement colmatée.  
 -Faille inverse; dédoublement du terme A | orientée N114,15°NE.  
 -Colmatage important des fractures sur carotte.

### 3.2.2.4. Vitesse d'ovalisation

L'enregistrement de deux HDT à 12 jours d'intervalle sur le même sondage (GHR-1) (fig.II.57), permet de constater que le petit axe du trou varie très peu dans le temps: il passe de 13 à 14 pouces (1 pouce = 2.54cm) tandis que le grand axe passe de 14 à 17 pouces (le diamètre du trépan étant de 12 pouces 1/4).

Si l'analyse de l'ovalisation avait été faite à partir du premier enregistrement, l'ellipticité du trou aurait été sous-estimée (0.95 contre 0.80 dans le second enregistrement). Ceci laisse supposer qu'une ovalisation donnée d'un trou de forage est un paramètre temporaire: elle ne reflète qu'une séquence du film de déformation du trou.

Depuis la rupture du sol par le forage jusqu'à la déformation "finie" du trou, ce dernier subit de nombreux incréments de déformation qui tendent à lui conférer une forme plus achevée. C'est celle-ci qui rendra le mieux compte de l'ellipticité réelle du trou.

Le caractère temporaire du taux d'ovalisation peut ainsi expliquer certaines petites ovalisations d'azimut variable, voire l'absence d'ellipticité dans les zones proches du fond du trou de forage sur lesquelles l'enregistrement du HDT est relativement précoce. Mais les ruptures favorisées en zones hautes du puits sont considérées par certains auteurs comme étant dues à une dilatation des roches suite à leur rechauffement par la boue en circulation rapide (A. GUENOY, 1983 et 1985).

### 3.2.3. Modes probables d'ovalisation des trous de forage

#### 3.2.3.1. Ecaillage des parois

Le parallélisme du réseau de fracturation du bassin avec la direction de la contrainte tectonique latérale majeure est un facteur qui peut jouer un grand rôle dans l'ovalisation par rupture des parois. En plus de la néoformation des fractures de tension, la contrainte pourrait provoquer la réouverture des anciennes fissures (cicatrisées ou non) qui viennent s'ajouter au réseau néoformé. Cet enrichissement de la densité des fractures de tension ne fait qu'accroître les possibilités de couplage tension-cisaillement et donc les chances d'écaillage des parois du trou de forage.

#### 3.2.3.2. L'ovalisation plastique

D'une manière générale les conditions de la déformation ductile de certaines argiles étudiées semblent suffisamment réunies:

- un état de sous-compaction très prononcé: chute de la résistance à la déformation plastique;
- un gradient géothermique élevé dans ces zones: il contribue à rendre le matériau plus ductile.

Il est cependant très difficile d'étudier finement, en conditions naturelles, l'influence de ce comportement sur le mode de déformation d'un trou de forage. La réduction du diamètre de ce dernier dans la direction de la contrainte déterminée est dans ce cas le seul indice pouvant suggérer, sous certaines réserves, une ovalisation plastique du trou de forage. Cette réduction peut être déclenchée par la détente locale du terrain autour du puits dès que le sol se rompt par le forage (phénomène rappelant le mécanisme de refoulement tectonique sous l'effet de la contrainte verticale liée à la charge).

Dans les argiles très ductiles cette détente est souvent à l'origine des étranglements répétés du trou. Notre expérience dans le forage de ce type d'argile montre qu'il faudrait effectivement nettoyer plusieurs fois le trou de forage avant d'obtenir l'équilibre. Celui-ci est atteint après la dissipation totale de la pression de détente du terrain (quelques jours). Mais comme le terrain demeure soumis en permanence à l'action des forces tectoniques actuelles et que la détente est un processus irréversible, il est loisible d'émettre l'hypothèse de la persistance d'une poussée incrémentale des argiles vers le trou de forage selon la direction de la contrainte horizontale majeure. Le trou aurait alors tendance à s'étrangler indéfiniment de manière uniaxiale.

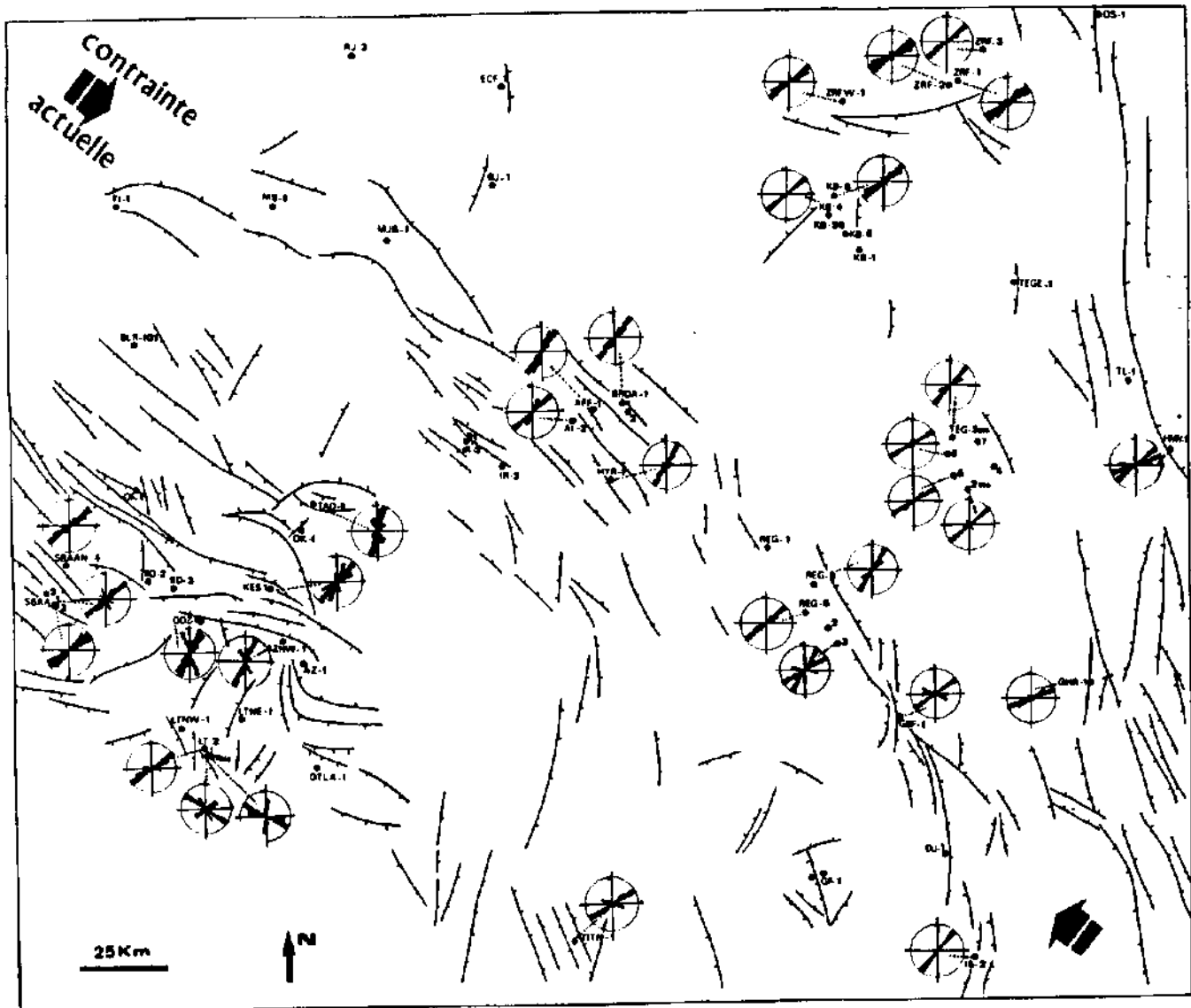


Fig.II.56 - Confrontation des rosaces d'ovalisation des forages au réseau de failles affectant le bassin.

En pratique, la mesure de la réduction du diamètre du trou est limitée par:

- le raclage des parois consécutif aux nettoyages et aux manoeuvres mécaniques;
- la précision de mesure du diamètreur: en raison du raclage des parois le HDT ne mesure plus qu'une valeur proche du diamètre nominal de forage dans la direction de la contrainte.

Toutefois, dans les argiles suffisamment épaisses et ductiles, il y a beaucoup plus de chances de rencontrer des sections contractées. C'est le cas des argiles sous-compactées dans les sondages TAD-1, SBAA-3, LT-1 et FCH-1 (fig.II.58). En général, si le petit axe ( $P_a$ ) n'est pas inférieur au diamètre nominal de forage ( $D_f$ ), il lui est souvent voisin. Ce maintien du  $P_a$  autour du "Bit size" peut s'expliquer par:

- la poussée permanente, vers le trou, exercée par la contrainte horizontale majeure, empêchant ou limitant le cavage dans sa direction;
- le raclage des étranglements du trou (quoique infinitésimales) par les manoeuvres dans le puits.

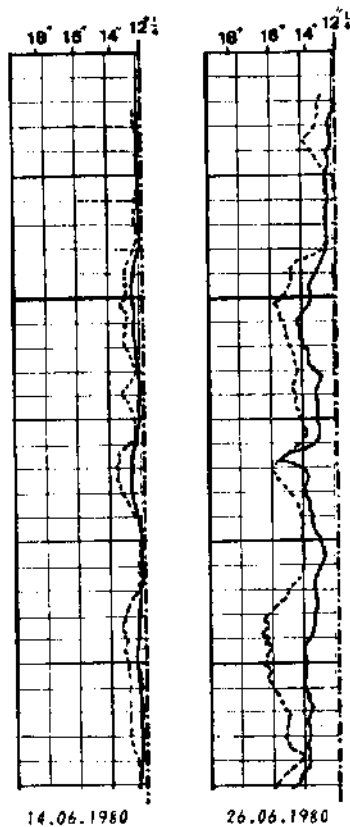


Fig.II.57-Evolution de l'ellipticité du trou au cours du temps.  
Les deux enregistrements ont été effectués à 12 jours d'intervalle sur  
le même sondage (GHR-1). Le cavage le long du petit diamètre a peu évolué.  
(Lithologie:argiles;diamètre du trou:12"1/4).

L'ellipticité ( $P_a/G_a$ ) élevée dans les argiles (fig.II.51,C) peut vraisemblablement s'expliquer, dans certains cas, par les faibles valeurs du  $P_a$  plutôt que par la seule profondeur d'ovalisation (les grès, faisant preuve de plus de durcissement à la contraction, donnent un  $P_a$  toujours supérieur (ou égal) à  $D_f$ ).

Comme les conditions ne sont pas très propices à la fracturation des argiles sous-compactées, l'écaillage des parois est un processus peu développé. La profondeur de l'ovalisation serait, dans ce cas, liée en partie, à l'élongation plastique du trou de forage. Puisque ce dernier s'est beaucoup cavé consécutivement aux éboulements causés par la détente radiale du terrain, si la déformation de sa section est à caractère isoaire, elle doit se traduire par une ellipticité évoquant une importante profondeur d'ovalisation. En effet, si on admet que le trou de forage est susceptible de se contracter suivant l'axe de la contrainte horizontale majeure, il devrait théoriquement s'"allonger" de manière plastique dans la direction perpendiculaire (l'état de contrainte uniaxial étant difficile à concevoir en ce cas réel).

L'extension de la section du trou sera fonction de plusieurs facteurs:

- intensité de la contrainte;
- durée de la déformation;
- comportement rhéologique des argiles.

On est cependant dans l'impossibilité de faire la part de ce qui incombe à la seule élongation plastique du forage à cause des divers facteurs incontrôlables pouvant affecter simultanément la profondeur d'ovalisation:



- part du cavage technique;
- différents modes de déformation à cause de la lithologie: développement simultané de l'écaillage, fractures et effritement, même quand la déformation est plastique (BABCOCK, SPRINGER, THORPE, 1981).

Ainsi, l'ellipticité (Pa/Ga) mesurée reste très peu significative d'une ovalisation plastique. Dans les argiles sous-compactées on peut toutefois estimer l'intensité de la déformation, sans égard à la profondeur d'ovalisation, en ne considérant que le taux d'aplatissement de la section du trou de forage. Ce taux est évalué dans les sondages où la réduction du diamètre nous a paru, quant à elle, plus significative:

- zones uniquement argileuses et ductiles;
- hauteurs importantes;
- absence de *mud-cake* (quoiqu'un *mud-cake* donne une réduction dans toutes les directions);
- sondages non déviés: pas de possibilité de "trou de serrure" et de décentrage de l'outil (PLUMB et KICKMAN, 1985).

Les calculs dans quatre sondages choisis montrent (tableau II.3) que la réduction du trou de forage varie entre 6 et 10%.

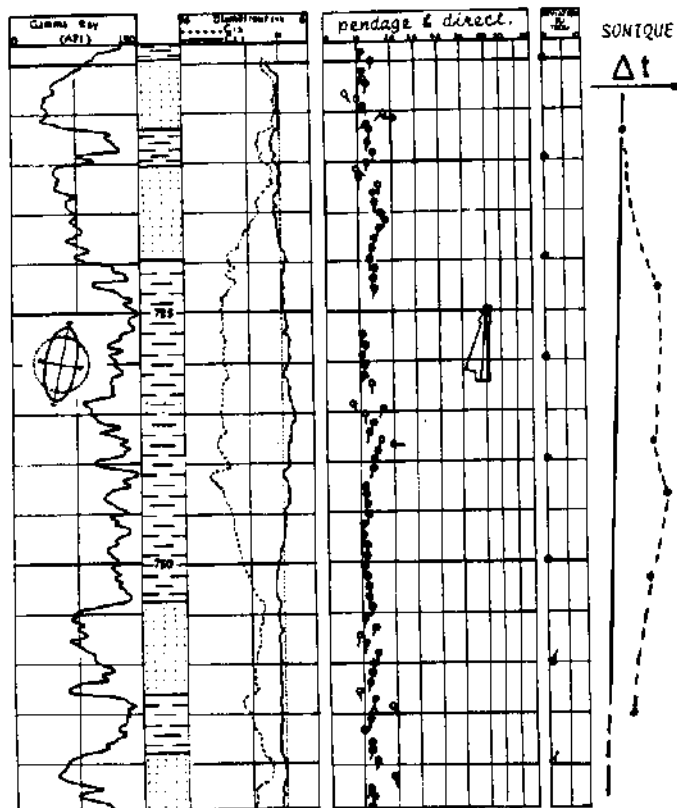


Fig.11.58-Réduction du diamètre du trou dans la direction de la contrainte horizontale majeure au droit des argiles sous-compactées seulement.

Tableau II.3: exemple de sondages enregistrant une réduction de diamètre du trou de forage

| Puits  | Df    | Pa   | réd. % | haut. m | dévi (°) | Ga/Pa       | litho. | Az.oval. |
|--------|-------|------|--------|---------|----------|-------------|--------|----------|
| TAD-1  | 8.5   | 8    | 6      | 187     | 0        | 1.4<br>2.35 | arg.   | N10-N30  |
| SBAA-3 | 8.5   | 7.75 | 9      | 30      | 1        | 2.3         | arg.   | N40      |
| LT-1   | 12.75 | 11   | 10     | 154     | 1.5      | 1.15        | arg.   | N45      |
| FCH-1  | 12.75 | 11   | 10     | 230     | 1.       | 1.50        | arg.   | N45      |

Remarque: ces sondages, à l'exception de FCH-1, sont situés dans le secteur ouest du bassin, là où la réorientation locale des contraintes est susceptible d'engendrer un accroissement de l'intensité de déformation. La contraction systématique des trous de forage dans ce secteur pourrait être mise en relation avec l'existence d'une zone d'accumulation locale des contraintes.

### 3.3. Conclusion. Apport des résultats

#### 3.3.1. Intérêt pratique

Au point de vue tectonique, la direction N135-N145 de la contrainte horizontale majeure définie à partir de l'analyse des enregistrements pendagemétriques dans les sondages du bassin de Timimoun, correspond aux directions NW-SE déterminées dans les formations tertiaires par les mesures in-situ un peu partout autour du bassin méditerranéen: Sud-Est de la France (F. ISSARD, 1977; C. PAQUIN et al., 1978...), chaînes catalanes espagnoles, Nord sahara algérien (J. LETOUZEY et P. TREMOLIERES, 1980), etc.

L'intérêt pratique de cette direction réside dans son parallélisme avec le réseau de fracturation préexistant du bassin et la direction axiale des structures plicatives. Cette attitude est favorable à la réactivation des anciennes fractures longitudinales liées au plissement. Ces dernières peuvent évoluer en fentes de tension et améliorer le drainage dans cette direction. Ce dernier est par ailleurs accru par les fentes de tension néoformées. Les meilleurs "trends" de perméabilité seraient les bandes étroites, charnières de plis, caractérisées généralement par une plus grande densité de fractures ou fentes longitudinales d'extrados. Dans ces zones, les fentes de tension, en raison de leur densité, peuvent facilement se relayer. Ceci pourrait contrebalancer la dégradation des propriétés de réservoir résultant du tassement mécanique ou chimique qui affecte davantage les zones de faible rayon de courbure (TREMOLIERES et REULET, 1978).

Ce réseau de fracturation est à l'origine de 12% de cas d'ovalisation dans la direction NW-SE qui est aussi celle des failles majeures affectant le bassin.

A proximité des grands accidents E-W, l'ovalisation N-S (10% de cas) peut suggérer une réorientation locale des contraintes qui auraient tendance à se paralléliser à la trace de l'accident. Ceci laisse supposer la possibilité de jeux horizontaux dextres le long de ces failles, dans la partie ouest du bassin.

### 3.3.2. Sur l'ovalisation plastique des trous de forage

Plus de la moitié des mesures a été faite sur des zones argileuses, fréquemment sous-compactées. Les élongations significatives se font toujours dans la direction NE-SW, comme dans les grès, mais avec une ellipticité supérieure. Les argiles ductiles semblent constituer un faciès très favorable pour le gaufrage de l'état de contraintes en place: d'abord par une ellipticité bien prononcée puis par leur écoulement plastique (fluage), traduit dans la réduction du diamètre du trou de forage (néanmoins les deux tendances paraissent fondamentalement conjuguées). Bien que le sens du fluage des argiles n'est pas forcément indicateur de la direction de la contrainte (BRADLEY, 1979; CHEATHAM, 1984), on n'exclut pas les possibilités de cas où il pourrait bien l'être. C'est particulièrement durant la détente de la couronne de terrain (juste après forage) que le sens de refoulement du matériau plastique vers le trou présente un caractère radial (produisant des étranglements de la section du trou de forage). Ce phénomène masque momentanément l'effet de la contrainte horizontale majeure. Plus tard, après l'équilibre, un reliquat de fluage uniaxial pourrait être maintenu par la contrainte horizontale en cause.

Compte tenu des conditions du trou (artéfacts) notre hypothèse constitue, ici, le concept le plus adapté qu'il conviendrait de dégager pour expliquer les réductions du diamètre des trous de forage rencontrés et rendues plus significatives par l'addition d'un certain nombre de critères:

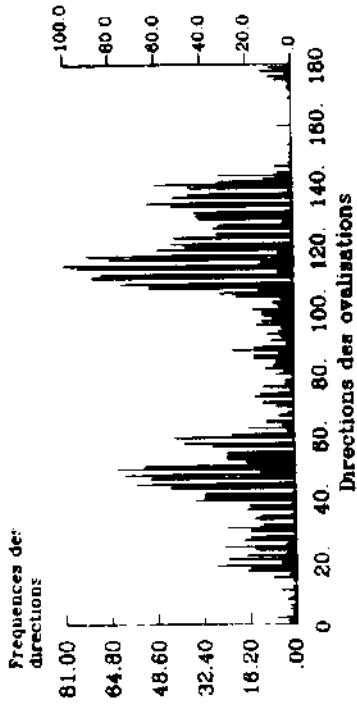
- réduction uniquement dans les argiles ductiles, ayant engendré des étranglements de la section du trou en début de forage;
- les forages concernés se situent dans une zone de concentration probable de contraintes;
- la réduction se fait dans les ovalisations généralement profondes.

En privilégiant cette hypothèse, on aurait à peine tenter de dégager un fait vraisemblablement significatif qui est celui de la réduction uniaxiale du diamètre du trou de forage. Autrement, ces réductions seraient, par leur disposition, un fait un peu énigmatique.

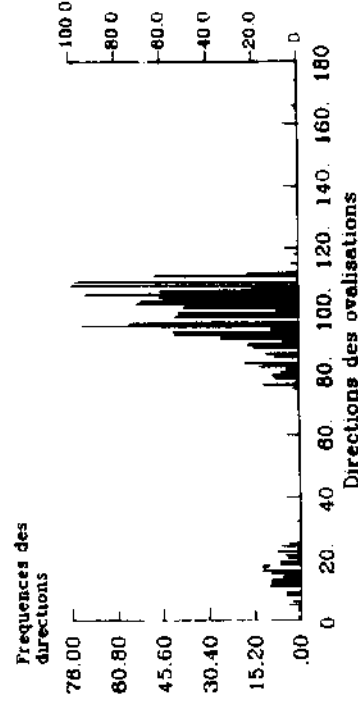
## A N N E X E

Un traitement de quelques bandes magnétiques de pendagemétrie a été effectué dans le but de comparer les résultats informatiques à ceux obtenus manuellement. Du point de vue statistique le traitement des données sur ordinateur permet évidemment un plus grand volume d'échantillonnage sur des intervalles très courts, mais nombreux sont aussi les résultats insuffisamment significatifs liés aussi bien à la qualité technique de l'enregistrement qu'aux ovalisations "accidentelles" (non tectoniques). Le logiciel ne saurait en effet tenir compte de l'ensemble des critères de qualité et de reconnaissance des différents types d'ovalisation d'un trou de forage. Les résultats de traitement informatique des bandes obtenus sur le sondage LT-2 (fig. II.59 A, B, C) concordent néanmoins assez bien avec les résultats du procédé manuel. Les différences correspondent très certainement à l'intégration, par l'ordinateur, de toute forme ovalisée rencontrée dans le trou de forage.

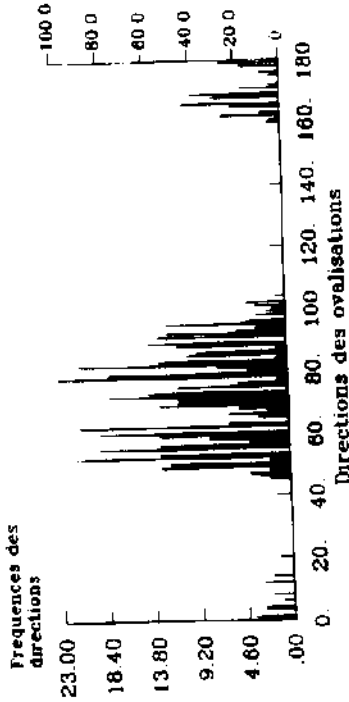
H2 (co)      cote sup (M1) = 1215.00  
 H2            cote inf (M1) = 1485.00  
 ZONE 3        diam nominal = 8.50  
                  nbr individus = 2586



H2 (co)      cote sup (M1) = 1485.00  
 H2            cote inf (M1) = 1580.00  
 ZONE 4        diam nominal = 8.50  
                  nbr individus = 1126



H2 (co)      cote sup (M1) = 1100.00  
 H2            cote inf (M1) = 1149.46  
 ZONE 1        diam nominal = 8.50  
                  nbr individus = 546



H2 (co)      cote sup (M1) = 1153.12  
 H2            cote inf (M1) = 1215.00  
 ZONE 2        diam nominal = 8.50  
                  nbr individus = 950

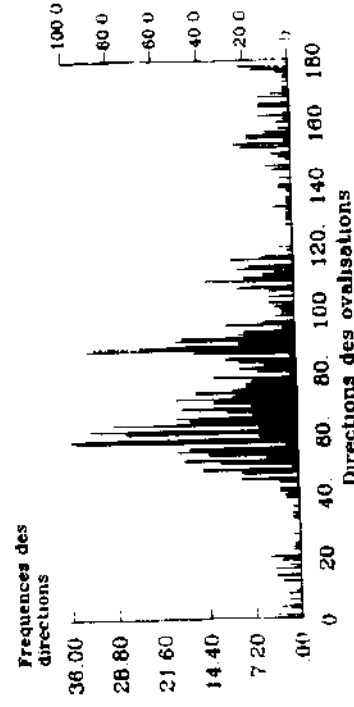


Fig. 11. 59, A - Sondage LT-2: histogrammes des directions  
 des ovalisations du trou dans différents  
 niveaux.

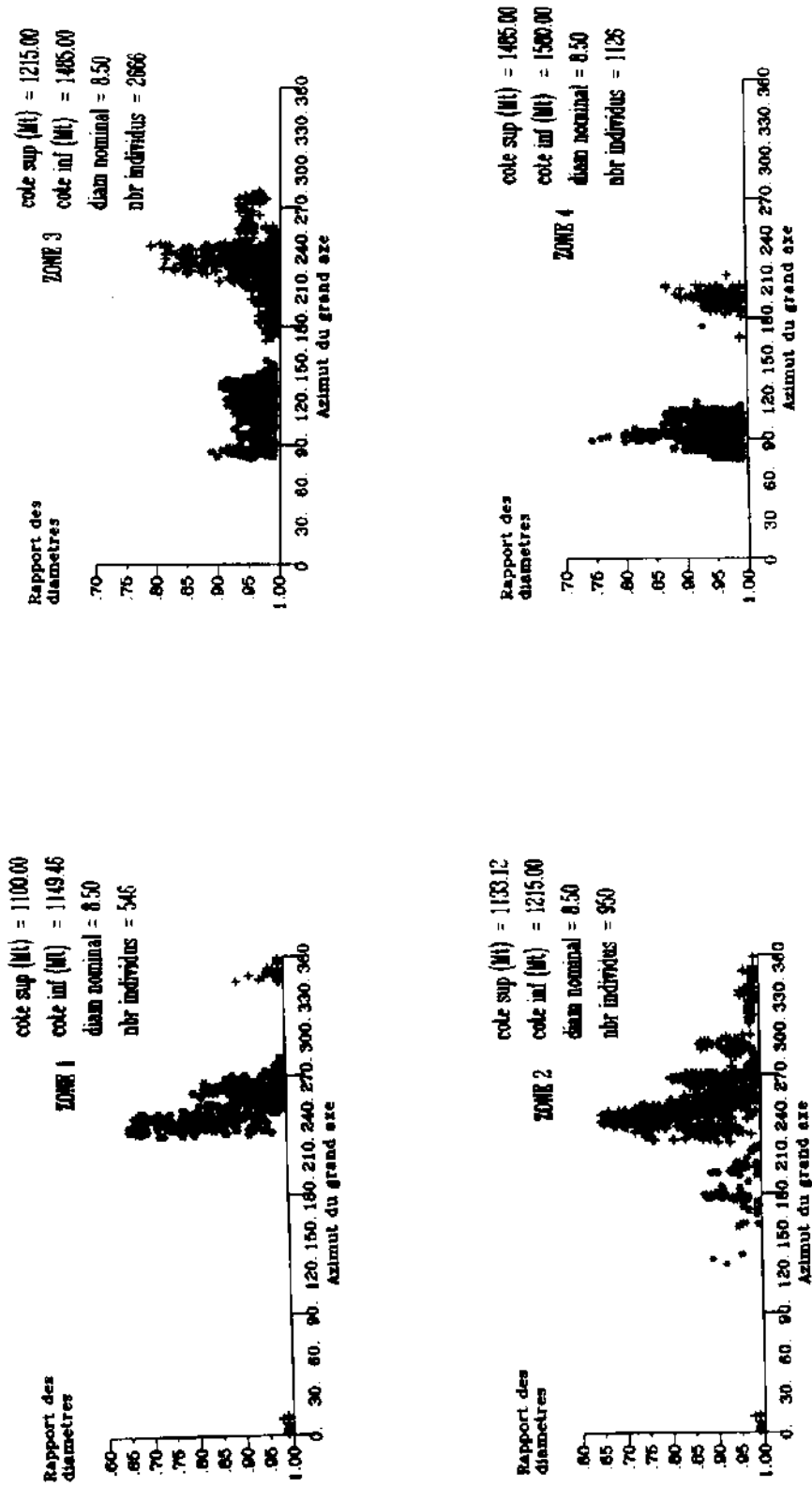


Fig. II. 59, B - Sondage LT-2: ellipticité du trou selon l'azimut d'ovalisation dans différents niveaux.

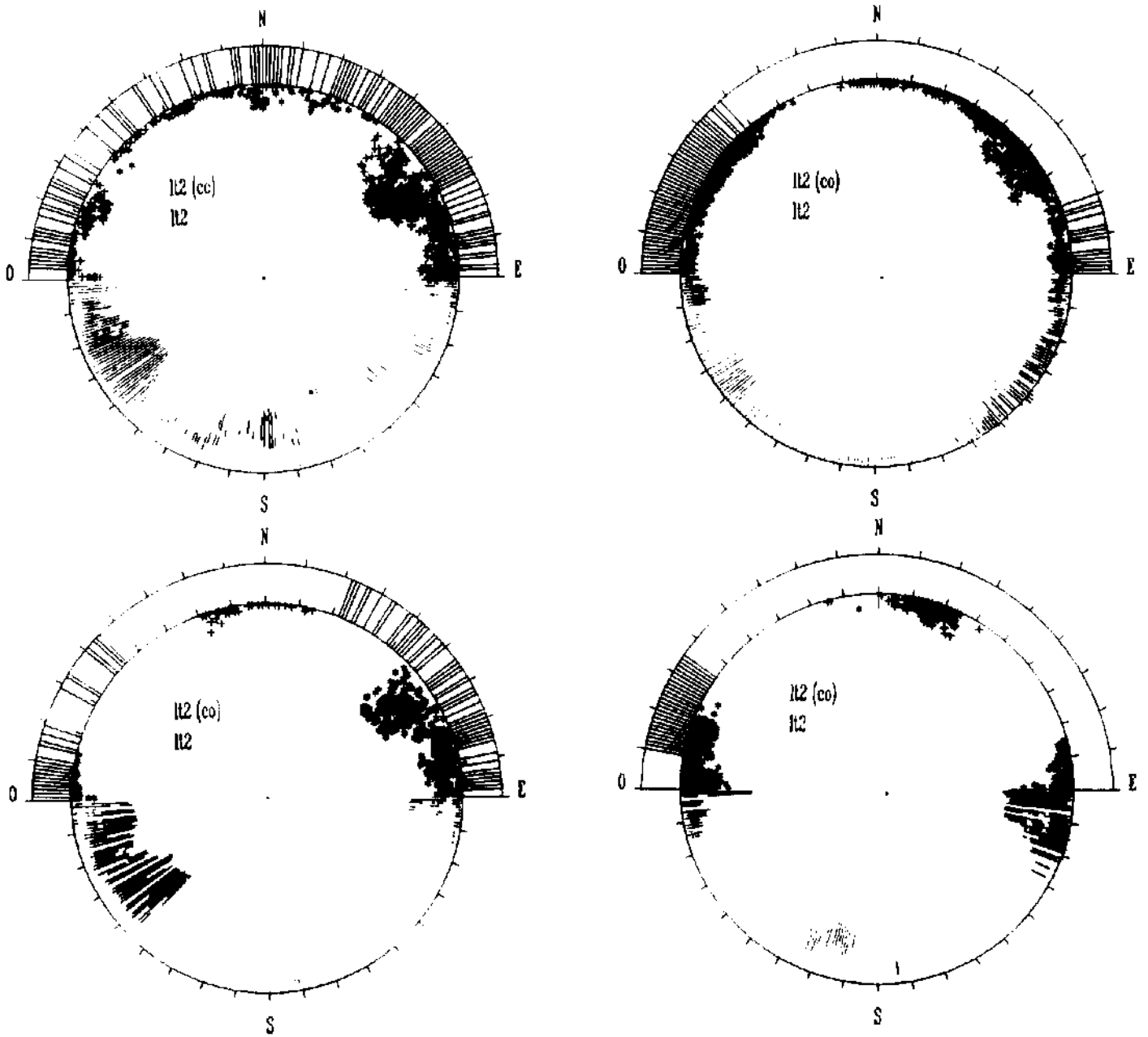


Fig.II. 59,C-Sondage LT-2 : rosaces d'ovalisation du trou dans différents niveaux.

# **Troisième partie**

**EVOLUTION DU BASSIN**



# CHAPITRE I

## EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

Ce chapitre tente de tracer l'évolution verticale du bassin à partir du lendemain de l'enfouissement de la chaîne pan-africaine en essayant de discerner les principaux événements qui auraient marqué chacune des époques géologiques.

Dans le cas qui nous occupe, même si les limites stratigraphiques d'une époque ne sont pas toutes prouvées par la faune, la "tranche stratigraphique" reste en revanche bien définie par deux surfaces temps qui l'encadrent et bien exprimées sur les diagraphies. Dès lors, les cartes d'isopaques établies fournissent une bonne mesure de la subsidence durant l'époque en question ou durant un moment donné de celle-ci.

Ils seront enfin pris en compte tous les faits tectoniques inventoriés dans l'analyse structurale qui était essentiellement descriptive. Ce chapitre, appelé à compléter cette analyse, se devait de l'être un peu moins.

Comme la tâche repose essentiellement sur les données de subsurface du bassin, il serait malaisé de la réaliser sans faire des incursions dans le monde extérieur.

### 1. LE SOCLE

La sédimentation sur la plate-forme saharienne a débuté sur un soubassement fraîchement stabilisé mais sensible, par moment, aux derniers spasmes de l'orogénèse pan-africaine. Sur les massifs (Hoggar, ...), les affleurements (Ahnet, ...) et dans les sondages du Sahara septentrional on décrit un socle constitué par les séries anté cambriennes de nature et de composition variables, plus ou moins métamorphisées, comprises entre les formations orogéniques et celles de plate-forme. Ces séries ne sont pas toutes chronologiquement équivalentes. Leurs épaisseurs peuvent atteindre des centaines de mètres.

Dans Timimoun, ce niveau n'a été atteint que par un nombre limité de forages (LT-1bis, ODT-1, AMg-1, ...) mais les quelques dizaines de mètres traversés ne permettent de décrire qu'un conglomérat de base polygénique. Le socle reste encore inconnu dans ce bassin.

D'après les coupes géologiques établies, sa profondeur varie entre 1800m sur la voûte d'Azzene, à l'Ouest, et environ 6000m dans les zones subsidentes de Timimoun central. Il est surmonté en discordance par une couverture sédimentaire accumulée pendant quelques 550 millions d'années. Cette couverture est constituée principalement de deux sous-ensembles: le Paléozoïque et le Mésozoïque.

## 2. LE PALEOZOIQUE

Durant la majeure partie de ce sous-ensemble le Sahara n'a pas connu de bassins sédimentaires circonscrits. Les entités structurales actuelles ne se sont véritablement individualisées qu'après le dépôt des sédiments. Les mécanismes d'accumulation de ces derniers étaient à peu de choses près communs à toutes les aires sahariennes qu'on pourrait se demander s'il y a vraiment lieu de parler d'évolution de tel ou tel "bassin". Ces mécanismes ne sont toutefois pas isochrones à travers le Sahara et sont de moins en moins communs dans le temps, au cours duquel la notion de bassin devient, quant à elle, de moins en moins impropre.

### 2.1. Le Cambrien

Il est très rarement traversé par les forages. D'après les études sahariennes cette période de 40 à 50 millions d'années est très fertile en événements:

- naissance de la chaîne pan-africaine;
- érosion, nivellement et accumulation des produits de démolition dans les aires subsidentes d'un domaine non encore cratonisé;
- instauration d'un cycle sédimentaire débutant par la transgression acadienne (Cambrien moyen). L'isoséquence sédimentaire du Cambrien de Timimoun (fig. III.1) suggère la pérennité d'une sédimentation sous un régime tectonique calme. Ce cycle se termine par le retrait de la mer lié à la phase sarde (fin Cambrien);
- pénéplanation: érosion prolongée du Cambrien traduite dans l'absence de sa partie supérieure.

La surface anté ordovicienne est bien nette sur les diagraphies de Timimoun (fig. III.2) mais son caractère non angulaire (imperceptible en pendagemétrie) laisse supposer que la phase sarde n'a pas apporté de grands changements sur le plan tectonique. Le changement brusque de la teneur en éléments radioactifs des sédiments montre que seules les conditions d'apport ont véritablement évolué.

A Timimoun il n'y a pas de traces apparentes de distension au Cambrien. Néanmoins des passées de roches éruptives plus ou moins altérées ont été traversées dans le sondage HBL-1, au Nord du bassin. Ces passées de 2 à 8m d'épaisseur sont séparées par des argiles témoignant de coulées successives dans le temps.

### 2.2. L'Ordovicien

Au Sahara, la mer ordovicienne gagnait de proche en proche sur un monde quasi plat et légèrement incliné vers le Nord (J. FABRE, 1976):

- Ordovicien inférieur: transgression trémadocienne par le Nord et épandage détritique par le Sud;
- Ordovicien moyen: gain de la transgression marine;
- vers la fin de l'Ordovicien: léger recul de la mer (phase taconique).

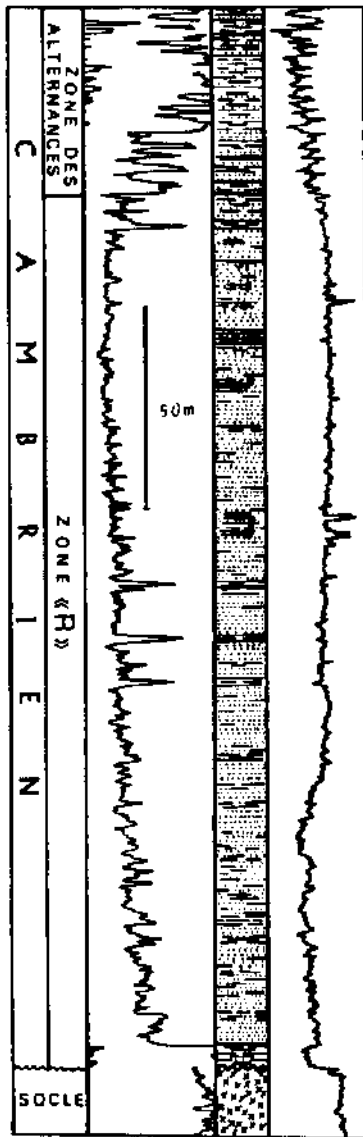


Fig. III.1 - Colonne stratigraphique-type du Cambrien de Timimoun.

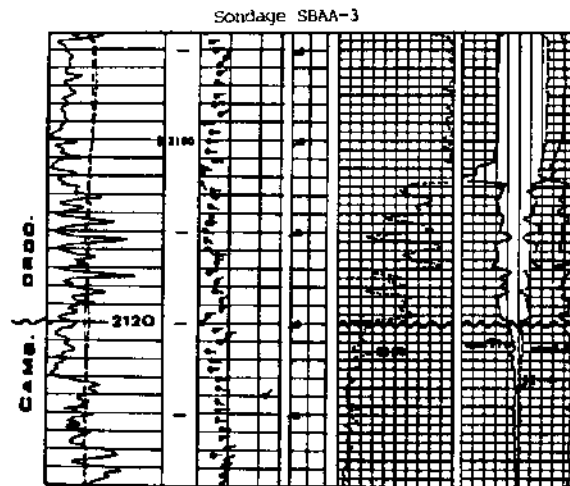


Fig. III.2 - Phase garde caractérisée par un changement beaucoup plus sédimentaire que tectonique dans la région de Shaa.

La place du bassin de Timimoun dans ce duel est reflété par sa séquence lithologique à cette époque (fig. III.3): l'Ordovicien débute avec des argiles (d'El-Guassi) dont les passées glauconieuses (Sondage AMg-1,...) et l'existence des Trilobites (sondage OS-1,...) prouvent le caractère précoce du régime marin dans ce bassin. Ces argiles sont datées trémadociennes dans les régions voisines.

Une construction paléogéographique à partir des rares sondages traversant l'Ordovicien ne serait que subjective. Néanmoins, la sismique et les coupes géologiques établies permettent de formuler qu'à cette époque la partie centrale du bassin subsidait déjà. Cette subsidence peut être mise en rapport avec les rejeux des grands accidents préexistants, esquissant des hauts-fonds vers où les séries s'amincissent. C'est le cas de l'emplacement de l'actuelle voûte d'Azzene et la cuvette de Shaa à l'Ouest du bassin. Les forages montrent un Ordovicien beaucoup moins épais qu'ailleurs (120m à KES-1 et 250m à TAD-1 contre 600m

dans le sondage OS-1 au Nord-Est). Erosion, non dépôt ou séries condensées, tous expriment le caractère ascendant de ce secteur dès cette époque. Cet exhaussement fait de la partie ouest du bassin le secteur le plus sensible à la baisse de la tranche d'eau:

- d'abord au léger recul de la mer à l'Ordovicien supérieur. Ce recul est souligné par une discordance nette sur les diagraphies de la région. La figure III.4 illustre le cas du sondage TAD-1. Bien que ce recul soit contemporain des déformations caradociennes connues ailleurs (compression N-S ?), il convient d'être prudent quant à l'attribution de cette discordance dans le cas qui nous occupe: les données concernant la phase taconique ne sont que fragmentaires au Sahara pour que l'on puisse lui attribuer directement tel ou tel indice. D'après la pendagemétrie, aucune discordance angulaire à la base de la formation "taconique" n'est tangible. Quand aux structures E-W (?), les seules directions sublatitudinales dans le bassin (structures de ODZ-1 et ZRFW-1) affectent aussi les formations post-ordoviciennes. Leur genèse est donc bien postérieure à la phase taconique.

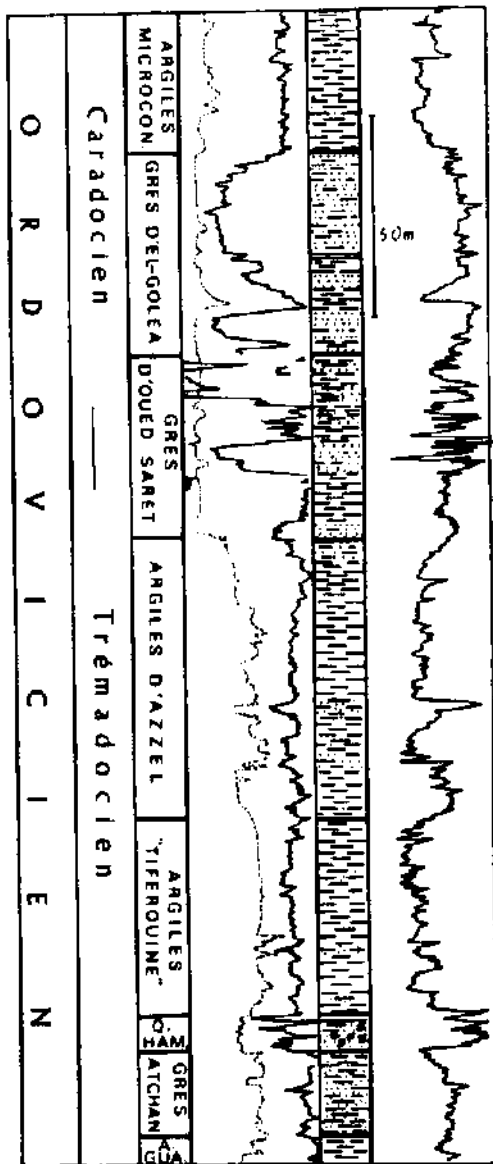


Fig. III.3 - Colonne stratigraphique-type de l'Ordovicien de Timimoun.

Q. HAM. quartzites de Hamra.  
A. GUA. argiles d'el-Gassi.

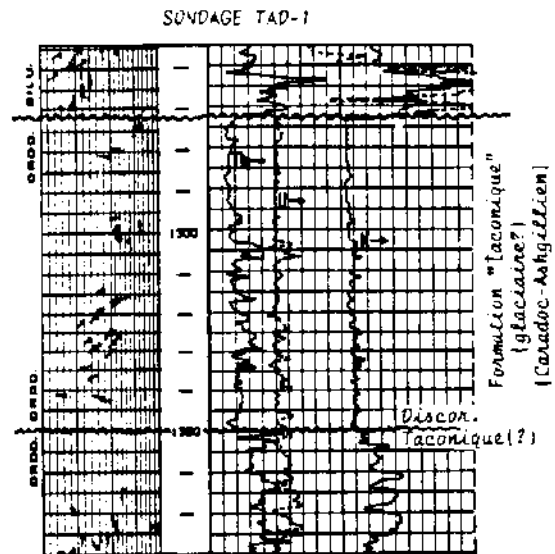


Fig. III.4 - Discordance intra ordovicienne (Ordovicien supérieur) présumée taconique dans la zone haute d'Azzène.

- Puis au retrait de la mer à la fin de l'Ordovicien, marqué par une phase d'érosion (fig.III.4). La situation chronologique de cette phase coïncide avec l'individualisation de l'aulacogène de l'Ougarta (Ashgillien supérieur; J.DESTOMBES, 1971).

### 2.3. Le Silurien

Il est traversé par de nombreux forages. Il débute avec le pic radioactif bien connu à travers le Sahara (fig.III.5). Si ce pic marque la limite Wenlockien-Llandovérien, ce dernier ne se serait pas déposé. Cependant ce repère radioactif pourrait correspondre (Ph.LEGRAND) à un épisode de prolifération des êtres vivants (peut-être durant la transgression) et ne serait pas de même âge partout.

Toutefois, la transgression silurienne au Sahara algérien est, selon le même auteur, datée Llandovérien inférieur et elle n'a été mise en évidence que sur le pourtour du Hoggar. Cela signifie qu'à cette époque la région de Timimoun faisait partie des aires qui ne recevaient pas encore de sédiments, après le départ des glaciers.

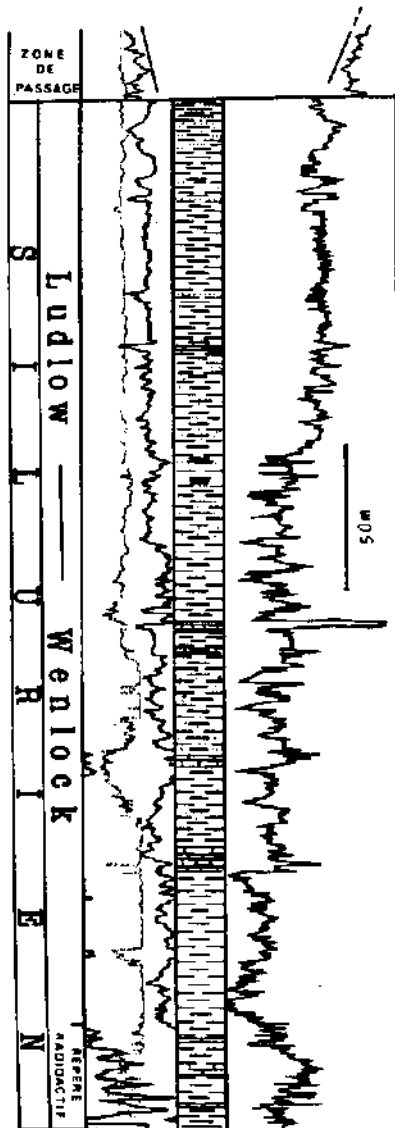


Fig.III.5-Colonne stratigraphique-type du Silurien de Timimoun.

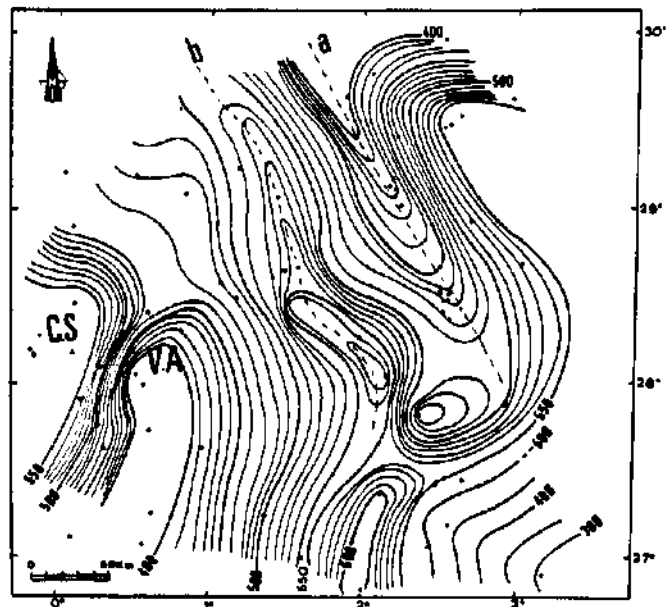


Fig.III.6-Carte d'isopaques du Silurien

Les premiers dépôts siluriens dans le bassin de Timimoun seraient d'âge Wenlockien, ce qui concorde avec le fait que c'est à partir du Llandoveryen supérieur que la transgression s'est généralisée. Elle est suivie d'une inversion de subsidence, ou "basculement saharien", définie par une migration Sud-Nord des aires de subsidence dès le Wenlockien supérieur (plusieurs auteurs).

L'épaisseur métrique et l'extension du pic radioactif prouvent que la transgression s'est faite sur une surface de base à subsidence homogène mais la direction des lignes d'isopaques (fig. III.6) montre que des mouvements de fond ont eu lieu au cours du remplissage. Ces mouvements peuvent être mis en parallèle avec cette onde épirogénique synsilurienne qui est aussi responsable du fait que le Wenlockien et le Ludlowien soient plus épais au Nord qu'au Sud (ce fût l'inverse pour le Llandoveryen).

Les épaisseurs varient entre 300 et 550-600m. Les valeurs extrêmes se cantonnent dans une même zone (au SSE) caractérisant beaucoup plus la subsidence plus saccadée du bassin de l'Ahnet.

Dans le bassin de Timimoun, les lignes d'isopaques prennent une direction moyenne NW-SE, celle de l'actuel bassin, et déterminent deux zones subsidentes (a et b) allongées dans la même direction et plongeant vers le Sud. Ces sillons coïncident pratiquement avec les actuels "trends" structuraux A et B.

Vers l'Ouest, apparaît clairement le promontoire de l'actuelle voûte d'Azzene (V.A) où l'influence précoce du socle est soulignée par l'aspect enserré des lignes (variation rapide d'épaisseur). Plus à l'Ouest, semble se dessiner très discrètement un fossé évoquant la cuvette actuelle de Sbaa (C.S).

Nous pouvons dire que les principaux éléments structuraux du bassin actuel se seraient discrètement esquissés plus tôt qu'on ne le croyait, visiblement avant l'orogénèse calédonienne.

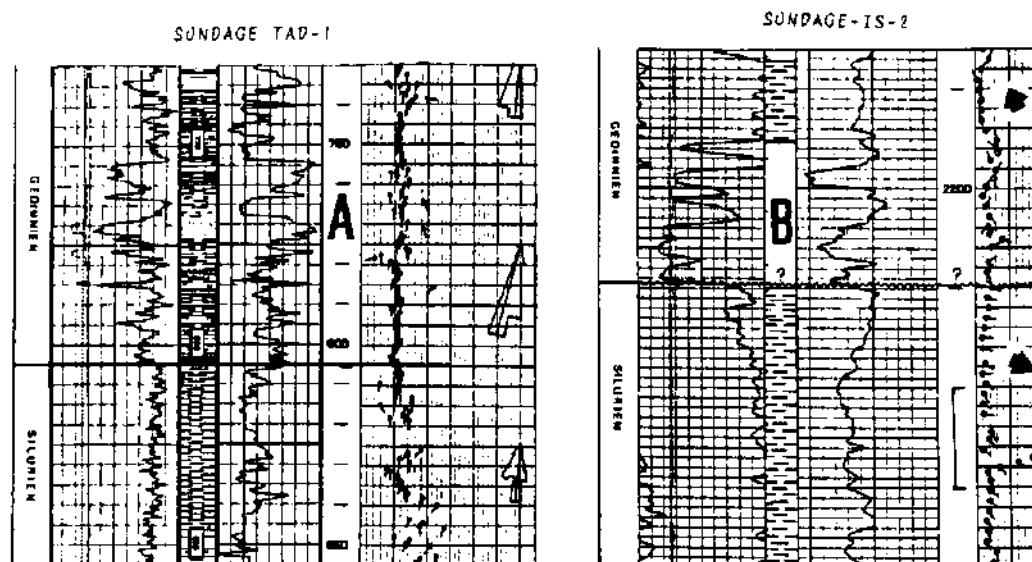


Fig. III.7-Comparaison de deux limites Silurien-Dévonien dans deux sondages situés l'un au Sud (IS-2), l'autre à l'Ouest, sur la voûte d'Azzène (TAD-1).  
Le passage apparaît beaucoup moins continu au Sud.

Le passage Silurien-Dévonien est généralement continu et graduel: l'apparition des seuils siluriens n'est pas directement significative d'une éventuelle érosion ardennaise (la carte en isopaques du Silurien a été établie à partir des épaisseurs reconstituées). La pendagemétrie de la figure III.7A montre que la limite Silurien-Dévonien ne présente pas de discordance angulaire: c'est le cas de la partie centrale du bassin. Vers le Sud, les diagraphies du sondage IS-2 montrent une limite plus nette, voire transgressive (fig. III.7B), entrevoyant une discordance (apparemment angulaire d'après la pendagemétrie) qu'on pourrait attribuer (?) à la phase ardennaise bien que les discordances liées à cette phase sont rarement signalées au Sahara. Mais les études n'ont certainement pas touché à toutes les structures, et encore moins à celles de subsurface.

#### 2.4. Le Dévonien inférieur

Sur les diagraphies, la limite inférieure du Dévonien correspond à la base du premier complexe argilo-gréseux surmontant les argiles franches du Silurien (fig. III.8).

Les lignes d'isopaques du Dévonien inférieur prennent une direction E-W et indiquent une subsidence régulière à plongement nord, c'est-à-dire opposé à celui des sillons a et b des temps siluriens. Cette inversion semble exprimer l'effet de l'onde épigénique évoquée plus haut, qui, d'après certains auteurs, s'est exagérée au Dévonien inférieur par l'affaissement du Nord du Sahara.

La subsidence est plus rapide à l'Ouest (4m/Km) à cause de l'exhaussement contemporain de ce secteur où l'épigénèse l'emporte souvent sur la sédimentation. Dans le sondage SBAA-3 (fig. III.10), le Givétien est directement discordant sur le Silurien mais ce dernier ne semble pas avoir subi une grande érosion: son épaisseur actuelle de 540m étant très proche de celle de dépôt dans la région. Cette préservation du Silurien s'expliquerait par l'existence d'une tranche dévonienne, quoique probablement condensée ou limitée à ses seuls termes inférieurs, qui aurait été totalement démolie par l'érosion anté givétienne. En effet, si on suppose que le Dévonien inférieur ne s'était pas déposé, le temps écoulé entre le Silurien et la transgression givétienne (20 millions d'années environ) aurait suffi pour éroder beaucoup plus profondément le Silurien (ce dernier s'étant déposé en 25 millions d'années).

Au centre du bassin, la répartition des épaisseurs reflète un cadre structural contemporain simple: le gradient d'épaississement n'est que de l'ordre de 1.5m/Km. La structure du bassin, évasé vers le Nord, est déterminée beaucoup plus par la subsidence que par le plissement.

Comme chaque faciès correspond à une profondeur particulière de la tranche d'eau, la sédimentation alternée du Dévonien inférieur traduit une époque à multiples sauts bathymétriques se manifestant par de brèves périodes d'émersions localisées. D'après Ph. LEGRAND, les bombements épigéniques du Dévonien inférieur au Sahara se situent pour l'essentiel pendant le Gédinnien. La figure II.12 est un exemple de sondage (GBF-1) où le Siegénien paraît en effet discordant sur le Gédinnien. Les gradients d'épaississement montrent cependant que ces palpitations du bassin n'ont pas

beaucoup d'effet sur la répartition des épaisseurs. Les rares anomalies d'épaisseur sont liées à des jeux synsédimentaires très localisés. Un exemple est illustré par la figure II.30 où le gradient d'épaississement entre deux sondages (BRDA-1 et BRDA-2) situés sur la même structure, atteint brusquement 36m/Km (le gradient régional étant seulement de 1.5m/Km). La comparaison des épaisseurs dans les deux sondages suggère des jeux synsédimentaires successifs le long d'une faille (NE-SW) dont la nature dépend de l'inclinaison de celle-ci:

cas a: faille inclinée vers le NW:

- distension NW-SE au Gédinnien;
- compression au Siegénien inférieur;
- distension au Siegénien supérieur.

Cas b: faille inclinée vers le SE:

- compression au Gédinnien;
- distension au Siegénien inférieur;
- compression au Siegénien supérieur.

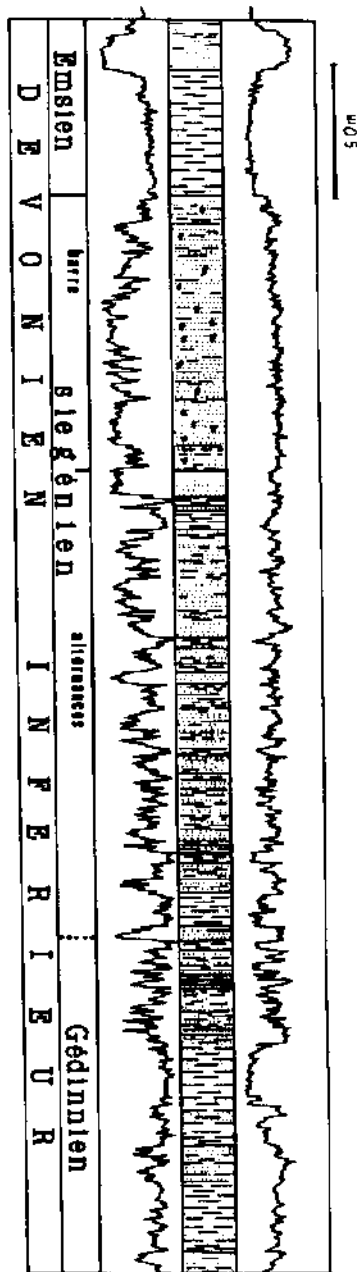


Fig.III.8-Colonne stratigraphique-type du Dévonien inférieur de Timimoun.

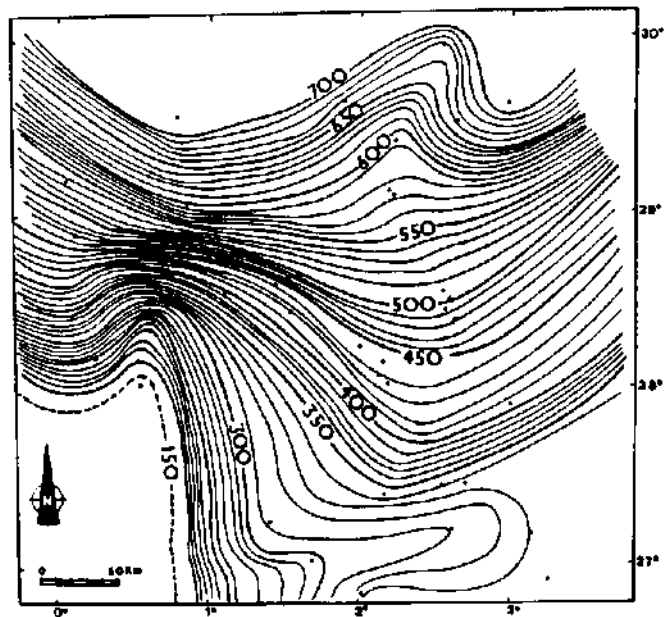


Fig.III.9-Carte d'isopaques du Dévonien inférieur avant l'érosion.



Compte tenu de l'attitude monoclinale des séries dévoniennes (fig.III.9), il serait plus prudent d'invoquer des évènements en distension durant le Dévonien inférieur (cas a) que d'admettre l'intervention de deux phases compressives (cas b) de même direction, l'une au Gédinnien, l'autre au Siegénien supérieur.

Cependant, si la faille est inclinée vers le NW, l'épaississement des alternances dans le sondage BRDA-2 ne pourrait se faire que par un jeu inverse de cette faille; ce qui serait incompatible avec notre choix. On voit que l'inclinaison de la faille, qu'elle soit NW ou SE, ne rend pas entièrement compte de tous les faits observés. Il est ainsi plus prudent d'expliquer ces changements d'épaisseur par des jeux successifs le long d'une faille subverticale liée à des mouvements épirogéniques locaux plutôt qu'à des mouvements orogéniques. Néanmoins, distension et volcanisme sont des faits admis au Dévonien inférieur du Sahara (Adrar des Iforas, Aïr, etc.): la distension est justement NW-SE.

La transgression emsienne est accompagnée par la subsidence du secteur NW du bassin où l'Emsien serait plus complet. Ailleurs, la partie supérieure manque (érosion ou non dépôt) (fig.IV.30 et IV.33).

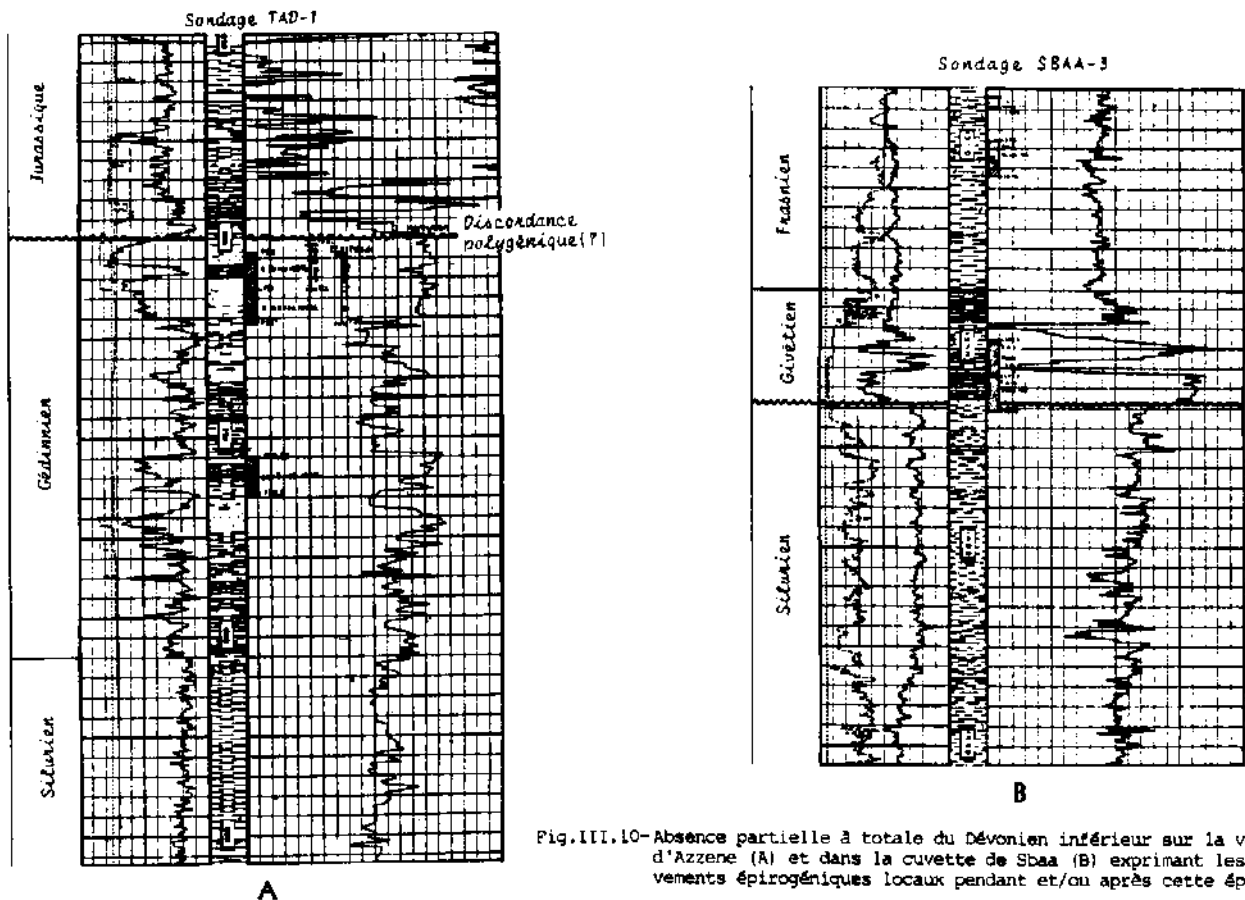


Fig.III.10-Absence partielle à totale du Dévonien inférieur sur la voûte d'Azzene (A) et dans la cuvette de Sbaa (B) exprimant les mouvements épirogéniques locaux pendant et/ou après cette époque.

## 2.5. Le Dévonien moyen

Les faciès du Dévonien moyen inspire un régime marin moins restrictif que celui du Dévonien inférieur. La sédimentation argilo-carbonatée du Couvinien reflète le retour en force de la transgression marine qui se généralise progressivement pour atteindre son maximum au Givétien: la sédimentation franchement carbonatée (développement de récifs?) prend le relai (fig.III.11)

La carte en isopaques (fig.III.12) permet de constater que la subsidence des temps emsiens de la partie NW du bassin continue au Dévonien moyen.

A l'Ouest, sur l'actuelle voûte d'Azzene, l'absence ou l'amincissement du Dévonien moyen résulte du même phénomène ayant gouverné au Dévonien inférieur: l'épirogenèse, génératrice d'érosions, l'emporte sur la sédimentation. Cette région n'aurait pas complètement cédé à la transgression givétienne comme pourrait en témoigner la présence d'un axe de non dépôt probable.

Ailleurs, la sédimentation s'est poursuivie sans être perturbée ou interrompue. Les lignes d'isopaques prennent une direction N-S et définissent une zone de subsidence affectant le centre du bassin et évasée vers le Nord. Ce schéma est en quelques sortes l'embryon de la structure actuelle du bassin paléozoïque de Timimoun.

Durant cette époque de 10 millions d'années, le bassin a été essentiellement immergé sous le régime le plus marin des temps dévoniens. C'est donc une époque de calme orogénique. Non loin de là, dans la partie centrale orientale de l'anti-atlas marocain, on assiste à une distension (J.WENDT, 1985).

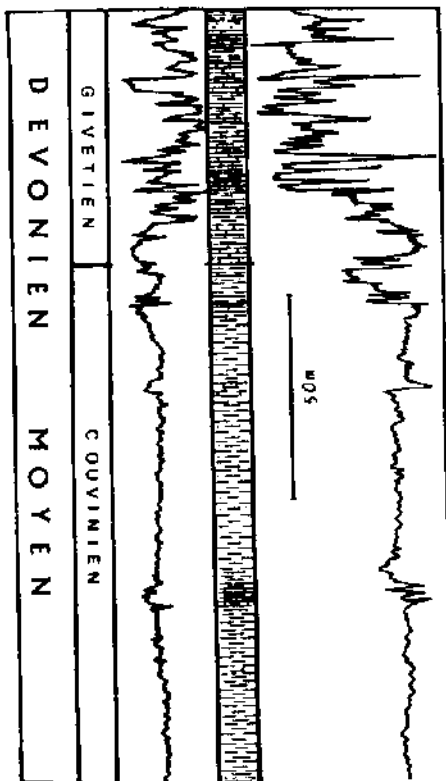


Fig.III.11-Colonne stratigraphique-type du Dévonien moyen de Timimoun

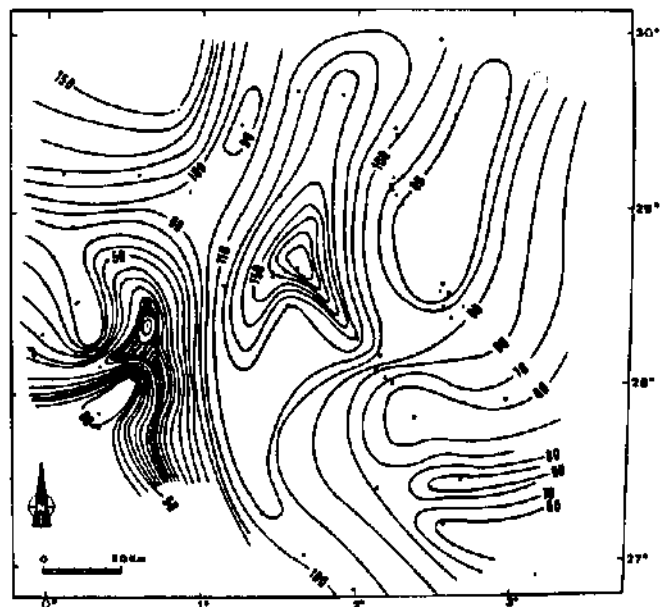



Fig.III.12-Carte d'isopaques du Dévonien moyen avant l'érosion

 Zone présumée de non dépôt.

## 2.6. Le Dévonien supérieur

Il débute avec une base frasnienne calcaireuse, poursuite momentanée de la sédimentation biolithique du Dévonien moyen.

L'évolution des faciès dans le temps évoque une tendance à une surrection générale du relief: Frasnien calcaire-argileux, Famennien argileux puis Strunien argilo-gréseux (fig.III.13).

C'est durant le Dévonien supérieur que s'est dessiné l'axe principal de subsidence de l'actuel bassin paléozoïque de Timimoun. La carte en isopaques (fig.III.14) détermine une dépression ovalisée NW-SE avec, à l'Ouest, la perennité du seuil d'Azzene sur lequel l'épaisseur minimale a été rencontrée (500-550m). Au Sud, vers le 27e parallèle, s'individualise une fosse annonçant le bassin de l'Ahnet.

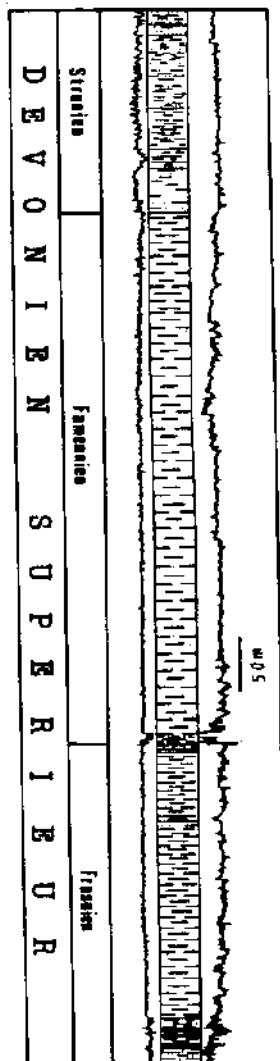


Fig.III.13-Colonne stratigraphique-type du Dévonien supérieur de Timimoun.

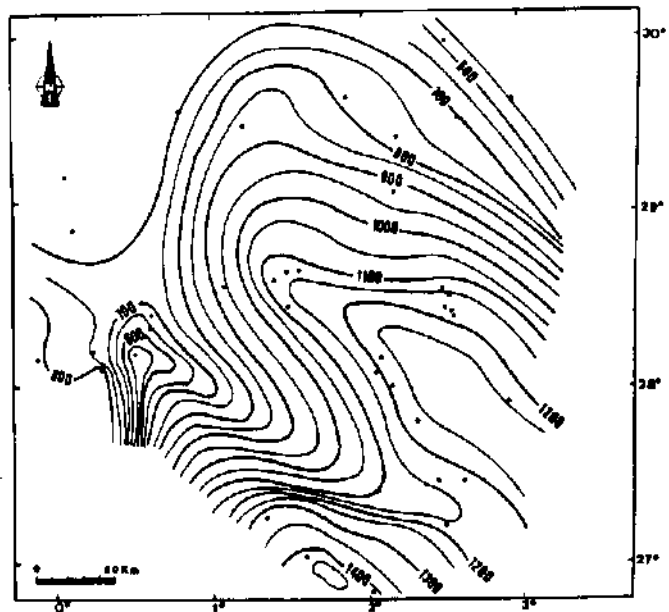


Fig.III.14-Carte d'isopaques du Dévonien supérieur avant l'érosion.

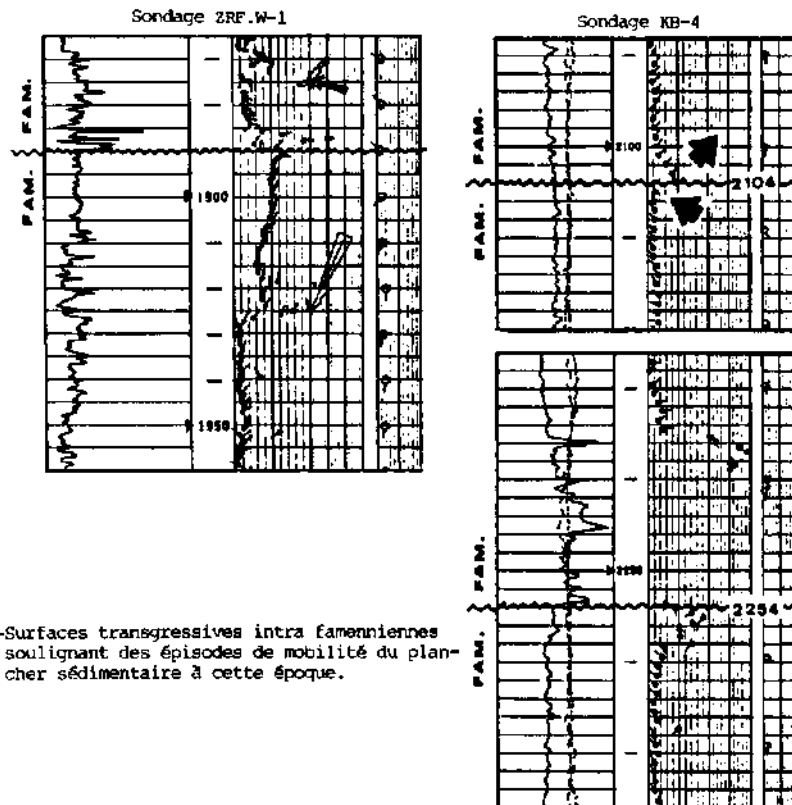


Fig.III.15-Surfaces transgressives intra famenniennes soulignant des épisodes de mobilité du plancher sédimentaire à cette époque.

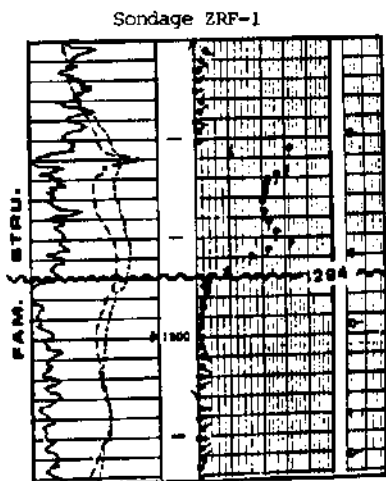


Fig.III.16-Discordance marquant le retrait maximal de la mer au Dévonien supérieur.

Tous les épisodes gréseux interrompant la sédimentation argileuse du Famennien présentent une base nette, bien visible sur les diagraphies, à surface de base érosive et angulaire (fig.III.15). Ces épisodes peuvent être liés à des baisses localisées de la tranche d'eau (exhaussement du plancher sédimentaire) plutôt qu'à des changements de la source du matériel. Ce n'est qu'à la fin du Famennien qu'une véritable phase d'érosion (regression marine) a précédé le dépôt des faciès plus grossiers du Strunien (fig.III.16).

La fin du Dévonien supérieur à Timimoun se caractérise par des érosions éparsees soulignant les aires les plus sensibles à la "surrection bretonne" (fig.III.17 et III.22).

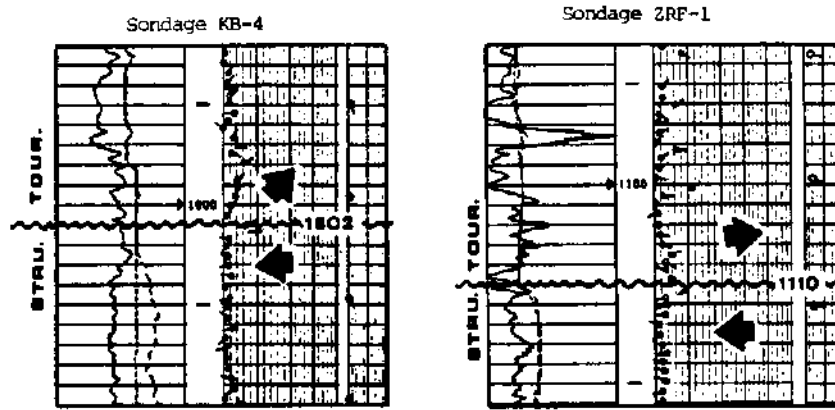


Fig.III.17-Mise en évidence d'une discordance angulaire à la base du Tournaisien dans deux sondages de Timimoun central suggérant une phase de déformation à la fin du Strunien.

Comme pour le Dévonien inférieur, les fluctuations du plancher sédimentaire sont sans effet sur la répartition générale des épaisseurs. Dans la cuvette de Sbaa, une variation très brusque d'épaisseur entre deux sondages (SBAA-1 et SBAA-3) permet toutefois d'estimer un gradient d'épaississement de 370m/Km, suggérant un jeu synsédimentaire le long d'une faille entre les deux sondages, distants seulement de 300m (fig.II.29). Cette distance ne permet pas de percevoir une telle anomalie sur la carte en isopaques. Le schéma montre que durant le Famennien-Strunien la sédimentation a été plus épaisse à l'Est (sondage SBAA-3) à cause d'un affaissement probable de cette partie. Deux tentatives d'explication de cet affaissement se présentent:

**cas a:** faille inclinée vers l'Ouest: compression E-W au Famennien-Strunien. La position actuelle plus haute du Strunien à SBAA-3 impliquerait un rejeu normal post-strunien (distension E-W post-strunienne);

**cas b:** faille inclinée vers l'Est (schéma): distension E-W durant le Famennien-Strunien. La position actuelle plus haute des toits du Strunien et du Famennien à SBAA-3 impliquerait un rejeu inverse E-W post-strunien (compression E-W post-strunienne).

L'égalisation des épaisseurs du Tournaisien-Viséen dans les deux sondages est vraisemblablement liée à une érosion hercynienne uniforme étant donné la courte distance entre les deux sondages: les deux endroits se seraient portés à la même altitude à une époque post-dinantienne. Ceci s'étant fait par jeu inverse à SBAA-1 (faille A), il ne peut se faire que de la même manière à SBAA-3. Il en résulte que la faille B est inclinée vers l'Est et le bassin (du moins la région de Sbaa) ait été soumis à une distension (E-W ?) durant le Dévonien supérieur. Cette hypothèse concorde avec la forte subsidence qu'a connue le bassin à cette époque.

Etant donné l'appartenance de la région de Sbaa à un domaine à influence ougartienne, il est possible d'envisager une relation avec les distensions du Dévonien supérieur ayant affecté la Méseta marocaine (A.PIQUE, 1981) et la partie centrale orientale de l'anti-atlas marocain (J.WENDT, 1985).

2.7. Le Carbonifère

Dans la partie centrale du bassin le Tournaisien débute avec un membre inférieur absent dans les autres bassins en raison de leur faible subsidence ou du retour tardif de la mer après la "surrection bretonne". Ce retour est en revanche plus que tardif pour Timimoun ouest où les terrains struniens subsissaient, durant longtemps, l'érosion (fig.III.21B) : le Dinantien ne se serait pas déposé dans l'emplacement de l'actuelle cuvette de Sbaa (fig.III.22).

Au Tournaisien, seule la partie subsidente du bassin recevait sans être trop perturbée, les sédiments sous une tranche d'eau restrictive comme en témoignent les lithofaciès (fig.III.18) ou les nombreuses surfaces érosives intra tournaisiennes évoquant des périodes de non dépôt ou de forte agitation de milieu (fig.III.19).

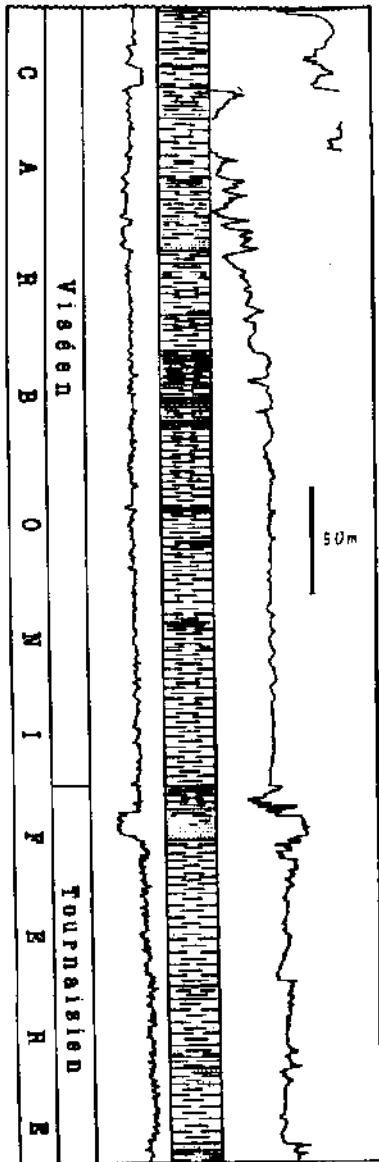


Fig.III.18-Colonne stratigraphique-type du Carbonifère de Timimoun.

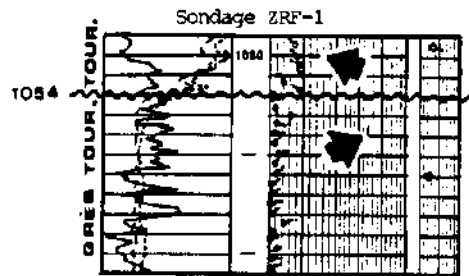


Fig.III.19-Exemple de surface érosive nette intra tournaisienne évoquant des changements du rythme sédimentaire liés aux basculements répétés du bassin, signes précurseurs de la phase hercynienne.

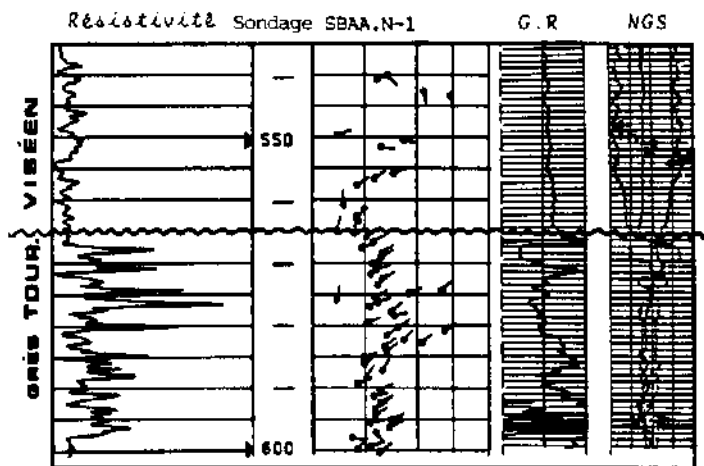


Fig.III.20-Illustration du caractère transgressif de la surface tournaisienne dans la cuvette de Sbaa.

Les faciès argilo-carbonatés du Viséen marquent un débordement plus offensif de la mer sur une surface tournaisienne plus ou moins altérée. L'exemple de la figure III.20, concernant la zone haute de l'actuel sillon de Sbaa, permet de voir que cette surface pourrait être nettement transgressive.

Au Sahara, le retour synviséen à la sédimentation gréseuse (généralement au Viséen supérieur) évoque le début d'une surrection du relief en rapport avec l'orogénèse hercynienne. L'époque d'intervention majeure de la première phase de plissement varie cependant d'une région à l'autre (les reprises de déformation sont de ce fait possibles):

- bassin de Béchar: serrage Viséen supérieur ou Tournaisien terminal. Cette phase se manifeste par la discordance du Viséen inférieur sur le Tournaisien (C.PAREYN et al., 1975);
- Ougarta: serrage anté viséen supérieur retrouvé à la muraille de Chine, limite Emsien-Siegénien (J.L.BLES, 1969);
- bassin de l'Ahnet: la première regression de la mer est mise en évidence par l'existence d'une surface de ravinement affectant le sommet des grès du Viséen supérieur (J.CONRAD, 1976). Cela suppose que le mouvement associé est post viséen supérieur.

#### Tectonique varisque contemporaine:

- au Maroc: mise en évidence d'une structuration paroxysmale anté viséen supérieur (A.PIQUE et A.MICHARD, 1981);
- au Maroc central et au Nord de l'Algérie: une première phase hercynienne est datée anté viséen supérieur (ALLARY; CAILLEUX). Cette phase est suivie d'une deuxième phase cassante post viséen supérieur puis d'une pénéplation des reliefs formés.

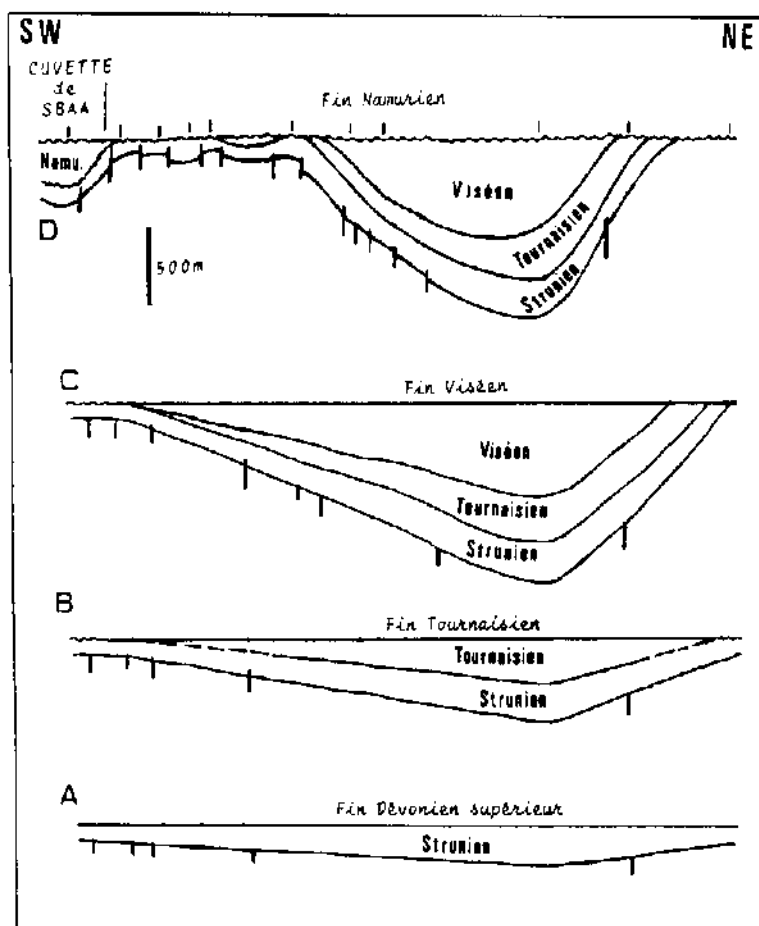


Fig.III.21-Schéma d'évolution de la structure du bassin de Timimoun durant le Carbonifère.

Pour Timimoun, le schéma d'évolution du bassin carbonifère (fig.III.21) montre que la fin du Viséen est marquée par un bassin non encore déformé à l'hercynienne. Son évolution, à caractère seulement promontoire, consiste en l'exagération de la subsidence compensant la perennité épirogénique des zones marginales, génératrices d'érosions. L'actuelle cuvette de Sbaa (ou du moins sa partie SE) ne s'est pas encore individualisée. Elle ne le sera qu'au Namurien. Ce jeune sub-bassin, limité par les chaînes de l'Ougarta à l'Ouest et la Voûte d'Azzene à l'Est, se singularise par des dépôts namuriens, absents dans le reste du bassin de Timimoun.

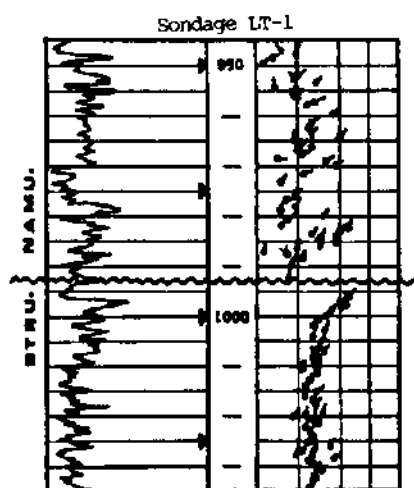


Fig.III.22-Discordance anté namurienne caractérisant la région de Hassi-Ilalou au SE de la cuvette de Sbaa.

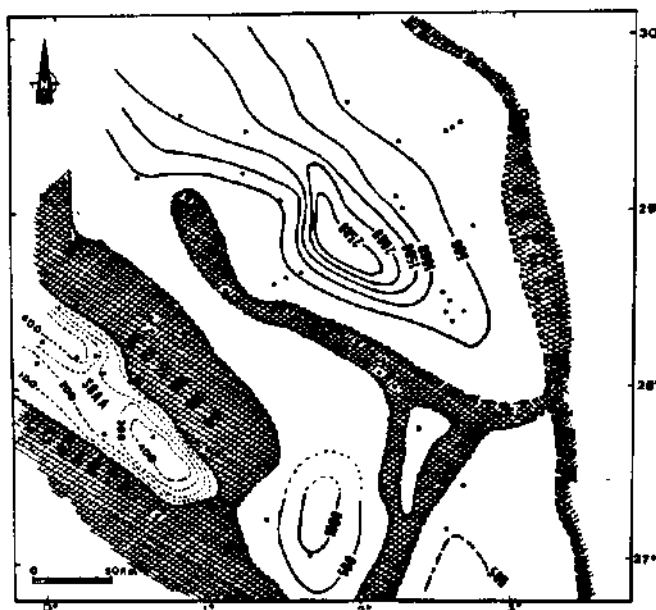


Fig.III.23-Carte d'isopaques actuelles du Carbonifère. La direction SE-NW des bandes érodées reflète l'orientation axiale des principaux "trends" positifs hercyniens.

● zones d'érosion

- PAREYN et al. (1971) attribuent certains mouvements verticaux locaux (Tindouf, Béchar, Reggane, ...) à une phase hercynienne qui aurait provoqué au Namurien inférieur l'épirogenèse du Sahara occidental. La cuvette de Sbaa en serait-elle un écho ?
- Au Maroc central, nord-est et en Algérie du Nord une troisième phase hercynienne (deuxième phase majeure) est mise en évidence au Namurien (ALLARY; CAILLEUX...).

Dans le cas qui nous occupe, ces événements intra namuriens paraissent mieux synchronisés avec le schéma d'individualisation de la cuvette de Sbaa. Quant à l'âge précis du plissement paroxysmal du bassin, la question reste posée. Ce plissement est responsable de la structure majeure actuelle du bassin paléozoïque (fig.III.23). L'érosion fait ressortir des zones allongées NW-SE reflétant la direction axiale des principales rides hercyniennes.



### 3. LE MESOZOIQUE

Faute d'intérêt pétrolier, les données concernant les séries mésozoïques sont très fragmentaires: surveillance géologique des forages, descriptions lithologiques et datation des séries ne sont pas systématiques comme pour les séries paléozoïques. Il serait donc illusoire de proposer une évolution structurale ou paléogéographique sans essayer de construire préalablement un "set" de données analytiques capable de placer le bassin dans les différents cadres paléogéographiques qui ont succédé sur la plate-forme saharienne au cours des temps secondaires. Il eut fallu donc rassembler, analyser et homogénéiser, dans un premier temps, fastidieux, toutes ces données rares et brutes.

Dans ce travail, la division stratigraphique du Mésozoïque a été réalisée à partir des corrélations électriques avec les sondages des régions situées au NE du bassin de Timimoun où les termes secondaires, plus développés, sont largement connus (thèse de G. BUSSON, 1971). Etant donné le caractère azoïque des séries, la subdivision de la colonne proposée (fig. III.24) en unités "électrofaciologiques" (A, B, C, D et E) permet de reconnaître les équivalents latéraux à l'intérieur du bassin, compte tenu des changements de faciès.

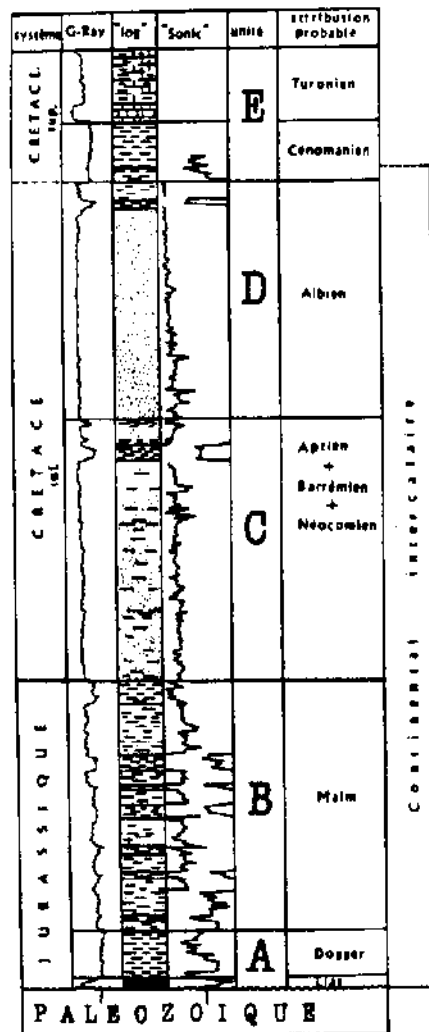


Fig. III.24—Colonne stratigraphique synthétique du Mésozoïque du bassin de Timimoun. D'après les corrélations électriques avec les sondages du Sahara nord-oriental (découpage propre au bassin de Timimoun).

### 3.1. La surface de base du Mésozoïque

C'est une immense pédiplaine qui permis aux premiers termes mésozoïques de s'étaler uniformément. Ils ne sont cependant pas partout synchrones: dans le bassin de Timimoun proprement dit on ne connaît pas de Trias. Cette région était à cette époque, un domaine de pédiplanation alors que se déposait une puissante série dans les bassins nord-est du Sahara (bassin triasique en particulier).

La figure III.25, schématisant une coupe du Mésozoïque dans son état actuel, montre que les premiers sédiments à Timimoun sont d'âge jurassique mais peuvent être localement d'âge crétacé (sondage OK-1). Ces lacunes stratigraphiques dans l'éomésozoïque impliquent une surface de base polygénique, comme c'est le cas à la jonction Ougarta - anti atlas (JOLY, 1962).

Ainsi, les premiers sédiments paléozoïques rencontrés en forage ne seraient pas forcément ceux qui affleuraient à la fin du primaire. La figure III.26 montre que dans le bassin de Timimoun, au moins, affleuraient seulement des termes carbonifères; or la carte en isopaques actuelles (fig. III.23) montre de son côté que certains axes sont profondément érodés (absence totale du Carbonifère): les premiers sédiments paléozoïques rencontrés par le forage sont d'âge dévonien. Si la carte de la figure III.26 reste valable dans le détail, les érosions du Carbonifère seraient manifestement post hercyniennes. Génétiquement, la surface de base du Mésozoïque à Timimoun, ne correspond plus à la discordance hercynienne, du moins dans les zones disséquées.

### 3.2. Le Jurassique

C'est donc au Jurassique que le bassin a commencé à faire appel aux sédiments: des sables s'accumulent en milieu continental, la mer étant au Nord.

Au Nord-Est du bassin, dans le sondage OS-1, le Jurassique, très condensé, débute par le Lias anhydritique qui disparaît brusquement vers le Sud-Ouest. Seuls des faciès terrigènes (Malm, Dogger?) persistent. La limite d'extension des anhydrites du Lias est beaucoup plus au Sud-Ouest que la limite fixée par G. BUSSON (fig. III.27). Dans Timimoun, cette limite se situe vers la région de Zarafa-Khrechba où les anhydrites liasiques ont été rencontrées pour la dernière fois en allant du NE au SW (fig. III.25). L'épaisseur de ces anhydrites varie de 5 à 20m.

L'isopacité du Jurassique traduit un monde à subsidence homogène mais à l'Ouest on constate un léger amincissement évoquant la continuité de cette région à jouer en zone haute comme dans les temps paléozoïques. L'absence du Jurassique dans le sondage OK-1 impliquerait un non dépôt ou une déformation locale à la fin de cette époque. JOLLY (1962) invoque une orogénèse jurassique qui serait responsable du plissement de la surface polygénique post-hercynienne dans les confins algéro-marocains; dans le bassin de Reggane les sables barreño-albiens reposent en discordance cartographique ou angulaire sur les séries antérieures (J. FABRE, 1976), etc.





Fig. III.26 - Schéma géologique du Sahara à la fin du Paléozoïque. (D'après J. FABRE, 1976; simplifié.)

■ Perm-Carbonifère  
 ▨ Dévonien  
 ▩ Silurien  
 ▧ Cambro-Ordovicien  
 ▦ Silesites pourpres  
 ▤ Précambrien

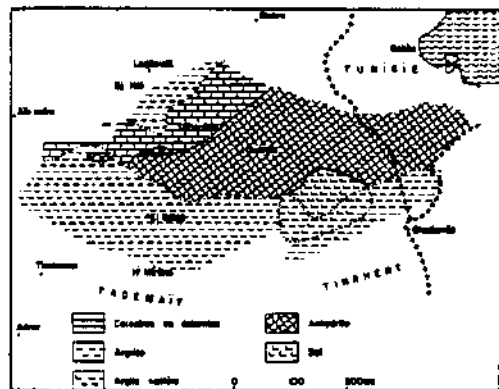


Fig. III.27 - Répartition des faciès au Lias-Dogger inférieur, dans le Bas-Sahara. (D'après G. BUSSON, 1971, simplifié.)

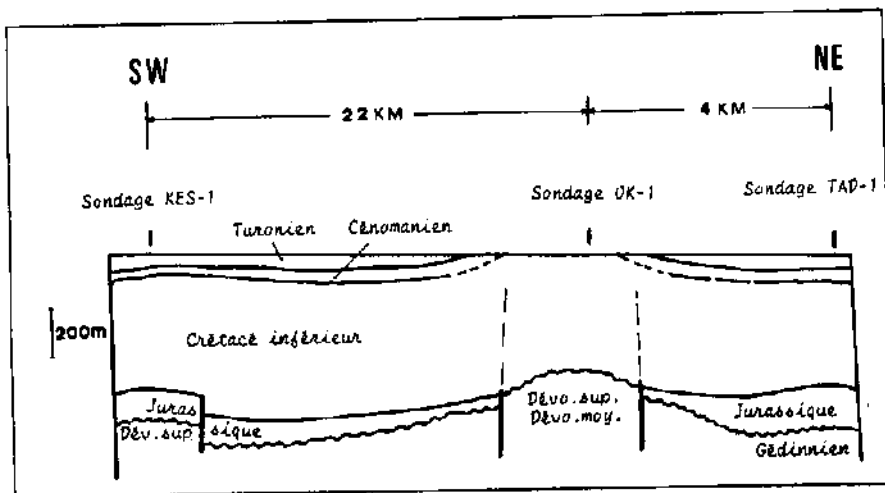


Fig. III.28 - Mise en évidence d'une déformation anté crétacé sur la voûte d'Azzena. (L'échelle horizontale entre les sondages OK-1 et TAD-1, très voisins, a été volontairement exagérée.)

### 3.3. Le Crétacé

La limite Jurassique-Crétacé est une limite lithologique et diagraphique nette: on passe d'un faciès essentiellement argileux à un faciès essentiellement gréseux du Crétacé inférieur.

#### 3.3.1. Le Crétacé inférieur

C'est en quelque sorte le troisième grand épisode détritique qu'a connu le bassin après l'Ordovicien et le Dévonien inférieur. Cet épandage est beaucoup plus important que dans n'importe quel autre bassin limitrophe.

Comme pour les temps jurassiques, le bassin est légèrement plus subsident vers le Nord-Est où la barre aptienne se distingue par une fraction carbonatée (sondage OS-1) avant de se confondre avec les passées argileuses du complexe barre-mo-albien vers le Sud-Ouest. La limite d'extension de l'Aptien carbonaté passe aussi un peu plus au Sud-Ouest que la limite proposée par G. BUSSON (fig. I.41).

Contrairement au Jurassique, l'analyse des corrélations électriques permet de constater qu'il y a très peu de changements latéraux et verticaux de faciès dans le Crétacé inférieur, ce qui implique une paléogéographie relativement permanente tout au long de l'épandage détritique. En conséquence, il devient difficile de placer une limite litho-diagraphique entre le Barrémien et le Néocomien.

Durant le Crétacé inférieur, des mouvements consistant en des rejeux de fractures du socle ont eu lieu un peu partout: surrection du haut fond d'El-biod, du Djebel Guehad, etc. Ces mouvements sont mis en parallèle avec la phase autrichienne (V. PERRODON et al., 1963). Dans le bassin de l'Ahnet, au Sud de Timimoun, des déformations du Crétacé inférieur sont également vues en surface (BEICIP, 1979). Elles attestent de l'existence des mouvements post crétacé inférieur. A Timimoun, la constance des épaisseurs des unités C et D pourrait traduire une sédimentation sans contrôle tectonique. Les petites variations d'épaisseur seraient liées au modèle général (formation d'entailles profondes). La seule déformation apparente affectant le Crétacé inférieur de Timimoun serait postérieure car elle affecte aussi les séries plus récentes (fig. III.28).

#### 3.3.2. Le Crétacé supérieur

Les sables ocres à bancs d'argile rouge du Crétacé inférieur sont surmontés par un complexe d'argiles rouges et de marnes calcaires grisâtres du Cénomaniens formant la transition du régime continental du Crétacé inférieur au régime marin franc du Turonien.

Avec ses argiles rouges décrites à la base dans différents sondages, la moitié inférieure du Cénomaniens fait partie du *Continental intercalaire*. C'est à partir du Cénomaniens supérieur que la mer a pris possession de la région de Timimoun. La barre calcaire du Turonien est partout présente mais s'amincit dans la moitié SW du bassin (ce dernier étant plus subsident au NE). Les faciès lagunaires (anhydrite, gypse) du Sénonien (inférieur?) (sondages OS-1, TEGE-1, ...) soulignent le retrait de la mer à la

fin du Turonien et attestent des conditions de sédimentation en milieu aride. Ce retrait de la mer aurait été accompagné par des déformations comme en témoigne l'absence du Cénomano-Turonien dans le sondage OK-1 (fig. III.28).

Le Sénonien carbonaté surmontant les dépôts lagunaires indique le retour de la mer. Dans la plus grande partie du Sahara algérien, les formations marines se terminent avec le Crétacé supérieur ou dans l'Eocène inférieur (début de la phase atlasique): la mer se retire; le régime continental s'installe et dure encore aujourd'hui. A Timimoun, le Sénonien carbonaté (Maestrichtien ?) est la dernière formation marine rencontrée par les forages, mais uniquement dans la partie subsidente au Nord-Est du bassin (champ de Teguentour, Oued Saret, ...). Vers le Sud-Ouest (absence du Sénonien) les premiers sédiments sous les sables quaternaires sont d'âge turonien (exceptionnellement d'âge crétacé dans le sondage OK-1).

Sur les flancs NW et SE du "bassin" mésozoïque actuel, le Crétacé supérieur est généralement absent (érosion probable).

Par ces terrains crétacés incomplets se termine la colonne stratigraphique paléo-mésozoïque du bassin de Timimoun. L'évolution du bassin, quant à elle, continue mais tout ce qui se serait déposé ou non ou érodé postérieurement ne peut être que caricaturisé par l'interpolation des données d'affleurements des régions lointaines, donc entaché d'incertitudes.

Les indices tectoniques qui auraient caractérisé l'après-crétacé restent gaufrés, mais engrenés, dans les séries plus anciennes locales, enterrées sous un vaste océan de dunes quaternaires: il serait fastidieux, pour le géologue de subsurface, de faire la part de ce qui incombe à l'époque post-crétacée. Les indices relevés sur de jeunes affleurements éparses ne suffisent ou ne conviennent pas pour reconstituer les séquences d'une histoire géologique locale, longue de 60 millions d'années, aussi bien pour Timimoun que pour tout autre bassin sédimentaire dépourvu de terrains tertiaires.

## ANNEXE

La figure III.29 permet de constater que pour les séries secondaires de Timimoun les déformations d'importance régionale restent très discrètement exprimées pour que l'on puisse approcher objectivement une évolution verticale du "bassin" mésozoïque. Des déformations ont été pourtant décrites ailleurs. Il s'agit des indices que je ne ferai que citer pour rendre compte des mouvements post-crétacés (tertiaires), mis en évidence en surface, qui ont affecté des régions plus ou moins contiguës au bassin de Timimoun, et probablement des secteurs inaccessibles à l'observation directe, dont ce dernier.

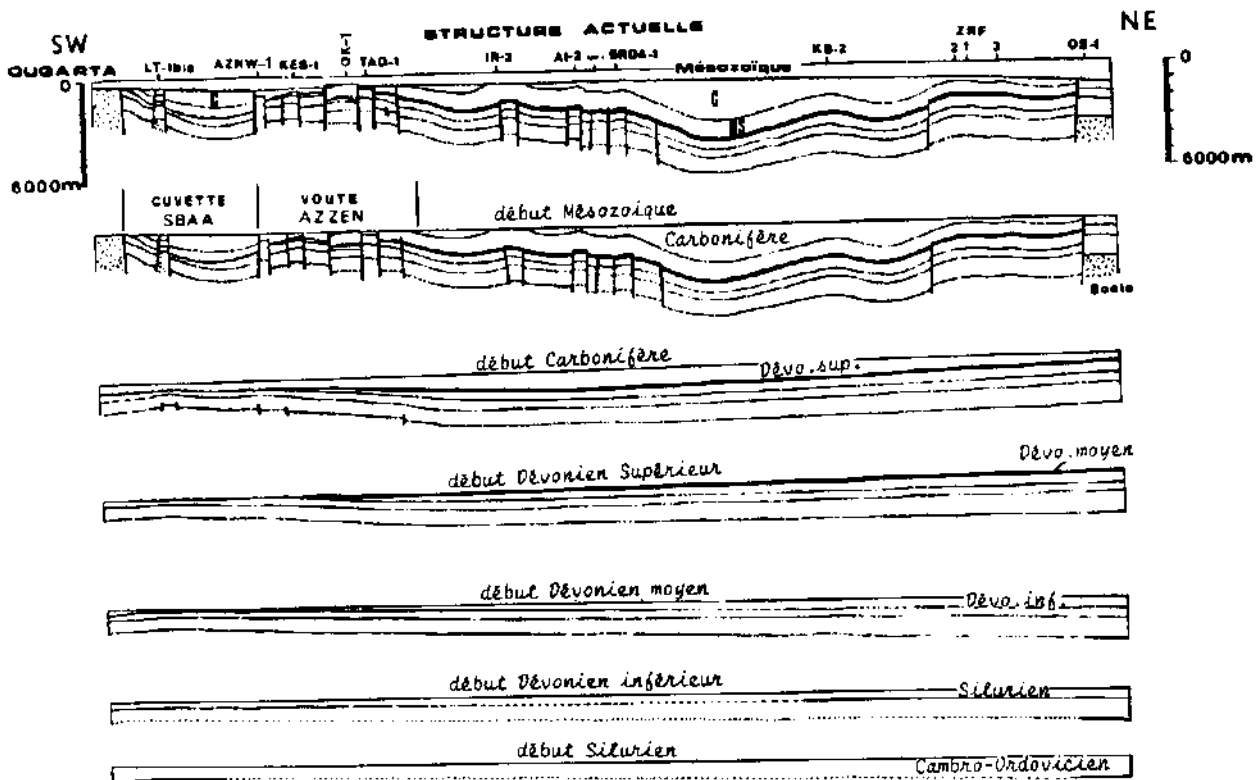


Fig. III.29-Coupes schématisant l'évolution verticale du bassin de Timimoun

- Extraits de l'ouvrage de J.FABRE (1976):

a. "...Deux anticlinaux sont bien visibles et accessibles par la route Béchar-Tindouf. Le premier affecte le crétacé et l'Ordovicien qui apparaît au centre...Le second déforme les calcaires de l'éocène (P.GEVIN et al., 1972). Ces déformations sont attribuées aux rejeux de fractures du socle."

b. "...Un autre type de déformation, repéré par G.B.M.FLAMOND, consiste en ondulations de quelques 50 à 100m de large...s'alignent en longues lanières grossièrement Nord-Sud à l'Est de la route El-Goléa - In Salah. Elles affectent les calcaires maestrichtiens ou paléocènes. Là encore, ces ondulations paraissent être l'écho en surface des rejeux d'accidents du socle."

- Extraits de la thèse de G. BUSSON (1971):

a. "Des plissements dans la région d'El-biod - Guehad:...il s'agit donc des déformations postérieures au Nummitique (Paléogène)...Il est vraisemblable qu'il s'agit là de mouvements d'âge miocène."

b. "...Quant aux anticlinaux de Tademaït occidental (celui se OK-1 en particulier) qui se dessinent dans les terrains du Crétacé supérieur, ils correspondraient certainement à des mouvements tertiaires ou du moins leur dernier rejeu serait d'âge tertiaire."

c. "Au Tinrhert occidental: ...il s'agit d'un faisceau d'accidents de direction subméridienne...Un accident se prolonge encore plus au Nord décalant les cuestas éocènes et affectant même le continental tertiaire."

d. "...Je rappellerai néanmoins qu'un certain nombre d'accidents qui traversent les terrains mésozoïques du Tinrhert se poursuivent au delà de la limite de ces terrains et peuvent se suivre à la surface du continental tertiaire; ainsi l'accident allant du Guehad à El-biod, qui se prolonge jusqu'à Hassi-Mouilah..."

e. "...En outre je rappellerai un accident extrêmement intéressant qui a rejoué dans le Quaternaire sur la rive occidentale de l'Oued Mya, à la limite du sondage Qd-1. Cette déformation montre localement un enfouissement récent de la vallée de l'Oued Mya."

#### 4. REGIME ACTUEL PROBABLE DE DEFORMATION. LES EVENTUELLES IMPLICATIONS SUR LA STRUCTURE ACTUELLE DU BASSIN

##### 4.1. Régime actuel

A l'ovalisation régionale N45-N55 des trous de forages (chapitre "Fracturation"), nous avons fait correspondre une contrainte tectonique actuelle de composante horizontale majeure N135-N145. Cette direction évoque celle d'un serrage NW-SE déterminé par les mesures in situ dans les formations tertiaires un peu partout dans les chaînes alpines et dont voici deux exemples:

- Sud-Est de la France: plusieurs phases d'âge tertiaires ont été mises en évidence (F. ISSARD, 1977). Elles s'engrènent dans les séries inférieures mais une seule phase affecte le Tortonien (Miocène supérieur). Elle est donc post-tortonienne et correspond à un serrage NW-SE. Ailleurs, cette phase affecte des termes plus récents (J. LETOUZEY et P. TREMOLOIERES, 1980).

- Tell méridional oranais (Algérie): une phase compressive (plis N30) fini-tortonienne a été soulignée (GERARD THOMAS, 1979). Cette phase affecte aussi les termes du Plio-Quaternaire de l'Algérie nord-occidentale.



D'après ces deux exemples, il est vraisemblable qu'il s'agit de la même phase. Mais peut-on conclure qu'il n'y a eu qu'un seul serrage du Tortonien à l'Actuel ? Au cas où l'on pourra répondre par l'affirmative, ce qui est le cas du bassin de Paris (P. TREMOLIERES, 1981), on arriverait à admettre que la contrainte actuelle N135-N145 définie à Timimoun d'après l'étude d'ovalisation des trous de forage pourrait correspondre au serrage post-tortonien qui affecte certaines zones alpines et qui fonctionne aussi dans le territoire saharien de Timimoun. Les mesures des contraintes in situ réalisées en France (C. PAQUIN et al., 1978) montrent qu'actuellement le régime est en compression et que la direction des contraintes principales maximales est justement NW-SE. Il revient à admettre une extension géographique de cette phase post-tortonienne au delà de l'espace alpin, au Sahara algérien ou du moins dans le bassin de Timimoun, comme c'est le cas des serrages affectant d'autres formations tertiaires du Nord Sahara: ces serrages correspondent assez bien à ceux déterminés dans le Sud-Est de la France (J. LETOUZEY et P. TREMOLIERES, 1980).

Nous concluons que la contrainte tectonique N135-N145 définie dans le bassin sédimentaire de Timimoun à partir de l'analyse des ovalisations des trous de forage correspondrait probablement au serrage post-tortonien affectant actuellement certaines zones alpines (Sud-Est de la France, chaînes catalanes espagnoles, Algérie du Nord, ...) et qui, jusque là, était jugé assez limité dans l'espace.

*Remarque:* dans le cas où notre hypothèse s'infirmait, la contrainte définie à Timimoun caractériserait alors un autre serrage actuel NW-SE, de même direction que le serrage post-tortonien défini dans les régions alpines, mais différent de ce dernier (!). Est-ce possible? En d'autres termes, serait-il possible d'avoir deux serrages synchrones (du moins à l'Actuel), de même direction, affectant des régions contiguës, mais sans qu'ils soient rattachés à la même phase?

#### 4.2. Les effets probables de ce régime sur la structure actuelle du bassin

*Remarque:* dans le Sud-Est de la France il a été constaté que des failles de direction N-S soumises au serrage post-tortonien (NW-SE) ont déjà pu fonctionner en senestre.

Bien que les différents stades d'évolution d'une phase ne soient pas forcément synchrones dans toutes les régions affectées, nous allons voir quelles seraient les éventuelles implications (à caractère contemporain ou prévisionnel) du serrage N135-N145, défini à Timimoun, dans la structure actuelle de ce dernier.

Nous avons déjà montré que le bassin de Timimoun est affecté par trois principaux systèmes de failles (fig. I.4):

- système N-S à l'Est et au Sud (tectonique hogarienne);
- système NW-SE au centre (hercynien);
- système composite à l'Ouest.

Le long des failles N-S, au pied du flanc ouest du Mont de l'Idjerane, cette phase pourrait provoquer des décrochements senestres qui seront traduits par la genèse de plis coniques en échelon. Nous n'avons pas de preuve ni d'indices concernant ces

possibilités mais compte tenu de certaines orientations notre hypothèse mérite d'être prise un peu au sérieux. En effet, P. TREMOLIERES (1981) écrit: "...On a remarqué que les structures en échelon peuvent former, regroupées, un anticlinorium qui, cartographiquement, apparaît comme un grand anticlinal à axe parallèle à la faille. C'est le cas des structures comme l'anticlinal de Saint-Michel dans le sud des Causses, du Djebel Idjerane ou des structures d'Assekaïfaf au Sahara... En surface, une étude fine de l'orientation des axes des structures mineures peut lever immédiatement le doute en montrant leur obliquité par rapport à la faille et à l'axe de la structure cartographique. La genèse et l'âge de la structure peuvent ainsi être clarifiés et surtout ses particularités de forme qui, autrement, causent des surprises au géologue de subsurface..."

Les failles NW-SE, parallèles à la direction du serrage, restent pratiquement inertes: aucun déplacement majeur tant que durera cet état de contraintes. Néanmoins, du point de vue prévisionnel, le jeu en extension des failles (normales notamment) est théoriquement envisageable. Ces conditions sont propices aux émissions volcaniques.

A l'Ouest, le système de failles est polydirectionnel mais les tracés les plus longs correspondent aux failles NW-SE et E-W. Les principaux rejeux possibles seraient donc des décrochements dextres. L'existence de quelques accidents N-S à NE-SW au Sud de ce canton conduit à y entrevoir respectivement des jeux senestres et des jeux inverses. Dans cette région à tectonique de blocs, les failles subverticales étant nombreuses, les déplacements inverses seraient insignifiants et avec eux la structuration associée.

Notons quand même la direction NE-SW de certaines structures situées justement dans la partie sud de ce canton (OTLA-1, OTRA-1, HRA-1, etc.) où des failles ou flexures NE-SW ont été cartées. Cependant, rien ne prouve que ces structures aient un lien quelconque avec le serrage actuel (absence de terrains tertiaires).

Le fait le plus expressif de ce serrage est la possibilité des jeux en décrochement dextre le long des failles E-W. En effet, l'ovalisation des trous de forage grossièrement N-S dans la partie ouest du bassin attesterait d'une contrainte locale E-W, c'est-à-dire parallèle à l'accident. La réorientation locale des contraintes à proximité des grands accidents est un phénomène qui a été observé in situ à toutes les échelles (ARTHAUD et MATTAUER, 1969; de CHARPAL et al., 1974; ADONIS et DROUILLET, 1975; PETIT et RABILLER, 1975; J. LETOUZEY, 1977, ...) : les contraintes prennent la direction de la faille et un jeu en décrochement s'associe. Dans le cas qui nous occupe, il est difficile de prouver de manière directe ces hypothétiques décrochements mais nous ne pouvons non plus les infirmer, les ovalisations N-S dans ce secteur étant tangibles. Il en résulte qu'à l'Est, le long du mont de l'Idjerane, bien que nous ne disposons pas de données sur l'ovalisation des rares forages anciens, les possibilités de jeux senestres méritent d'être prises plus au sérieux.

## CHAPITRE II

### EVOLUTION DES SEDIMENTS

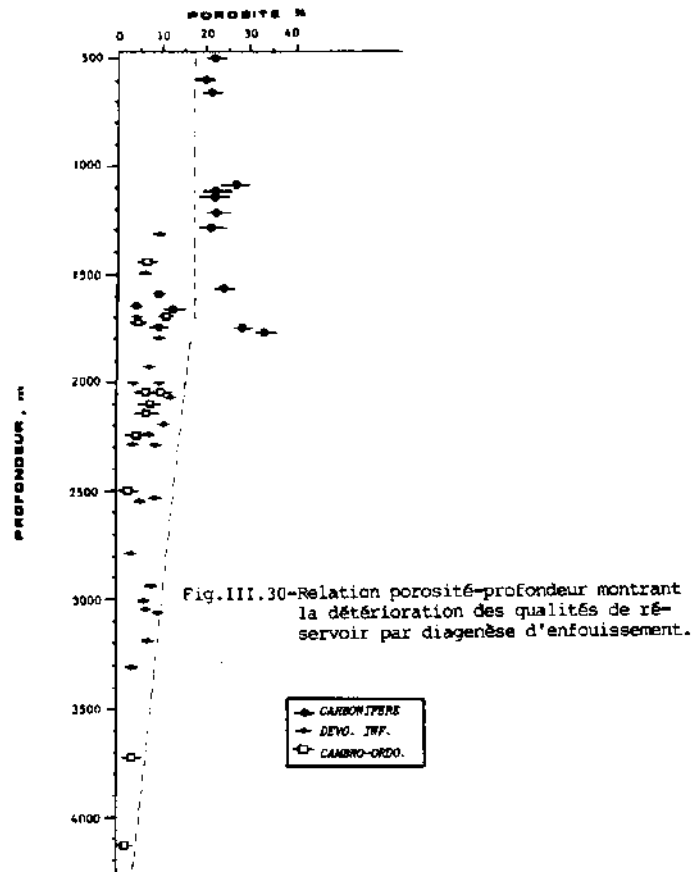
Dans le bassin de Timimoun on est dans un domaine où les séries paléozoïques n'ont réellement subi qu'un seul paroxysme orogénique, celui d'une tectonique hercynienne non pénétrative, exprimée essentiellement par des plis ouverts de grande taille. L'évolution des sédiments est loin de tout contrôle dynamothermique. Elle consiste en une simple compaction (diagenèse d'enfouissement) qui d'ailleurs reste gouvernée par des facteurs en rapport avec la nature et les processus de la sédimentation.

#### 1. LES GRES

Les principaux indices diagénétiques dans les sédiments gréseux sont ceux qui reviennent dans toutes les descriptions des lames minces: ... *Les grains présentent des contacts concavo-convexes ou tangentiels à points; des golfes de corrosion; nourrissage secondaire autour des grains de quartz; joints stylolitiques stratiformes; etc.* Ces éléments sont relatés dans tous les niveaux gréseux carottés du Paléozoïque. Ils évoquent une diagenèse par compaction certes mais, parce que non quantifiés, ne mettent pas en relief l'effet du changement de la profondeur: les témoins d'une diagenèse d'enfouissement doivent nécessairement évoluer avec la profondeur. Cette évolution est mieux illustrée par la relation porosité-profondeur qui reste le critère le plus expressif de la diagenèse par enfouissement (compaction).

En général, on assiste à une réduction de la porosité suite aux réactions solides: dissolution aux points de contacts inter-grains, précipitation dans les pores et cristallisation autour des grains de quartz. Néanmoins, il reste possible que certaines mutations minéralogiques soient accompagnées d'une augmentation de la porosité: dissolution des ciments carbonatés précoces (SCHMIDT, V. et Mc DONALD, D.A., 1977), dolomitisation tardive du ciment calcique, dissolution des feldspaths, kaolinitisation des illites, etc. (Ce dernier processus étant à l'origine de l'augmentation locale de la porosité de certains grès cambro-ordoviciens de Hassi-Messaoud). Toutefois, d'après la loi de LE CHATELIER, dès que le dépôt est soumis à la pression de surcharge, il y a une forte chance pour qu'un quelconque changement minéralogique devant se produire ne s'accompagne d'une réduction de la porosité plutôt que de son accroissement. C'est ce qui semble être le cas pour le bassin de Timimoun, mais seulement à partir d'une certaine profondeur (fig. III.30):

- entre 500 et 1700m la diagenèse par compaction paraît encore mal amorcée à cause, peut-être, de la quantité limitée des produits



de dissolution. Ce qui signifie que les contacts inter-grains seraient peu fréquents (les contraintes lithostatiques verticales étant faibles) ;

- à partir de 1700m la réduction de la porosité devient régulière: la porosité maximale passe de 25-30% à moins de 5% vers la profondeur 4000m. Le gradient de réduction de la porosité est estimé à environ 6%/Km. Cette réduction serait provoquée aussi bien par l'écrasement simple des grains (compaction) que par la cristallisation croissante des produits de dissolution (silicification). Ceci est d'autant plus probable si l'on sait qu'à partir de 1500m le nombre de contacts soudés croît rapidement (J.C.M. TAYLOR, 1950).

Pour le bassin de Timimoun nous pouvons dire que la relation porosité-profondeur n'est pas linéaire dans son ensemble: les grès du Carbonifère ne sont pas trop impliqués dans cette compaction.

Nous verrons dans le paragraphe qui va suivre que cette cote coïncide curieusement avec le niveau de déshydratation des smectites déterminé pour le bassin.

Bien qu'il soit difficile de tirer des conclusions à partir des données de lames minces qu'on n'a pas observées personnellement, la compaction des grès à partir de la cote 1700m évoque une quartzification accentuée par un excès de silice qui serait libérée par la transformation des smectites en interstratifiés ou par la kaolinitisation des illites dans les niveaux plus bas.

La cote 1700m est aussi celle où commence à augmenter le gradient géothermique du bassin. Cette augmentation va favoriser les transformations métasomatiques et expliquerait vraisemblablement pourquoi en dessus de cette cote la silicification est moins développée et avec elle la compaction des grès. MAXWELL (1964) a trouvé que les grands gradients de réduction de la porosité correspondent aux grands gradients géothermiques.

Bien que des faits concordent, une analyse minutieuse de la silicification (nature et quantité) en profondeur est souhaitable pour pouvoir infirmer ou confirmer nos hypothèses.

Enfin, la relation porosité-profondeur montre que les grès cambro-ordoviciens peuvent être plus poreux que les grès du Dévonien inférieur quand ces derniers sont structuralement plus bas. Comme la compaction est un processus irréversible, cela signifie que la chute de porosité est plus sensible à la profondeur qu'à l'âge des grès. Autrement dit, l'importance des processus diagénétiques responsables de la réduction de la porosité serait tardive (post-tectonique): la diagenèse ne se serait pas exercée de manière notable depuis le dépôt.

## 2. LES ARGILES

### 2.1. Rappels théoriques

Sur les argiles la compaction est plus intense que sur les grès, ces derniers étant moins compressibles.

Dans les conditions normales d'enfouissement la compaction des argiles est traduite par l'expulsion d'une certaine quantité de solution mère de volume égal à celui de la réduction de la porosité. Cette réduction s'exprime:

$$(\text{PHI})_h = (\text{PHI})_0 \times e^{-kh}$$

où:  $(\text{PHI})_h$  - porosité à la profondeur  $h$ ;  
 $(\text{PHI})_0$  - porosité initiale (surface);  
 $k$  - coef. lithologique;  
 $h$  - profondeur.

En général, il y a une relation directe entre la compaction des argiles et la charge des sédiments mais un déséquilibre de compaction peut être généré à n'importe quel moment de l'histoire géologique d'une argile (durant son dépôt ou durant celui de la charge) (fig. III.31):

- avec l'enfouissement, la diminution progressive de la porosité se traduit par un taux de compaction normal: la pression  $P_2$  des pores est statique (argile A2). A un certain stade de la compaction, le drainage pourrait être réduit et l'expulsion des fluides n'est plus active (argile A1): la pression lithostatique verticale (C) devenant faible, c'est la pression des fluides ( $P_1$ ) qui tend à supporter l'essentiel de la charge. Dans un pareil milieu, la pression lithostatique horizontale croît. Quand la pression totale atteint la limite de résistance mécanique des argiles, celles-ci cèdent par fracturation assistée qui peut avoir un caractère cyclique (fonctionnement des fractures en "clapet") si la déshydratation des argiles est un processus continu dans le temps. Un tel milieu peut persister durant de longues périodes géologiques en répondant aux différentes sollicitations tectoniques par des déformations ductiles. Les milieux sous-compactés peuvent être à l'origine des disharmonies de déformation ou des phénomènes de décollement (favorables, par exemple, au transport des nappes de charriage). Ces milieux sont

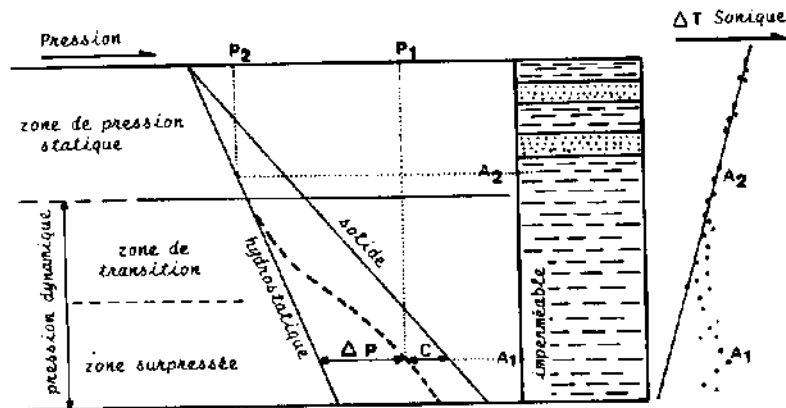


Fig.III.31-Diagramme des pressions en fonction de la profondeur et du drainage.  
Schéma synthétique(RUMEAU et SOURISSE; DICKINSON; HINCH etc.), modifié.

aussi responsables des augmentations locales du gradient géothermique: le drainage et la convection étant peu actifs dans les argiles sous-compactées, le transfert de chaleur ne peut s'effectuer que par conduction. Ce dernier processus est assez lent et la zone sous-compactée va constituer une zone "chaude".

La détermination des zones "chaudes" est fondée sur la connaissance du gradient géothermique régional. Ce dernier est approché d'après les mesures de températures dans les trous de forage: Tests de formations et/ou mesures diagraphiques (*Bottom-Hole Temperature-BHT*). Bien que les températures mesurées par Tests de formations soient plus stabilisées, les diagraphies fournissent une densité de mesures beaucoup plus grande (3 ou 4 mesures par sondage); ce qui pourrait mener à une meilleure estimation du gradient géothermique en utilisant le pointé de HORNER (fig.31a). C'est une relation linéaire, en échelle semi-logarithmique, représentant les températures maximales (BHT) relevées lors de chaque descente diagraphique, en fonction du rapport  $Dt/t + Dt$ , où:

- t - durée de la circulation (ou de refroidissement) de la boue;
- Dt- temps écoulé entre l'arrêt de la circulation et l'instant de mesure (ou temps de rechauffement)

La température statique ( $T_f$ ) de la formation est obtenue par simple extrapolation pour  $Dt / t + Dt = 1$ , c'est-à-dire pour un temps de circulation relativement négligeable par rapport à celui de rechauffement.

Le gradient géothermique réel sera:

$$G.G. = 100 \times (T_f - T_s) / H ;$$

- où:  $T_f$  - température vraie à la profondeur H ;
- $T_s$  - température moyenne en surface;
- a, b, c, d, e, f - mesures lors des différentes descentes diagraphiques (généralement le même jour).

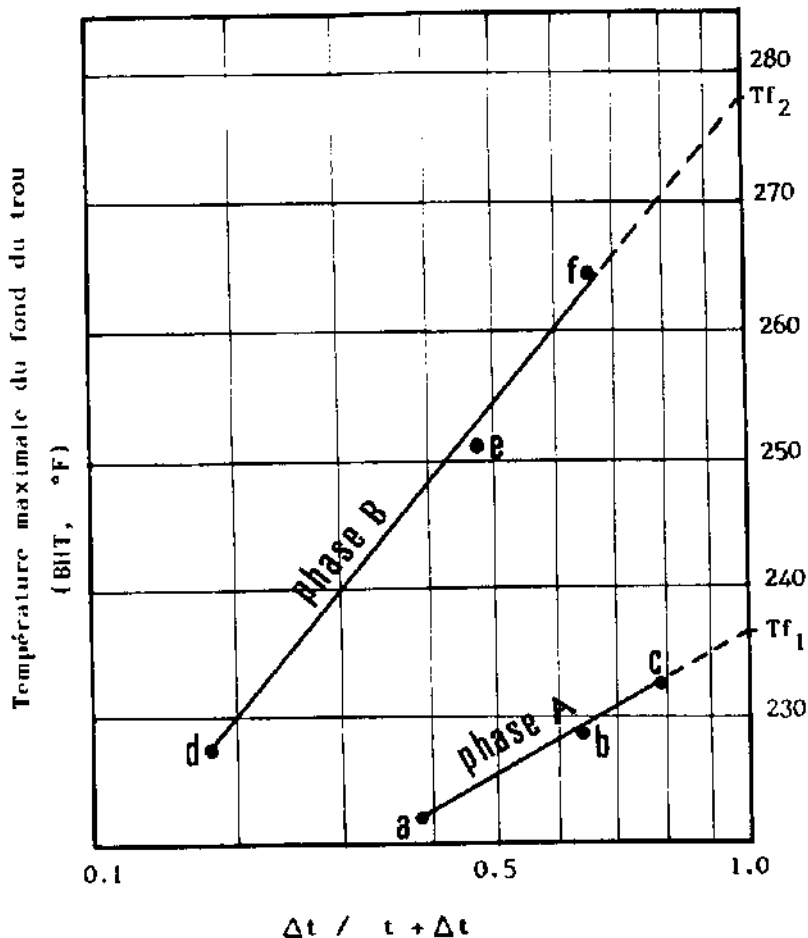


Fig.III.31.a- Pointé de Horner des températures .Principe d'extrapolation

## 2.2. Etat de compaction des argiles de Timimoun

### 2.2.1. Profils de compaction des argiles

Dans tous les sondages de Timimoun central c'est toujours les argiles du Silurien, du Frasnien et partiellement celles du Famennien qui présentent les états de sous-compaction les plus prononcés. Le profil type de compaction est illustré par la figure III.32. En règle générale, en allant du toit du Famennien à la base du Frasnien, on passe d'une compaction normale à une zone surpressée. Le passage peut être transitionnel ou brusque (fig.III.33). Pour ce complexe famenno-frasnien, l'effet de charge est beaucoup plus actif dans la partie supérieure où la pression des pores se dissipe plus rapidement au contact des niveaux perméables du Strunien gréseux. L'induration de cette partie supérieure aurait donné naissance à une barrière de perméabilité verticale à la dissipation des pressions de la partie médiane et encore plus à celle basale. Ce phénomène explique la forme en "demi-cloche" du profil de compaction sur cet ensemble.

La surpression du Silurien est quant à elle plus uniforme avec cependant une certaine induration des argiles en allant vers le toit.

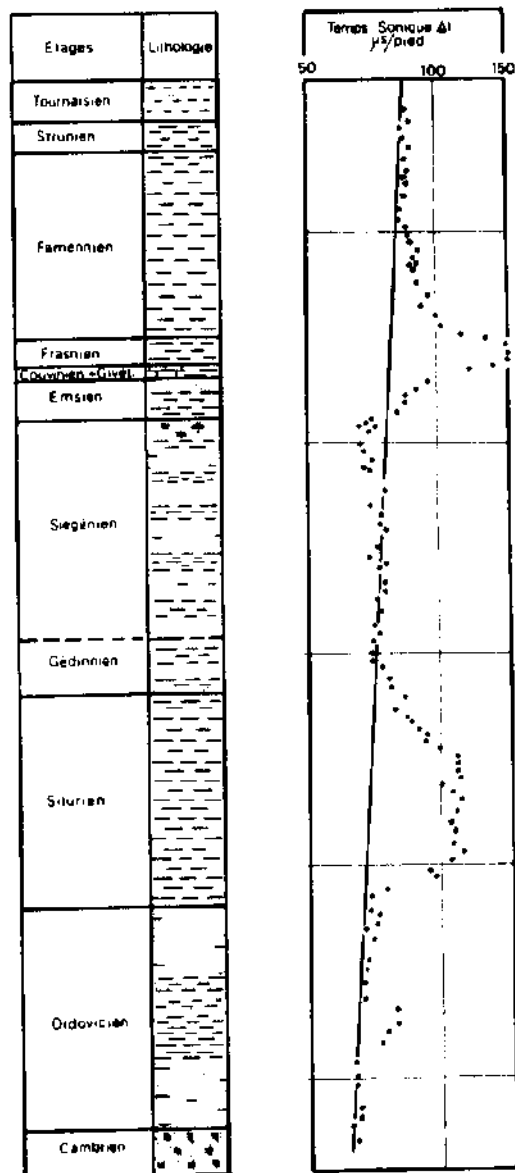


Fig.III.32-Profil-type de compaction des sédiments argileux du bassin de Timimoun.

Dans le secteur ouest du bassin, les argiles sont nettement plus indurées mais des séquelles de surpression sont préservées à la base du Silurien (fig.III.34). La tectonique de blocs caractérisant cette région a sans doute joué un rôle essentiel dans la compaction des argiles. Les profils de compaction présentent des décalages qui évoquent les nombreuses phases d'érosion et de non dépôt reconnues à cette partie du bassin. Ces érosions auraient permis aux surpressions de se dissiper complètement. Les failles multiples à jeu normal associées à la tectonique de blocs auraient de leur côté servi de drains pour l'acheminement des fluides de compaction.



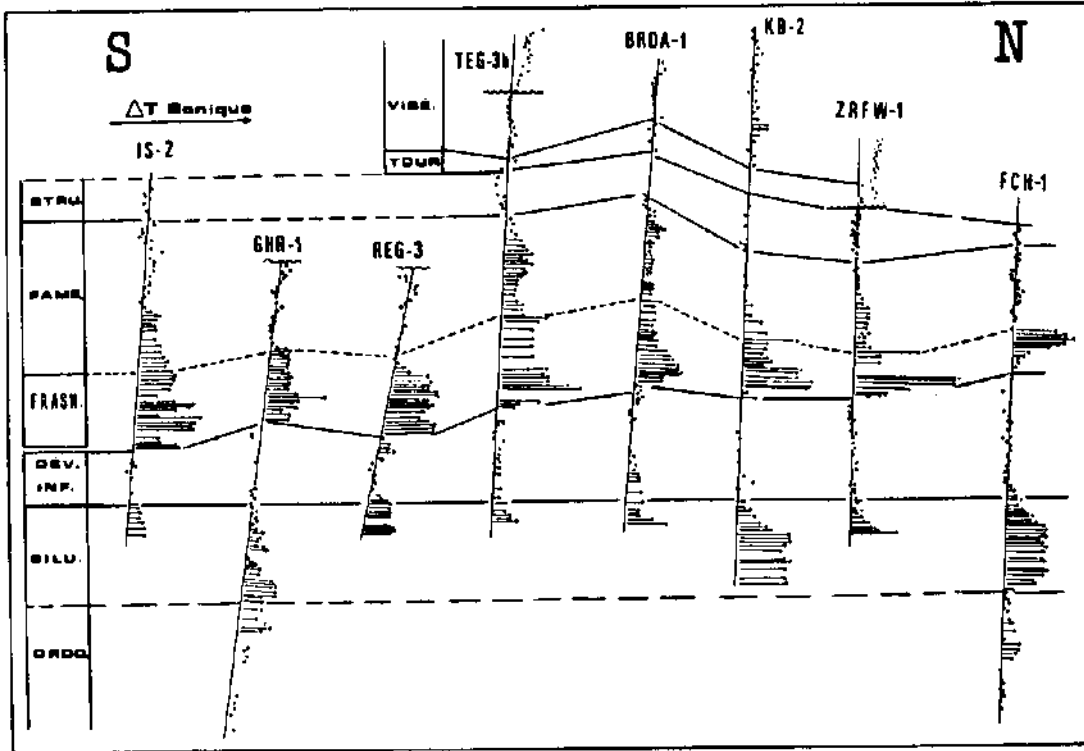
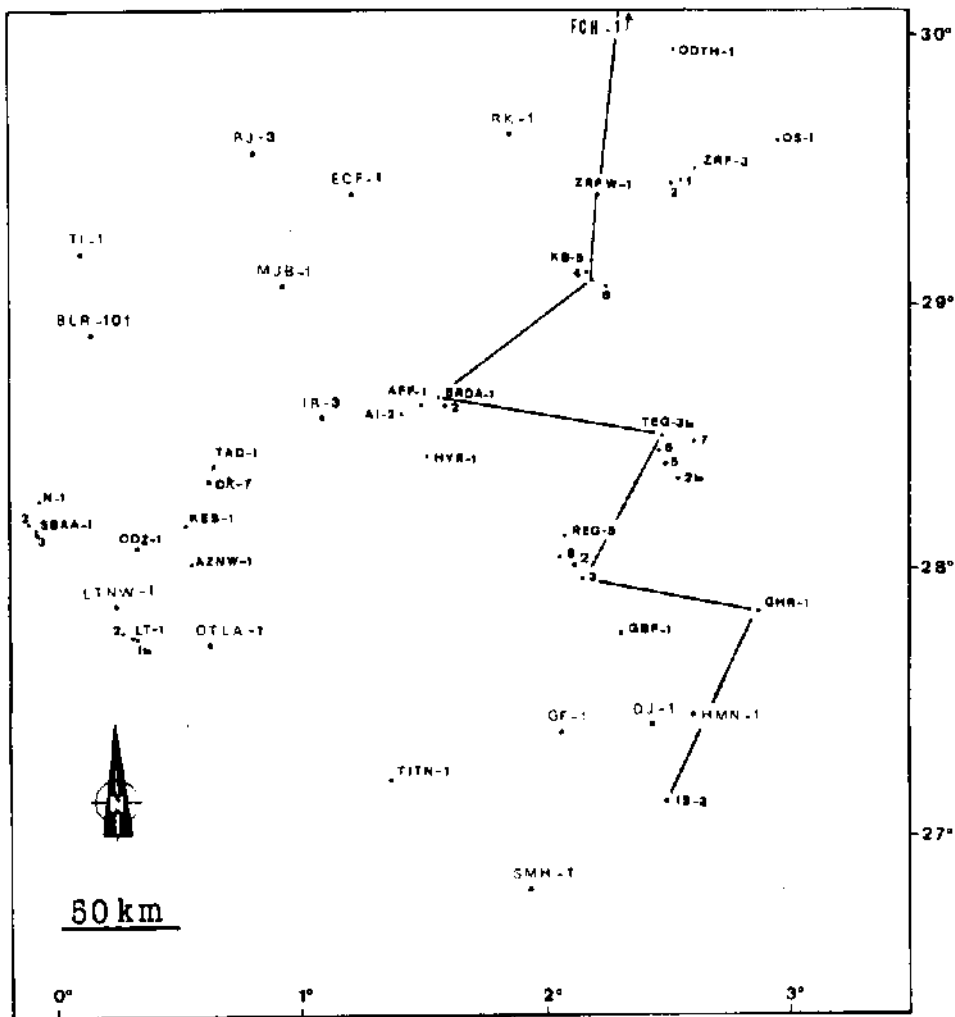


Fig.III.33-Comparaison des profils de compaction des argiles paléozoïques dans le secteur central du bassin.  
 On constate que pour une série argileuse donnée, le mode de compaction est uniforme sur l'ensemble du bassin.



## 2.2.2. Origines probables des surpressions

### 2.2.2.1. Le Famennien

Les parties sous-compactées du Famennien sont caractérisées par des chutes de résistivité et une radioactivité de base normale. La sous-compaction ne peut être liée qu'à un piégeage d'eau interstitielle. L'augmentation du rapport Th/K dans les zones surpressées (fig. III.35) porte à croire qu'au moins une partie de l'eau piégée résulterait d'une déshydratation des smectites (illitisation). Le rapport Th/K dans une argile est en effet directement lié au degré de stabilité de cette argile. Le principe est basé sur la solubilité du potassium et l'insolubilité relative du thorium. Les argiles "potassiques" sont de ce fait sujettes à des altérations (dissolution et entraînement du potassium) tandis que les argiles "thorifères" sont constituées de minéraux plus stables. La déshydratation des smectites avec la profondeur s'accompagne donc soit d'une diminution soit d'une augmentation du rapport Th/K suivant que l'eau de déshydratation est évacuée (compaction normale) ou piégée sur place (sous-compaction).

### 2.2.2.2. Le Frasnien

La base de cette formation se distingue par une radioactivité anormalement élevée et de ce fait non matricielle. La diagraphie de spectrométrie des rayons gamma naturels (NGS) montre que c'est l'uranium qui apporte l'essentiel de cette radioactivité. Compte tenu de la grande résistivité de cette zone, cela atteste d'une présence notable de matière organique (fig. III.36 A).

L'augmentation de la charge a pour effet, entre autre, de favoriser les processus thermochimiques pour la décomposition de la matière organique et la génération du gaz méthane notamment (HEDBERG, 1974). Si les argiles contiennent déjà une certaine quantité d'eau interstitielle, la génération du gaz, peu soluble dans l'eau, va engendrer et/ou accentuer une surpression qui sera préservée par la réduction de la perméabilité relative à chacune des phases. La sous-compaction étant probablement causée par une génération du gaz, le rapport Th/K ne sera pas nécessairement élevé.

### 2.2.2.3. Le Silurien

La zone surpressée est de faible résistivité et fortement radioactive à la base. Comme pour le Frasnien, c'est l'uranium qui contrôle l'essentiel de la radioactivité de cette base. Cette dernière, bien connue à l'échelle du Sahara, se caractérise par des faciès noirs euxiniques (JAEGER et al. 1975; HASSAN et MASSA, 1975...) et correspond au "pic radioactif" des pétroliers considéré par beaucoup comme étant lié à la matière organique. Celle-ci a cependant pour effet d'accroître la résistivité.

Il est certain que les argiles siluriennes ont connu un important potentiel organique mais compte tenu de la faible résistivité de cette zone (jusqu'à 0.3 ohm.m dans certains sondages), il serait aussi possible d'admettre une conversion de ce

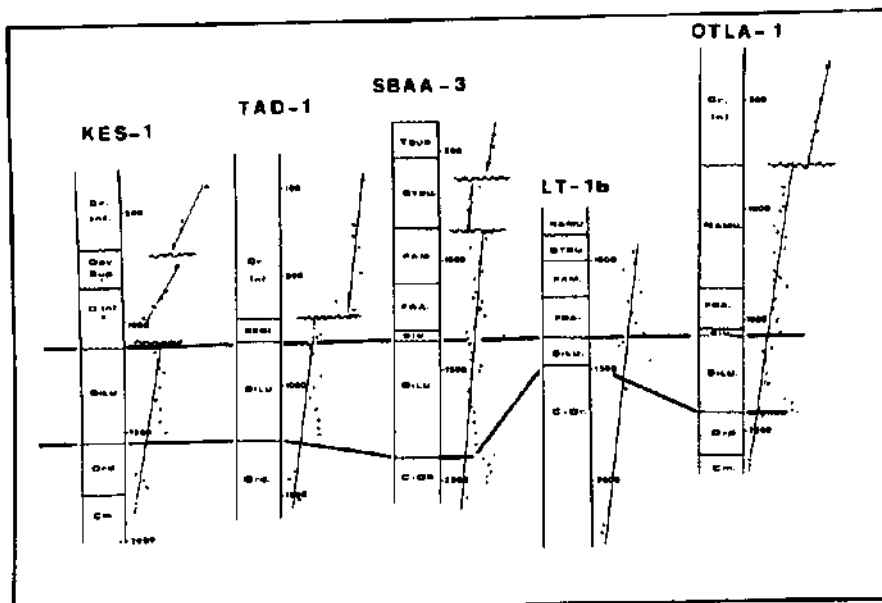


Fig.III.34-Profiles de compaction des argiles: sondages situés en zones tectonisées. On note l'absence des états de sous-compaction importants et les différents gradients des profils causés vraisemblablement par les discordances affectant le même sondage.

potentiel organique en un "gite" uranifère. L'uranium a la propriété de ne pas suivre la migration des hydrocarbures: il reste dans la matière organique résiduelle. Les conditions euxiniques sont favorables à la prolifération des organismes et, par suite, aux possibilités de la fixation et la précipitation, sous l'action bactérienne, de l'uranium sous forme d'uranyle  $UO_2$ , qui peut, en s'hydrolysant, former des complexes avec des composés organiques qui jouent un grand rôle dans la concentration et l'accumulation des minerais uranifères (uraninite, etc.). Ces derniers seraient, avec les composés métallifères associés, une des principales causes de la chute de résistivité dans le "pic radioactif".

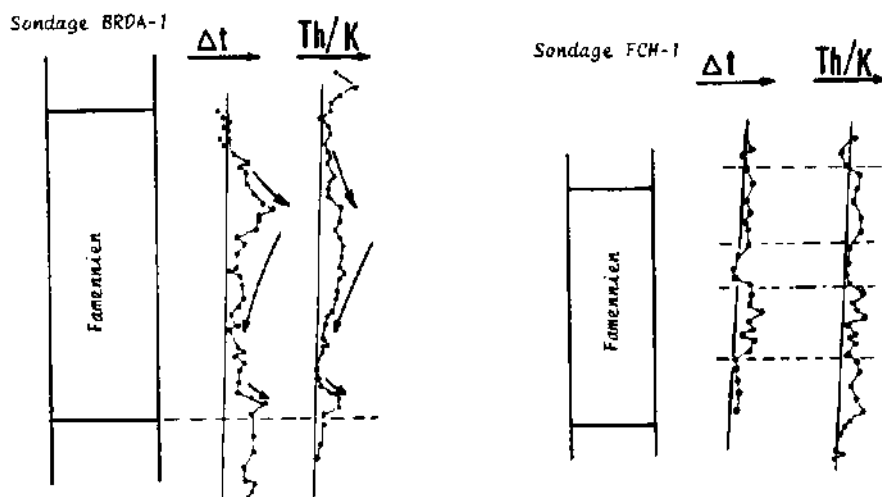


Fig.III.35-Confrontation du profil de compaction des argiles au rapport Thorium/Potassium dans deux sondages différents. L'augmentation du rapport Th/K dans le Famennien surpressé peut témoigner de la contribution de la déshydratation des argiles (montmorillonites) dans la surpression du Famennien.

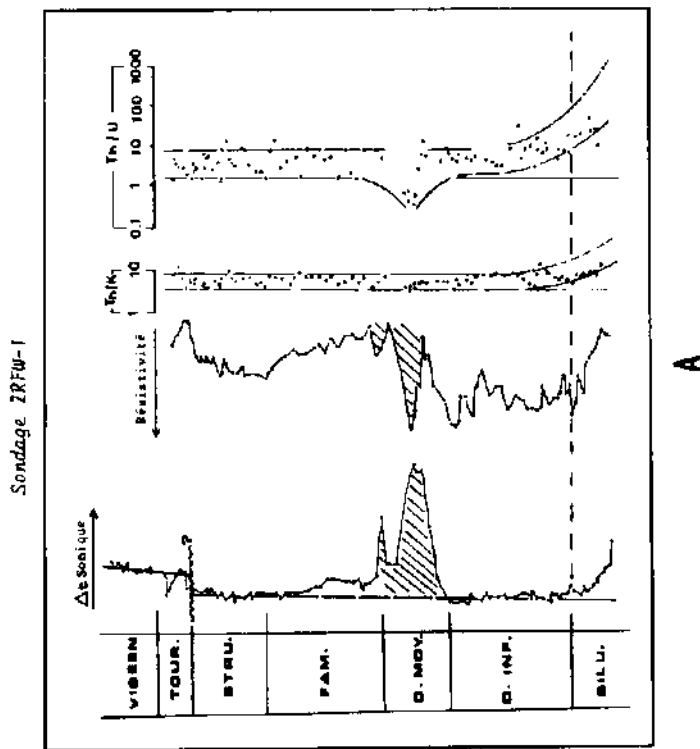
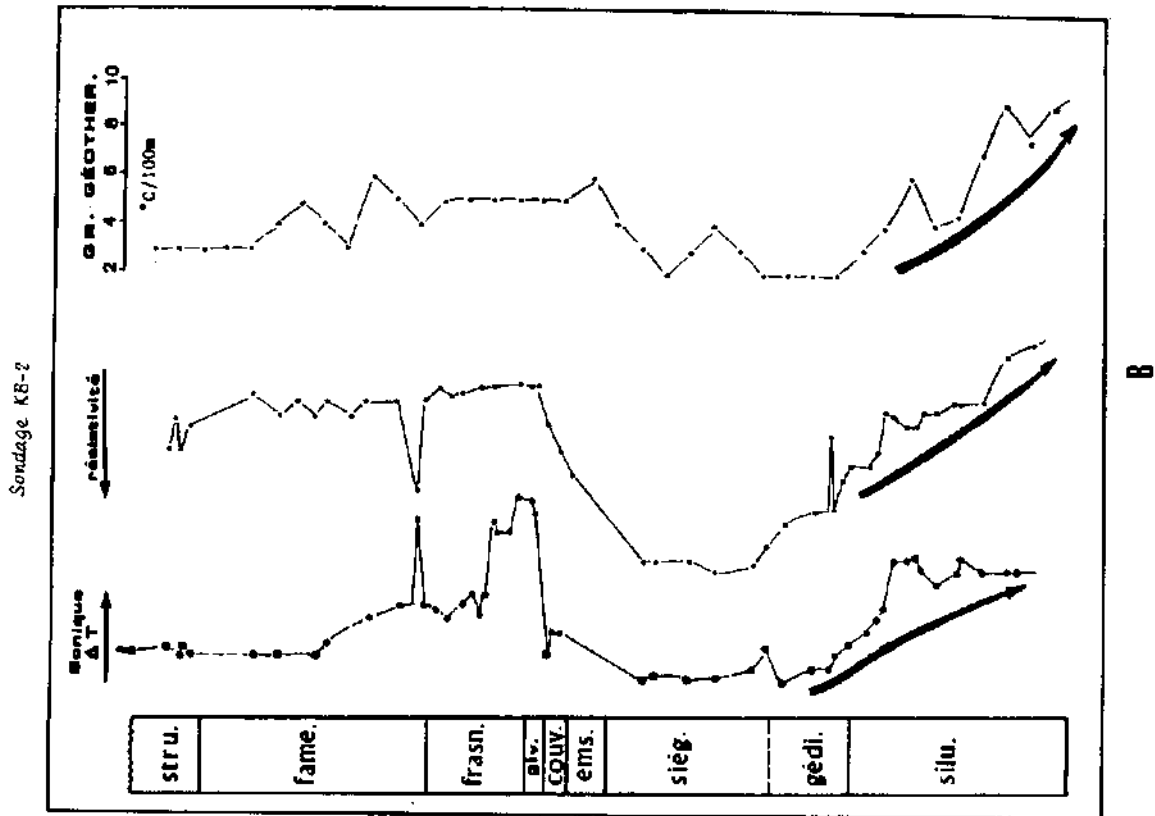


Fig. III.36 - Illustration des causes de la sous-compaction des argiles: pas carbonisation de la matière organique, pour le Frasnien (A) et piégeage d'eau interstitielle pour le Famennien et le Silurien (B)

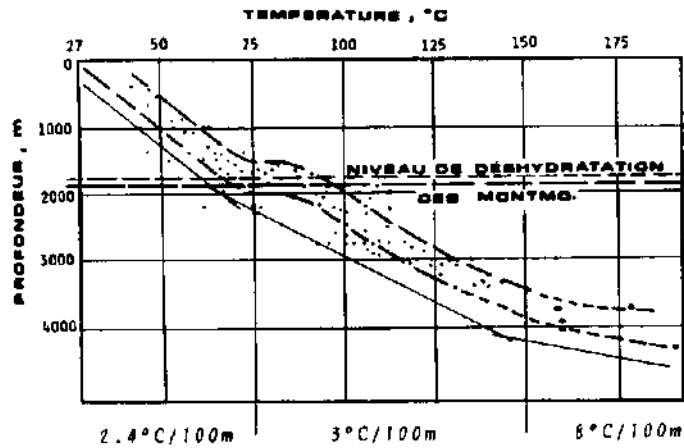


Fig. III.37-Profil de température du bassin de Timimoun.  
Établi à partir des mesures diagraphiques au  
fond des puits.

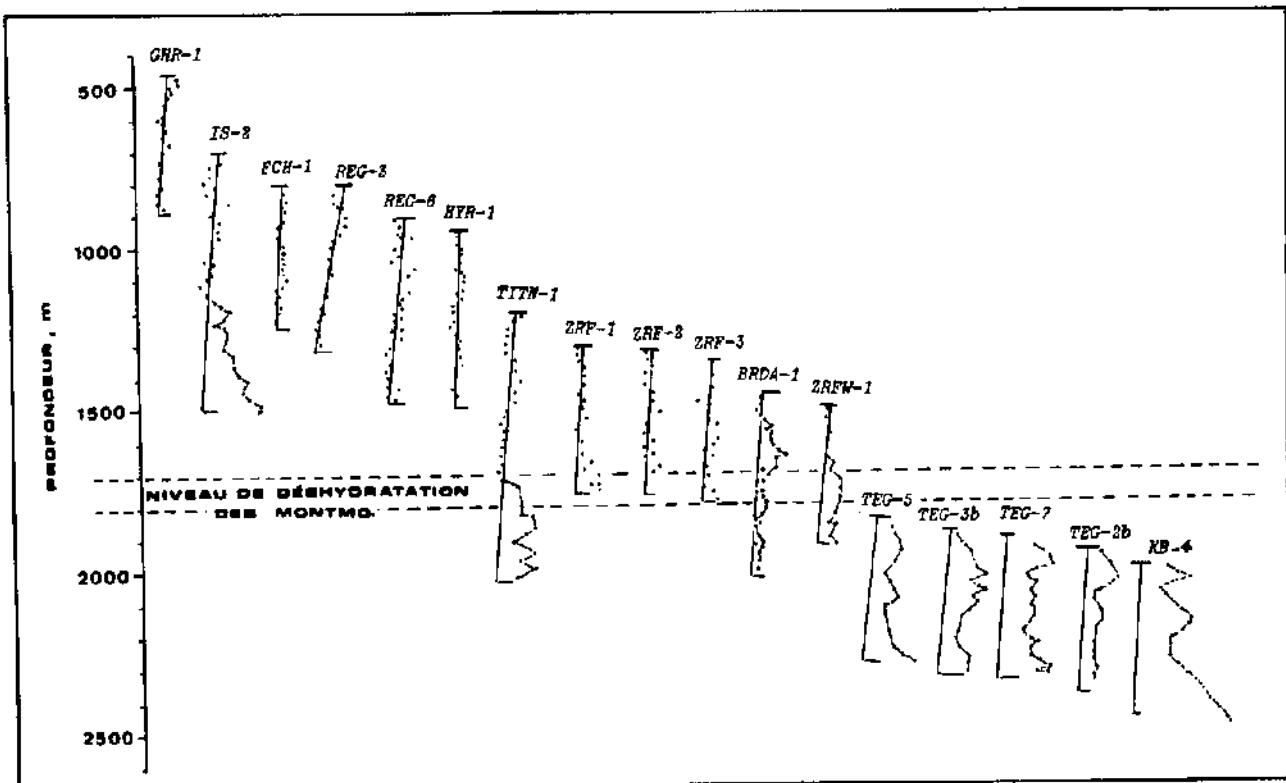


Fig. III.38-Etats de sous-compaction des argiles famenniennes  
en fonction de la profondeur.  
C'est généralement à partir de 1700-1800m que com-  
mencent à apparaître les séquelles de sous-compac-  
tion liées à une probable déshydratation des argiles  
de type montmorillonites.

La base du Silurien apparait donc comme un embryon de "gite uranifère" (50 à 80 ppm) plutôt qu'une zone simplement enrichie de matière organique.

La sous-compaction du Silurien serait liée à un défaut d'expulsion d'eau interstitielle. Le piégeage d'eau est confirmé par l'augmentation locale du gradient géothermique (fig.III.36B). Cette eau n'aurait certainement constitué qu'une cause supplémentaire de la faible résistivité. En effet, à elle seule, l'eau piégée pourrait-elle faire chuter la résistivité à une telle valeur? On peut supposer une réponse par la négative car:

- il semblerait que l'eau dans les zones sous-compactées est plus douce que dans les zones de compaction normale à cause du phénomène osmose (l'argile enlève du sel au fluide qui l'imprègne);
- dans la partie supérieure du Silurien la résistivité est moins faible et serait contrôlée par la seule sous-compaction des argiles (comme pour le Famennien).

Au cas où l'hypothèse du "gite uranifère" s'infirmait, comment pourrait-on expliquer une telle chute de résistivité en présence notable de la seule matière organique ?

### 2.2.3. Influence sur l'évolution des argiles

Théoriquement, la déshydratation des smectites ne peut avoir lieu qu'à partir d'une certaine température qui est de l'ordre de 110°C. Cette valeur est atteinte à des profondeurs variables suivant les gradients géothermiques des bassins.

Dans Timimoun central, les états de sous-compaction des argiles famenniennes commencent à apparaître à partir de 1700-1800m (fig.III.38) (sauf dans le sondage IS-2 (\*)), cote à partir de laquelle le gradient géothermique du bassin commence lui aussi à augmenter en passant de 2.4°C/100m à 3°C/100m pour atteindre, localement peut-être, une valeur de 8°C/100m vers 4000m de profondeur (fig.III.37). Vers la cote 1750m la température du bassin est comprise entre 75 et 95°C, mais comme les mesures de température par diagraphies donnent des valeurs non stabilisées, on peut admettre que c'est une estimation par défaut: le pointé de HORNER n'a pu être appliqué à cause de l'absence de mesures des durées de refroidissement et/ou rechauffement. Il en résulte qu'à cette profondeur la température vraie du bassin pourrait être plus proche de 110°C et c'est donc à partir de cette cote qu'il faut s'attendre à d'éventuelles déshydratations des smectites; ce qui est justement le cas.

La compaction totale des argiles famenniennes entre 500 et environ 1750m peut s'expliquer par:

- une longue période de non dépôt qui aurait permis aux solutions mères de s'évacuer complètement (cas des sondages GHR-1, REG-3 et REG-6 où les argiles famenniennes, totalement indurées, sont sous discordance post-hercynienne);

---

(\*): Le niveau de déshydratation des argiles dans ce sondage semble contrôlé par l'appartenance de ce sondage au bassin de l'Ahnet où le tectonisme est plus prononcé (influence hogarienne): accentuation possible du flux thermique favorisant l'agradation du réseau argileux dès les faibles profondeurs.

- les argiles n'auraient pas encore atteint le stade de déshydratation à cause du faible gradient géothermique entre 500 et 1750m.

En dehors du sondage IS-2, cette dernière hypothèse paraît plus générale car le Famennien est totalement compacté à chaque fois qu'il se trouve plus haut que 1750m, sans qu'il soit directement sous discordance (sondages FCH-1, HYR-1, TITN-1, ZRF-2, ...). Toutefois, les deux hypothèses ne peuvent s'exclure mutuellement car même si les solutions mères imprégnant les argiles ont été évacuées en période de non dépôt, la mise en place de l'eau de déshydratation des smectites est quant à elle plus tardive.

Le commencement simultané de l'apparition des zones sous-compactées et de l'augmentation du gradient géothermique à partir d'une même cote (environ 1750m) suggère une sous-compactation par la seule déshydratation des smectites; ce qui expliquerait le faible degré de la sous-compactation du Famennien par rapport au Silurien où la surpression pourrait être liée aux deux processus (piégeage des solutions mères et de l'eau de déshydratation des smectites). Il a été montré dans la *Gulf Coast* (K.MAGARA, 1975) qu'à elle seule, l'eau de déshydratation des smectites ne joue qu'un rôle secondaire dans la surpression des argiles.

Les histogrammes de la figure III.39 montrent que pour une formation argileuse donnée, les rapports TH/K se concentrent autour d'une même valeur qui détermine, par sa fréquence, la réponse de cette formation. Cela signifie que le minéral prédominant dans la série argileuse est pratiquement le même en tout point du bassin mais aussi en profondeur. On peut avancer que dans le bassin de Timimoun il n'y a pas eu de diagenèse selective: toutes les argiles relèvent du même stade diagenétique à l'exception des zones sous-compactées par piégeage d'eau (Famennien et Silurien). Ces zones peuvent avoir des rapports Th/K plus élevés traduisant une argile relativement plus évoluée. La figure III.40 permet de constater que la majorité des argiles sont au stade d'interstratifiés I-M. Ceci paraît normal pour des séries soumises à un gradient géothermique à peine moyen et apparemment éloigné de tout contrôle dynamothermique ou plutonique.

L'accroissement local du gradient géothermique dans les zones surpressées peut augmenter les chances de l'altération totale des smectites en illites quand les positions échangeables sont occupées par du potassium. La "chaleur" de ces zones ne fait qu'accroître la pression et avec elle les possibilités de la transformation de ces illites en chlorite ou en kaolinite. C'est ce qui semble s'exprimer sur la figure III.40 pour les argiles du Famennien inférieur (F1) et du Silurien supérieur (S2). Ces deux zones sont caractérisées par une augmentation locale du gradient géothermique (fig. III.36 B). La température maximale atteinte dans la zone de sous-compactation n'est cependant pas nécessairement celle de cristallisation des minéraux argileux. Si les recristallisations avaient pris place, l'argile, devenant plus rigide, aurait cédé par fracturation, or les argiles sont ductiles.

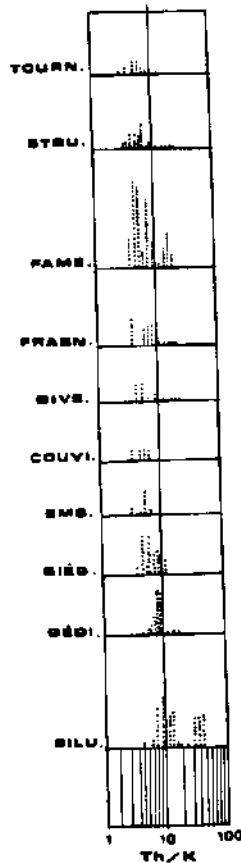


Fig. III.39-Histogrammes d'évolution du rapport Th/K en profondeur. La constance de la valeur moyenne du rapport suggère l'absence d'une diagenèse sélective. Les augmentations du rapport dans les argiles fameniennes et siluriennes sont liées aux intervalles sous-compactés.

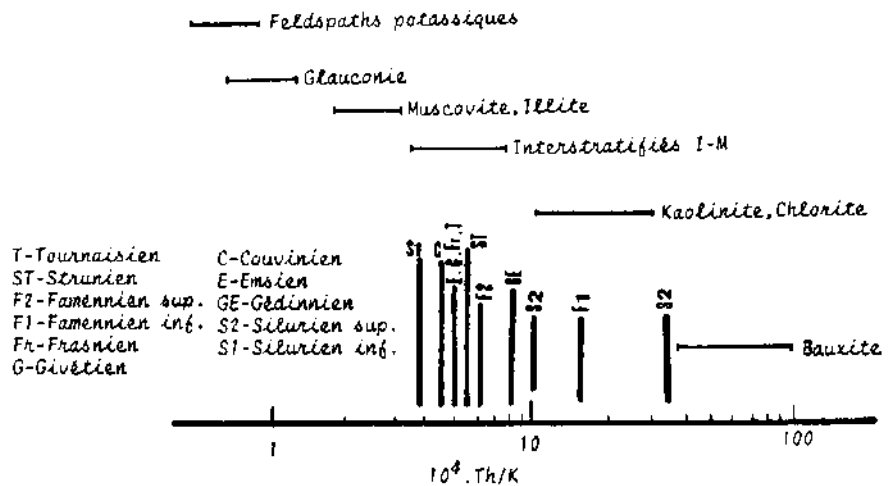


Fig. III.40-Identification de la minéralogie des argiles dans le bassin de Tinimoun. (Abaque HASSAN et HOSSIN, 1975).

L'examen des données radiocristallographiques pour différents sondages et formations montre de son côté que l'illite est le minéral prédominant (environ 50% en volume) (fig. III.41). Contrairement aux interprétations de la diagraphie de spectrométrie des rayons gamma naturels (NGS), les interstratifications sont peu signalées. Nous imputons cette disharmonie au fait que les mesures de laboratoire portent souvent sur des carottes essentiellement gréseuses où les argiles échantillonnées sont de type structural, disséminé ou laminé et de ce fait certainement plus indurées ou évoluées que les séries argileuses très épaisses et d'extension régionale, sur lesquelles porte l'analyse des diagraphies. Ceci semble se confirmer au sein même des données de laboratoire puisque le rapport de quelques mesures d'indice de cristallinité des illites en fonction de la profondeur fait ressortir des courbes qui évoquent notre hypothèse. La figure III.42 montre en effet que dans le sondage REG-5 les illites du réservoir siegénien-gédinnien sont mieux cristallisées que les illites des argiles régionales du Silurien sous-compacté ou de



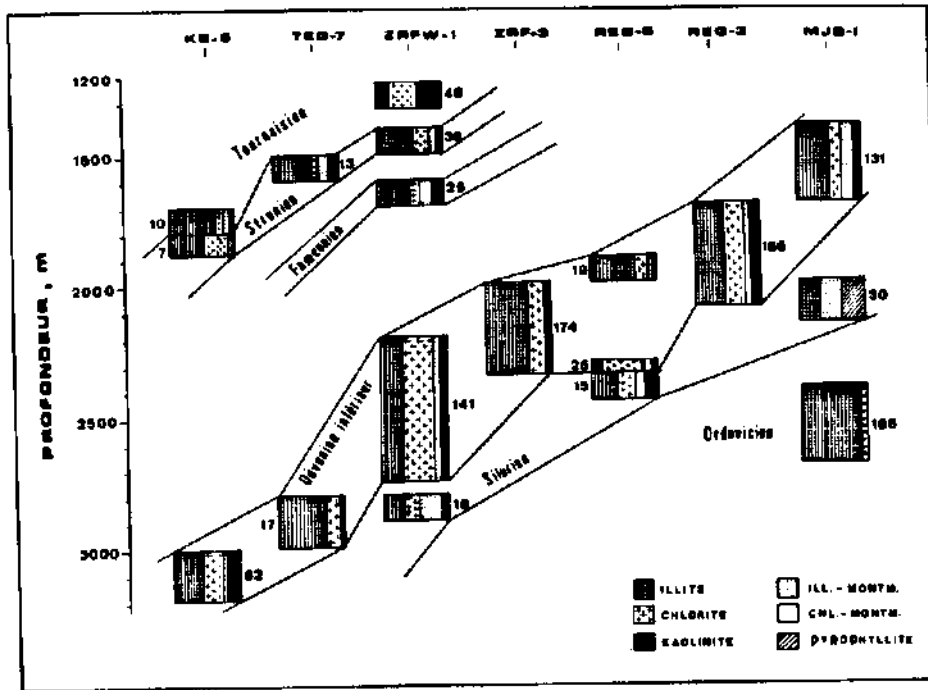


Fig.III.41- Minéralogie des argiles par volume dans différents sondages du bassin. (Schéma établi à partir des données d'analyses de laboratoire. Les chiffres indiquent le nombre de mesures effectuées sur la carotte).

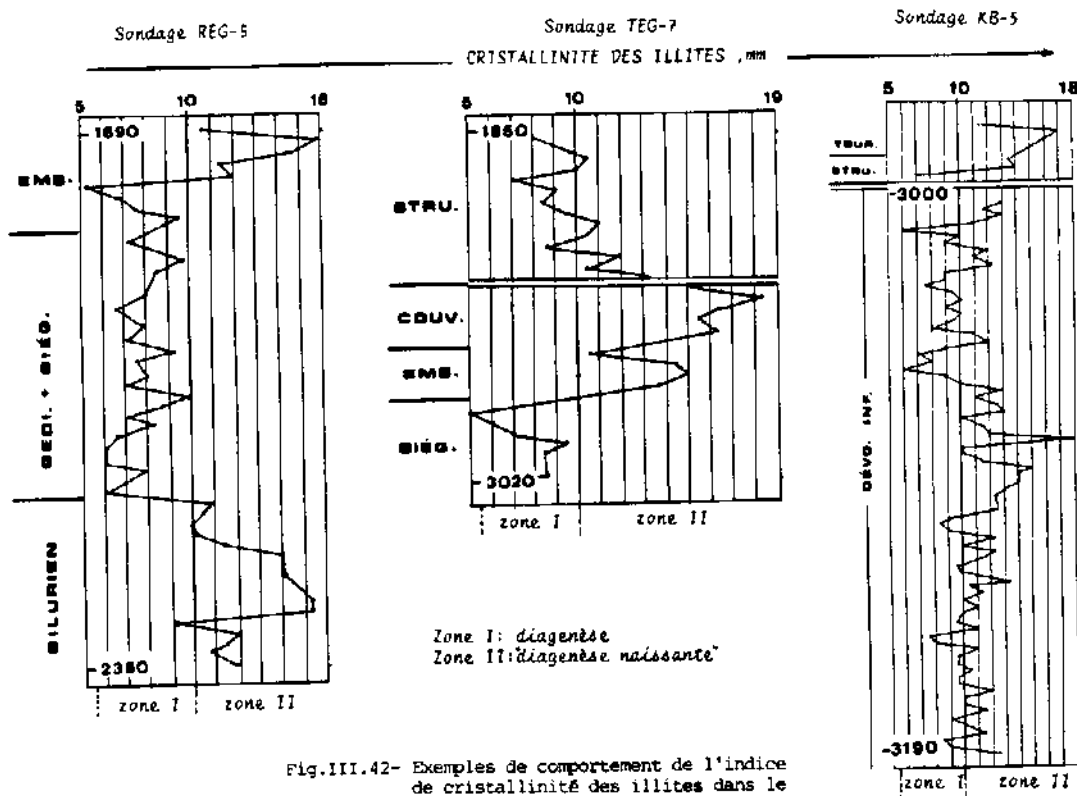


Fig.III.42- Exemples de comportement de l'indice de cristallinité des illites dans le bassin de Timimoun.

l'Emsien argileux. Le même phénomène est observé dans deux autres sondages: les meilleures cristallinités correspondent aux argiles emballées dans les grès. Ce sont donc les argiles les plus épaisses et les plus homogènes qui présentent les plus mauvaises cristallinités à cause de leur fraîcheur ou sous-compaction. Ces argiles rendent mieux compte du stade diagénétique atteint par les sédiments à l'échelle régionale.

Néanmoins, comme indiqué par l'analyse des diagraphies, la figure III.41 montre que d'après les données de laboratoire la composition minéralogique des argiles reste pratiquement inchangée aussi bien dans l'espace que dans le temps.

#### **2.2.4. Interprétation des profils de compaction: sédimentation et subsidence**

La sous-compaction doit normalement refléter la vitesse de la sédimentation de la charge. Plus l'apport en sédiments est continu dans le temps, causant ainsi rapidement une barrière au drainage vertical, plus les capacités d'évacuation des fluides vers le haut sont réduites dans les parties inférieures. Cela se traduit par un profil de sous-compaction en forme de "demi-cloche", cas du Dévonien supérieur (fig. III.33), exceptés les sondages GHR-1 et REG-3 où l'érosion post-paléozoïque a disséqué les structures jusqu'au Famennien. Cette érosion a certainement permis aux surpressions affectant le Famennien, et peut-être aussi le Frasnien, de se dissiper totalement. L'induration du Famennien préservé sous discordance aurait joué le rôle de barrière de perméabilité verticale à la dissipation des "nouvelles" surpressions du Frasnien que nous avons imputées à une probable génération de gaz. Il en résulte que la mise en place de ces gaz est manifestement post-paléozoïque.

Le Silurien n'a pas été partout traversé complètement par le forage mais dans quelques sondages il montre un profil de sous-compaction à tendance "cylindrique" évoquant une subsidence et une sédimentation plus actives: seule la partie sommitale a eu le temps d'évacuer une partie de son eau.

Les profils de sous-compaction concordent assez bien avec l'activité de la subsidence et le taux de la sédimentation qui ont caractérisé chacune des régions du bassin de Timimoun tout au long du Paléozoïque.

#### **2.2.5. Incidence sur la sismique et le forage**

Les zones sous-compactées doivent avoir une grande influence sur les interprétations sismiques. Elles sont apparemment à l'origine des grands écarts entre les prévisions sismiques et les résultats de forage. C'est donc à partir de la profondeur 1700-1800m que des inversions de vitesse sont susceptibles d'apparaître, notamment à Timimoun central. Le tableau III.2 permet de comparer dans quelques sondages les épaisseurs prévues par la sismiques et celles déterminées après le forage dans les zones surpressées.

Tranche stratigraphique "toit Famennien-base Givétien"

| Sondage | épaisseur prévue (1) | épaisseur vraie (2) | écart (1)-(2) |
|---------|----------------------|---------------------|---------------|
| BRDA-1  | 1080 m               | 950 m               | 130 m         |
| ZRFW-1  | 690 m                | 630 m               | 60 m          |
| GHR-1   | 898 m                | 805 m               | 93 m          |
| HYR-1   | 1060 m               | 980 m               | 80 m          |

Tableau III.2-Comparaison des épaisseurs prévues et réelles dans les zones sous-compactées.

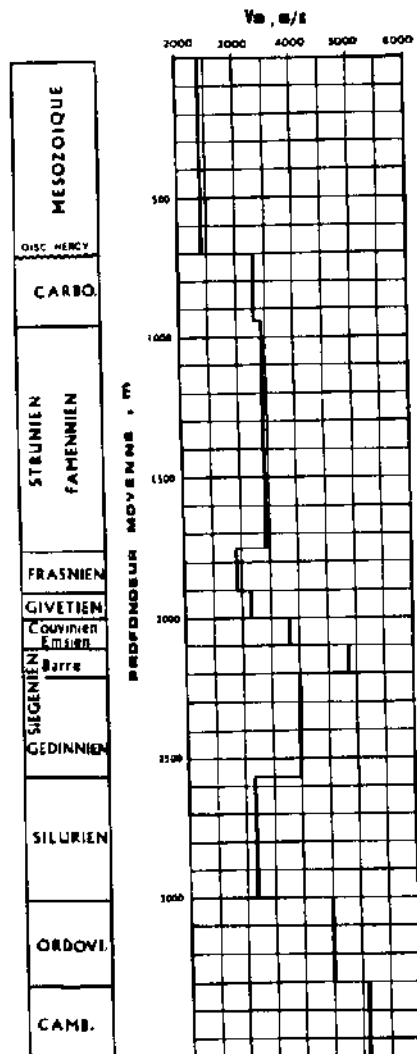


Fig. III.43- Loi de vitesse moyenne dans le bassin de Timimoun. Valable surtout dans le secteur central du bassin. Cette loi a été établie à partir de la confrontation "Sonic-TTI-Sections sismiques". On remarquera que dans les séries argileuses la loi concorde avec les profils de compaction.

Pour le secteur central du bassin, là où la sous-compaction des argiles est plus prononcée, nous proposons une loi de vitesse par tranche qui a été établie à partir de la confrontation de la diagraphie sonore intégrée (TTI) aux sections sismiques. Cette loi (fig. III.43) met en évidence les faibles vitesses dans le Frasnien et dans le Silurien à cause de leur sous-compaction.

Quant à l'augmentation locale de la vitesse dans la barre siegénienne, elle reflète une compaction par quartzification plutôt qu'une compaction par simple enfouissement, comme c'est le cas du Cambro-Ordovicien.

Les récents développements en diagraphie sonore montrent néanmoins que les vitesses soniques sont plus rapides que les vitesses sismiques. Dans cette loi, les soniques utilisés concernent des formations à faible pendage, peu ou pas cavées, peu envahies par le filtrat de boue (c'est souvent le cas à Timimoun) et non fracturées (sans *skipping*).

L'utilisation de la loi de vitesse par tranche est recommandée pour remédier aux écarts importants entre les prévisions sismiques et les résultats de forage.

La sous-compaction des argiles serait par ailleurs directement ou indirectement responsable des difficultés de forage rencontrées assez souvent dans le bassin de Timimoun. Le jeu sur la densité de la boue est le remède le plus usité par les sondeurs. Mais une densité trop élevée peut provoquer des pertes de circulation et des endommagements des réservoirs, tandis qu'une densité trop basse engendre des coincements de tiges par pression différentielle, des éboulements dans les zones argileuses et des éruptions des réservoirs (ce dernier cas est fréquent à Timimoun). Pour minimiser ces risques, l'évaluation de la pression des séries argileuses s'impose.

# Quatrième partie

## CARACTERES PETROLIERS



## CHAPITRE I

### MODE DE MIGRATION PRIMAIRE

#### DES HYDROCARBURES

##### Quelques hypothèses

Le potentiel pétrolier d'un bassin sédimentaire est d'abord fonction des processus de son remplissage et des subséquentes évolutions des sédiments.

Parmi les domaines prometteurs il y a les dépressions à subsidence rapide qui ont tendance à favoriser à la fois des dépôts de roches mères et les conditions adéquates pour la genèse mais surtout la migration primaire des hydrocarbures: plus la matière organique est abondante, plus la production des hydrocarbures est élevée, créant ainsi des hautes pressions dans la roche, et plus les conditions sont favorables à son expulsion.

On admet généralement qu'un contenu de carbone organique de 0.5% représente une limite inférieure pour une roche mère efficace (compte tenu de l'absorption par la roche mère).

Les quantités d'hydrocarbures générées dans les roches mères restent cependant très faibles par rapport aux quantités d'eau associées. L'eau est de ce fait un important agent de balayage des hydrocarbures durant la migration de ces derniers. La circulation des eaux de compaction des argiles assure la mobilité des hydrocarbures générés et détermine le mode de leur migration primaire. Dans le bassin de la Gulf Coast, il a été constaté (K.MARGARA, 1976) que le mode de déplacement des fluides de compaction est étroitement lié à la distribution des hydrocarbures dans le bassin.

Au Sahara, les argiles du Silurien et du Dévonien supérieur sont considérées comme les principales roches mères. Il est vrai que le Silurien a un contenu de carbone organique d'environ 2.5% en poids (JONES R.W, 1980), mais le mode et l'efficacité de la migration primaire peuvent être les principaux facteurs contrôlant le potentiel pétrolier des différents réservoirs d'un bassin sédimentaire.

Dans Timimoun, les séries argileuses sous-compactées sont très épaisses, homogènes et très étendues. Ceci va limiter, en particulier dans la partie centrale du bassin, les capacités de drainage latéral des hydrocarbures générés. Il est en fait inté-

ressant de constater que pour une série argileuse sous-compactée donnée, le degré de sous-compaction (c'est-à-dire la surpression) et l'épaisseur restent pratiquement inchangés en allant d'un point à l'autre du bassin (fig.III.33). Il en résulte que le gradient de surpression horizontal serait insignifiant. En effet, si X est la distance horizontale entre deux sondages où les épaisseurs d'une série argileuse sous-compactée donnée sont H1 et H2, le gradient de surpression horizontal provoqué par le changement d'épaisseur sera (K.MAGARA, 1977):

$$(dP / dX) = (P1 - P2) / X = (ds - dw) \cdot g \cdot (H1 - H2) / X$$

P1 - surpression en H1;

P2 - surpression en H2;

g - accélération de la pesanteur;

ds - densité du sédiment;

dw - densité de l'eau piégée;

(H1-H2)/X - taux de changement d'épaisseur du sédiment.

Le défaut de mesure de pressions des argiles ne permet pas d'estimer les valeurs du rapport  $(P1 - P2) / X$ , mais les coupes géologiques et les cartes d'isopaques établies pour le bassin (chapitre I, 3e partie) montrent qu'au centre du bassin les valeurs du rapport  $(H1 - H2) / X$  sont généralement faibles et avec elles, donc, le gradient de surpression horizontal et les capacités de drainage latéral des fluides.

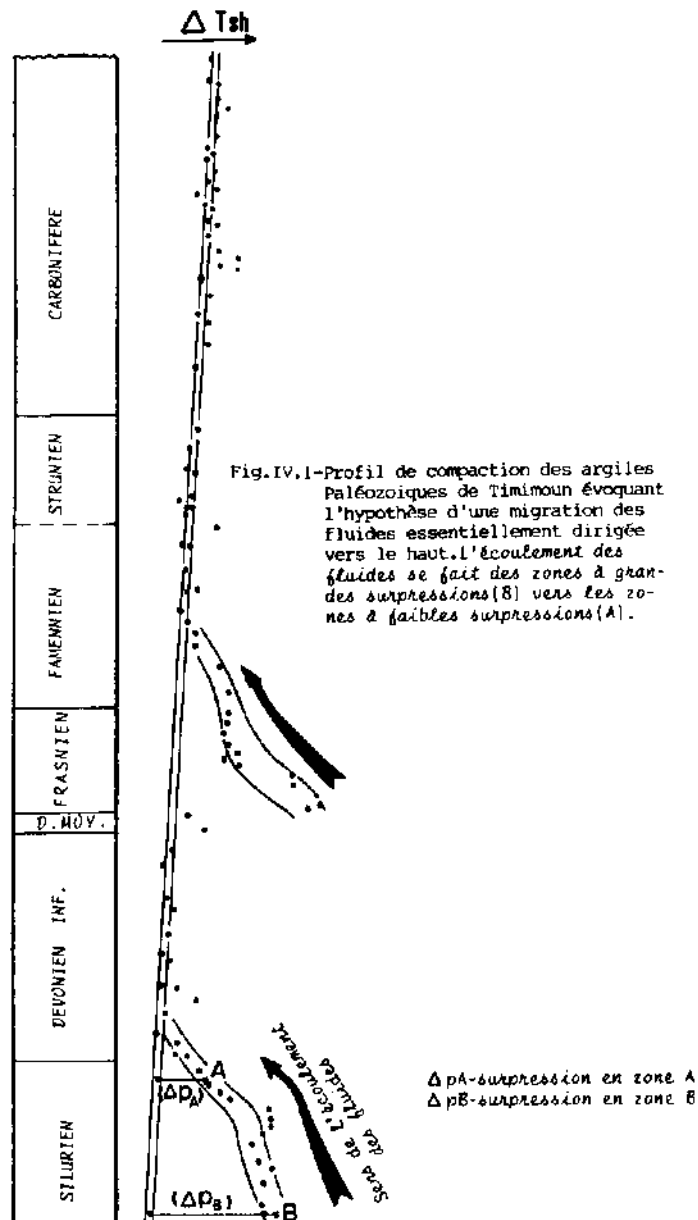
|          | (H1 - H2)/X | soit   |
|----------|-------------|--------|
| Silurien | 0.002       | 1/500  |
| Dév.moy. | 0.0004      | 1/2500 |
| Dév.sup. | 0.003       | 1/300  |

Ces chiffres signifient que les chances d'une migration horizontale étaient 300, 500 et 2500 fois plus faibles que les chances d'une migration verticale (notamment pour le Dévonien moyen) sachant que le gradient de surpression vertical s'exprime:

$$dP/dZ = (ds - dw)g$$

Quant au sens vertical de la migration des fluides, l'analyse des profils de sous-compaction des argiles permet de supposer que la migration n'a pu se faire de manière efficace que de bas en haut, c'est-à-dire des zones surpressées vers les zones moins surpressées (fig.IV.1).

Ce mode de drainage aurait empêché toute migration d'hydrocarbures vers les réservoirs situés plus bas que la roche mère puisque les fluides se trouveraient soumis à un gradient de surpression dirigé essentiellement vers le haut. Ainsi, pour



Timimoun central un réservoir donné ne peut être alimenté que par la seule roche mère qui serait située immédiatement en dessous.

D'après ce modèle de migration, les réservoirs cambro-ordoviciens n'auraient pour roches mères que les argiles situées en leur sein (argiles d'El Guassi et argiles d'Azzel pour l'Ordovicien) ou plus profondément (?) (pour le Cambrien).

Par ailleurs, les zones de sous-compaction peuvent constituer des barrières hydrauliques pour la circulation verticale des fluides: les hydrocarbures rencontrés dans les réservoirs carbonifères ne pourraient pas avoir pour roche mère les argiles siluriennes: entre celles-ci et le Carbonifère il y a la surpression du Dévonien supérieur. De même qu'une éventuelle roche mère cambro-ordovicienne ne pourrait alimenter les réservoirs du Dévonien inférieur à cause de la surpression du Silurien. Il faut cependant noter que tout cela suppose que la mise en place des sous-compactions est antérieure à la migration primaire des hydrocarbures; ce qui est vraisemblablement le cas.



Comme le mouvement des fluides vers le haut est un processus transitoire (la sous-compaction est de plus en plus prononcée en allant du toit au mur des argiles), on peut supposer que seules les parties supérieures des roches mères, proximales des milieux perméables qui les surmontent, ont pu faire évacuer (et uniquement vers le haut) leurs hydrocarbures générés. Cela implique que les hydrocarbures générés dans les parties inférieures des roches mères auraient subi une "destruction" sur place.

Ainsi, les quantités d'hydrocarbures actuellement en place dans les réservoirs auraient une importance limitée par rapport à ce qu'elle devrait être: le drainage du volume total des hydrocarbures générés éyant été entravé par un manque de débouché dans le sens horizontal tandis que dans le sens vertical se créent des barrières de perméabilité pour les fluides générés dans les parties basales des roches mères. Ces conditions de migration sont beaucoup moins favorables aux hydrocarbures liquides qu'aux gaz. Ces derniers, se trouvant généralement en solution aqueuse, sont acheminés plus facilement par les courants d'eau. Les huiles, migrant essentiellement en phase séparée, nécessitent un meilleur drainage; ce qui n'est pas le cas du bassin de Timimoun central. Ce modèle de migration explique-t-il le caractère uniquement gazéifère de la partie centrale du bassin? Ce qui est certain c'est que la présence (quoique discrète) d'huile à l'Ouest du bassin (cuvette de Sbaa, sondage AZ-1, OTLA-1, ...) concorde assez bien avec le fait que cette partie du bassin soit caractérisée par une meilleure compaction des argiles: cela évoque des meilleures qualités de drainage dans cette région. En effet, le modèle pour la migration primaire en phase huileuse (d'après K.MAGARA) montre que la compaction des argiles favorise la perméabilité relative des huiles en phase séparée (fig.IV.2). Ceci laisse entrevoir des possibilités de poches d'huile dans cette région, voire le long du trend ougartien, compacté.

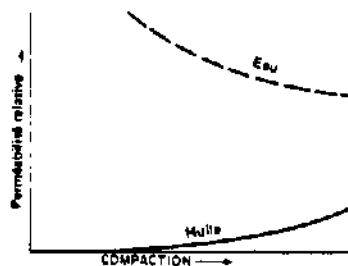


Fig.IV.2-Variation de la perméabilité relative à l'huile et à l'eau durant la migration en fonction de la compaction des argiles. (D'après K.MAGARA).

Le caractère essentiellement gazéifère d'un bassin sédimentaire peut être néanmoins lié à plus d'un facteur:  
 - d'après HEDBERG.H.D (1974) le méthane rencontré souvent en forage dans les argiles sous-compactées signifierait que ces argiles peuvent être considérées comme de roches mères de pétrole qui n'ont pas atteint le **stade véritable de maturation du pétrole**. Dans Timimoun, le forage des argiles sous-compactées du Frasnien est justement caractérisé par des émanations de gaz (qui serait, comme nous l'avons déjà signalé, à l'origine de la suppression de ces argiles);

- **la faible quantité des huiles générées:** DICKEY (1975) montre que l'huile ne peut migrer en même temps que l'eau que si elle occupe au moins 20% du volume poreux; ce qui devrait correspondre à une quantité d'huile supérieure à la saturation irréductible, mouillant les argiles, qui peut atteindre 10%;

- **le type de matière organique:** une production de gaz est généralement associée à un kérogène initialement pauvre en hydrogène et riche en oxygène. La matière organique provient essentiellement des végétaux. Le potentiel génétique résultant est relativement faible en huile. On sait, en ce qui nous occupe, que pour le Silurien saharien, par exemple, la matière organique provient des phytoplanctons et des zooplanctons marins, déposés en milieu confiné.

Il reste cependant certain que les **facteurs thermodynamiques** ont été décisifs dans le mode de la genèse, de la conservation ou la destruction des hydrocarbures dans les différentes parties du bassin: ces considérations, géochimiques, bien qu'essentielles, dépassent le cadre de nos investigations.

Nous concluons toutefois que le comportement du fluide de compaction des argiles aurait constitué l'un des principaux facteurs ayant conditionné le mode de migration primaire des hydrocarbures et la distribution de ceux-ci selon leurs états de phase: l'absence du pétrole paraît, en partie, liée à un défaut de drainage comme en témoignent tous ces états de sous-compaction affectant les principales roches mères.

Toutes nos hypothèses sont fondées sur l'interprétation des images diagraphiques et restent de ce fait indirectes. Les diagraphies, comme tout procédé de laboratoire, sont néanmoins un outil basé sur les mêmes principes physiques que ceux invoqués aux laboratoires et n'en seraient pas moins concluantes: en témoignent les résultats encourageants de l'estimation *in situ* du contenu organique des roches mères d'après les diagraphies "sonique" et de résistivité.

Cette méthode, appelée "**CARBOLOG**" (développée à l'institut français du pétrole) a été testée avec succès sur différents types de bassins sédimentaires.

L'analyse des diagraphies est cependant appliquée à des milieux naturels qu'il pourrait être dangereux de ne pas en admettre des artéfacts. Toutefois, la conjugaison de nos hypothèses (à caractère régional) avec les études géochimiques de laboratoire pourra certainement ouvrir la voie à une complète et meilleure compréhension des paléocaractères de la maturation de la matière organique, la migration primaire des hydrocarbures ainsi que des relations entre les accumulations actuelles d'hydrocarbures et les différentes roches mères (corrélation "huile-roche mère"). En effet, il est intéressant de constater que les profils de sous-compaction obtenus sur les argiles roches mères ne sont autres que des "C.O.T soniques".

## CHAPITRE II

### LES RESERVOIRS. DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DU DEVONIEN INFÉRIEUR

Le bassin de Timimoun a connu trois grands épandages détritiques durant son évolution: l'Ordovicien, le Dévonien inférieur puis le Crétacé inférieur. Les facteurs paléogéographiques, structuraux, diagénétiques et le mode présumé de migration primaire des hydrocarbures font que les possibilités de réservoir soient cependant inégalement réparties.

- **Le Cambro-Ordovicien:** à cause des phénomènes épigenétiques de quartzification, ce réservoir ne produit essentiellement que par fracturation. Nous venons par ailleurs d'évoquer que les possibilités du Cambro-Ordovicien paraissent limitées par le fait qu'il ne serait pas alimenté de manière efficace par la roche mère silurienne (notamment à Timimoun central).

- **Le Dévonien inférieur:** le caractère deltaïque de ses dépôts fait de ce réservoir un prospect très favorable à l'accumulation des hydrocarbures (les plus importantes réserves mondiales d'hydrocarbures étant liées aux dépôts deltaïques). Les potentialités de ce réservoir résident aussi dans le fait qu'il aurait reçu, à lui seul, l'essentiel de ce que la roche mère silurienne aurait pu évacuer comme hydrocarbures (d'après le mode de migration supposé).

- **Le Crétacé inférieur:** d'abord il est très peu structuré et mal couvert pour constituer un piège à hydrocarbures. Jusqu'ici, aucune structure du Crétacé inférieur n'a montré d'indices apparents d'hydrocarbures. Les sables très perméables du continental intercalaire constituent en revanche un bon réservoir d'eau douce qui sert, entre autre, à alimenter les palmerais des régions de Timimoun, Adrar, In Salah, etc.

Les grès du Carbonifère (Tournaisien) présentent les meilleures qualités de réservoir (fig. III.30 ) mais ils sont peu épais et n'existent pas partout.

Ce bref aperçu sur les possibilités de réservoir permet de voir que le Dévonien inférieur est le réservoir le plus perspectif du bassin de Timimoun. Historiquement, il a constitué le premier objectif au début des recherches au Sahara occidental; il l'est encore aujourd'hui. Presque tous les gisements de gaz du bassin sont liés à ce réservoir. Néanmoins, vu la discontinuité spatiale des corps gréseux et les résultats décevants par moment, des considérations plus sédimentaires que structurales doivent nécessairement entrer en jeu dans les recherches futures. C'est ce qui a justement motivé l'objet de ce chapitre.

Les grands traits sédimentaires du Dévonien inférieur au Sahara ne sont connus que d'après les études d'affleurements périphériques (S.BEUF et al., 1971) comme en témoigne l'exemple de la figure IV.3. Il s'agit donc dans ce chapitre de "voir" l'intérieur de l'appareil sédimentaire du Dévonien inférieur d'après les données de subsurface locales (données de forage, diagraphies, pendagemétrie,...).

L'analyse porte sur tous les sondages du bassin et tous les niveaux gréseux du Dévonien inférieur, mais il serait fastidieux de présenter sondage par sondage, niveau par niveau les caractéristiques sédimentaires d'un réservoir épais de 300 à 600m. Nous essayerons de ne présenter que quelques exemples d'interprétation, mais tous les principaux résultats obtenus.

On devra, avant le forage, pouvoir indiquer une probabilité d'un secteur donné du bassin d'avoir des propriétés intéressantes de réservoir: c'est orienter les forages indépendamment du concept structural. Nous savons cependant qu'il reste encore difficile d'obtenir l'approbation de ne pas forer un puits bien qu'il soit entouré par des isobathes concentriques.

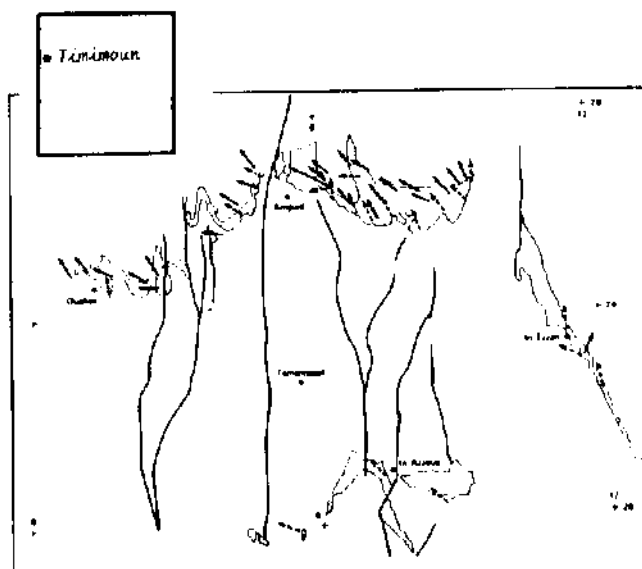


Fig. IV.3 - Carte des paléocourants dans le Dévonien inférieur du pourtour du Hoggar (d'après S. BEUF et al., 1971) et situation géographique du bassin de Timimoun par rapport aux stations de mesure.

## 1. PRESENTATION DU RESERVOIR "DEVONIEN INFÉRIEUR"

### 1.1. Limites stratigraphiques et subdivisions

Sur les diagraphies le Dévonien inférieur débute à la base du premier épisode gréseux qui contraste avec les argiles franches du Silurien (fig. IV.4). La limite supérieure correspond au toit des grès précédant les faciès argileux du Couvinien.

La limite Gédinnien-Siegénien n'est pas tout à fait évidente étant donné la continuité de la sédimentation. Dans cette analyse, elle marque conventionnellement le passage d'une sédimentation argilo-gréseuse à une sédimentation gréso-argileuse.

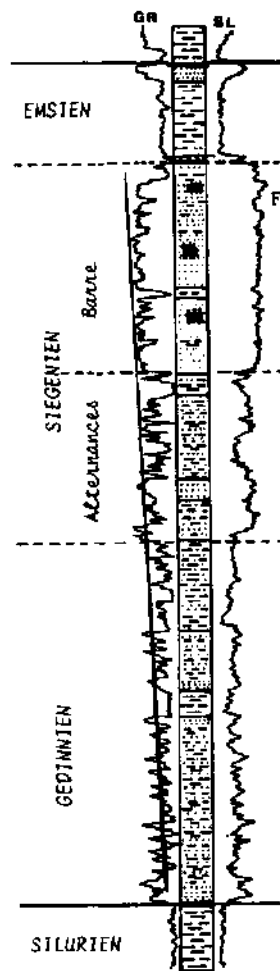


Fig.IV.4-Subdivision stratigraphique du Dévonien inférieur .

La subdivision du Siegénien en alternances et barre ne pose quant à elle aucun problème: les faciès quartzitiques de la barre étant très caractéristiques sur les diagraphies.

Le Siegénien est séparé de l'Emsien par un banc métrique de calcaire compacte surnommé Muraille de Chine par les géologues pétroliers. Mais d'une façon générale (cette Muraille n'étant pas partout présente), la limite Siegénien-Emsien correspond au passage d'un faciès quartzitique à un faciès argileux.

Toutes ces limites diagraphiques ont été étalonnées sur les résultats obtenus par la faune (P. MAZELET, L. MAGLOIRE) dans les sondages situés au Nord du bassin.

## 1.2. Extension et épaisseur

Les sédiments du Dévonien inférieur sont largement développés dans le bassin de Timimoun. Ils sont cependant très réduits ou absents dans la partie ouest (sédimentation condensée, érosion et/ou non dépôt). L'épaississement des sédiments se fait du Sud vers le Nord, pour l'ensemble Gédinnien-Siegénien et vers le Nord-Ouest, pour l'Emsien (fig. IV.5).

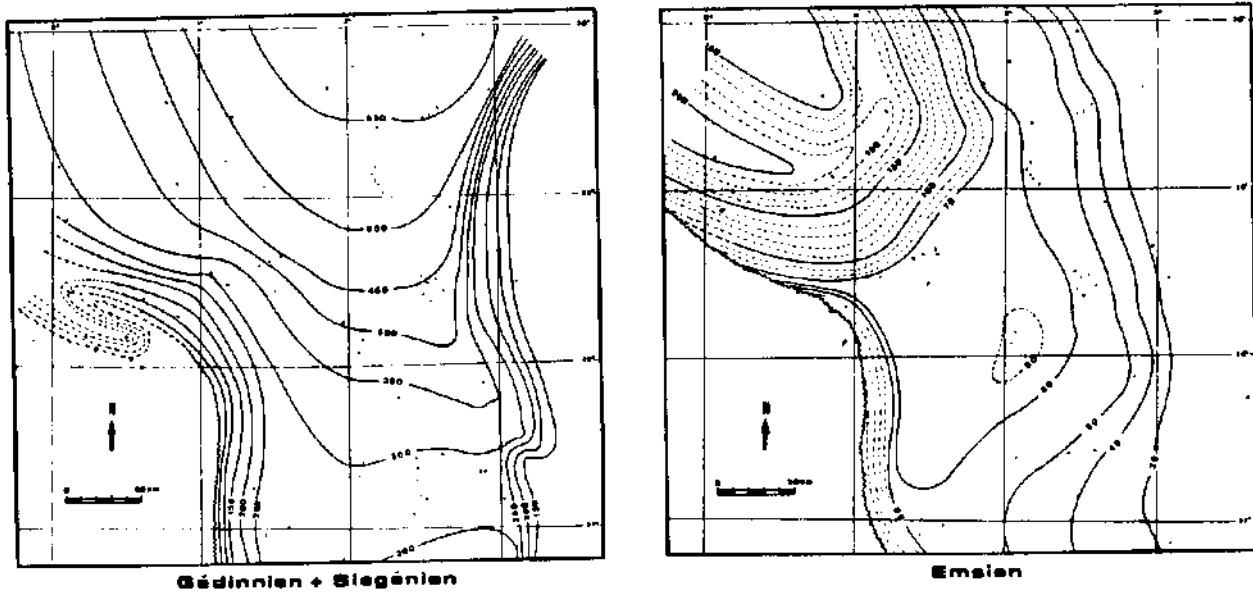


Fig.IV.5-Principales lignes d'isopaques actuelles des réservoirs du Dévonien inférieur.

### 1.3. Séquence lithologique

Comme le montre la figure IV.4, le Dévonien inférieur de Timimoun a une séquence lithologique simple (grès/argiles). L'apparition de bancs de calcaire dans certains sondages nord correspondrait à des épisodes de ralentissement de l'apport terrigène.

En règle générale, le Dévonien inférieur est une mégaséquence régressive d'une puissance de 300 à 600m. Elle est marquée par un gain croissant en détritique (en relation avec les mouvements calédoniens), suivi d'un retour de la fraction fine (liée à la transgression emsienne). D'après DELFAUD (1973), la sédimentation essentiellement terrigène du Dévonien inférieur saharien peut être interprétée comme celle d'un pseudoflysh prodeltaïque.

## 2. LE SEDIMENT

### 2.1. Caractères pétrographiques

#### 2.1.1. Les grès

En général, le profil génétique des grès est le suivant (données de laboratoire):

- Gédinnien: grès fins à moyens;
- alternances: quartzwacks-arénite;
- barre siegénienne: quartz-arénite pure.

##### 2.1.1.1. Granulométrie, morphoscopie et classement

Ces paramètres varient dans l'espace et dans le temps qu'il serait difficile d'établir de manière apparente des lois de variation. Cette situation est normale pour une sédimentation de

type deltaïque .Elle reflète l'influence des facteurs qui auraient commandé, de manière non uniforme, la sédimentation: mobilité du plancher sédimentaire, phénomènes hydrologiques locaux, transgressions et régressions marines, possibilité de plusieurs sources d'apport, etc.

Les grès peuvent être très fins à très grossiers, anguleux à arrondis; bien à mal classés. A noter cependant que les grains les plus grossiers sont souvent les plus arrondis. Il en résulte que les grains fins sont anguleux. Ce phénomène peut être directement lié au principe de gravité durant le transport. Il faut cependant souligner que l'arrondi des grains peut traduire une source distale ou un remaniement prolongé en milieu agité.

Le mauvais classement des grès (cas du sondage ZRFW-1) évoque la proximité de la source (quand les grains sont anguleux) mais aussi un milieu faiblement agité.

#### 2.1.1.2. Le ciment

**Argileux:** il est essentiellement illitique et peut être chloriteux ou kaolinitique.

**Siliceux:** quartzification par compaction. Ce phénomène est spécifique aux grès non argileux. C'est le cas de la barre siegénienne, notamment au sommet.

**Carbonaté:** pratiquement tous les grès du Dévonien inférieur ont des traces de ciment carbonaté. La calcite est l'élément le plus commun. Vers le Nord, le ciment peut être dolomitique (sondages Rj-3; DEA-1; ...) ou sidéritique. Le pourcentage de sidérite atteint 15% dans certains forages (DEA-1; ...). La sidérite peut aussi se présenter sous forme de lits minces (sondage REG-5 à la côte 2015m). Le ciment carbonaté aurait (analyses de laboratoire) pour origine les feldspaths et les bioclastes. En règle générale, le ciment carbonaté est plus développé dans la moitié nord du bassin.

La cimentation est dans certains cas biphasée: originelle (quartz flottant dans les carbonates) et secondaire (silicification). Ce type de cimentation a été décrit sur plaques minces du sondage Ir-3.

#### 2.1.1.3. Les minéraux

**Les feldspaths:** ils sont généralement présents mais en faible quantité (8 à 15%). La plus grande concentration (30%) a été rencontrée dans le Nord-Est du bassin (sondage HBH-1). Ils sont plus ou moins altérés mais peuvent présenter un état frais (sondage DEA-1 au Nord-Est du bassin), évoquant l'extrême proximité d'une terre émergée.

**Les micas:** en général, tous les grès sont micacés. Les micas sont frais ou altérés. Leur apparition parfois soudaine peut traduire un changement de la source d'apport.

**La pyrite:** elle est fréquente, abondante et associée classiquement à la matière organique qui tapisse les lèvres des fractures et les joints de stratification.

**Les minéraux lourds:** le zircon, la tourmaline et par moment le leucoxène forment le cortège principal pour les grès du Dévonien inférieur. Dans quelques sondages on constate des épisodes plus riches en minéraux lourds que d'autres. Cela pourrait traduire un changement de la source de matériel: on passe d'une source type granitique à une source sédimentaire (ou inversement), cas du sondage OS-1 au Nord-Est du bassin. Dans ce sondage l'ensemble inférieur est plus riche en minéraux lourds que l'ensemble supérieur.

Des épidotes ont été également rencontrées localement (sondages ZRFW-1, Ti-1, ...).

Au point de vue morphoscopique, le zircon et la tourmaline sont généralement plus arrondis. On peut penser à une source distale mais comme les grès associés présentent un aspect anguleux, la sphéricité de ces minéraux semble liée plutôt à leur densités élevées (transportés en charriage sur le fond): le zircon, plus dense que la tourmaline, étant plus arrondi que cette dernière. Néanmoins, l'arrondi des minéraux peut aussi évoquer un nouveau cycle de leur sédimentation.

Un exemple de forte teneur en minéraux lourds est illustré par la figure IV.6. Cet exemple (sondage IS-2) est celui d'une concentration en éléments lourds thorifères (les courbes d'uranium et du potassium étant insensibles à ces éléments). Sur la courbe du Gamma ray (GR) l'interprétation classique définit un banc d'argile de 2m d'épaisseur.

La figure IV.7 permet de voir, sur les diagraphies, que la nature lithologique du réservoir est masquée par les minéraux lourds et le ciment carbonaté (les points sont attirés vers les grandes densités). Pour un grès pur, les points s'alignent sur la droite "100% grès". Ce qui est un peu le cas de la barre siegénéenne.

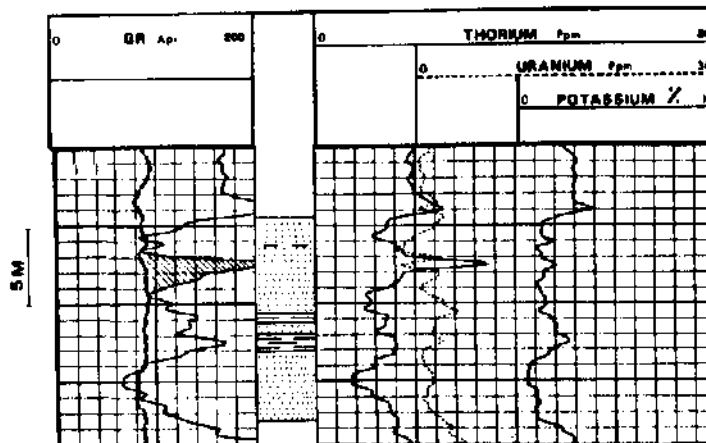


Fig. IV. 6-Exemple de sondage (IS-2) montrant la possibilité de concentration d'éléments lourds en bancs métriques (éléments thorifères).



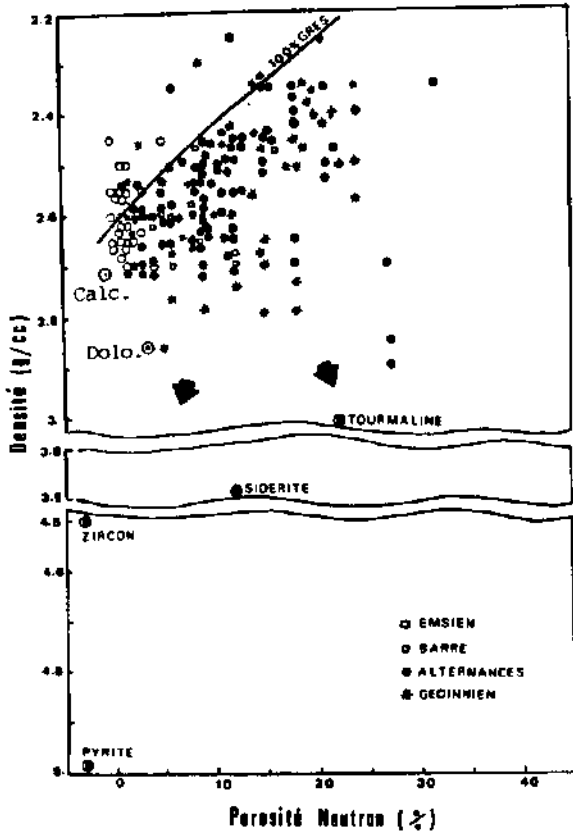


Fig. IV.7—Mise en évidence du ciment carbonaté et des minéraux lourds dans les grès du Dévonien inférieur. Les flèches indiquent la direction d'attraction des points vers les grandes densités et/ou les forts indices d'hydrogène.

### 2.1.2. Les argiles

Les épisodes argileux du Dévonien inférieur peuvent avoir 15 à 20m d'épaisseur. Les analyses radiocristallographiques et les diagraphies de spectrométrie des rayons gamma naturels (NGS) montrent que ces argiles sont essentiellement illitiques. Leurs réseaux cristallins sont plus évolués que ceux des séries argileuses plus épaisses (ce sujet est détaillé dans le chapitre "évolution des sédiments" de la troisième partie de ce mémoire).

### 2.2. Caractères stratonomiques

Les exemples des figures IV.8 et IV.9 permettent de se faire une idée sur les caractéristiques stratonomiques d'un grès non carotté à partir des seuls résultats de pendagemétrie. Ces exemples montrent que presque tous les éléments sédimentaires observés et décrits sur les carottes (stratification entrecroisée ou litage oblique, stratification confuse, absence de pendages, rides de courant, etc.) se reflètent de manière assez claire sur la pendagemétrie "GEODIP" (changement ou non d'azimut des feuillettes, pauvreté de corrélations entre les courbes, courbes lisses, surfaces non planaires, etc.).

### 2.2.1. Litage et structures sédimentaires

Quand la stratification n'est pas perturbée, elle peut être entrecroisée ou présenter un litage oblique. Le premier cas est surtout caractéristique pour la barre siegénienne (fig. IV.10). Le pendage des feuillets peut atteindre 30 à 35°. Il confirme le milieu plus agité de la barre par rapport aux alternances du Siegénien-Gédinnien. Celles-ci sont souvent caractérisées par un litage régulièrement incliné, évoquant un dépôt sur un talus oblique (couches frontales ou foreset beds). Le pendage maximal des feuillets ne dépasse que rarement 20° (fig. IV.11).

### 2.2.2. Les figures sédimentaires

Le long des carottes (fig. IV.8 et IV.9) s'observent facilement des figures de type synsédimentaire ou tardif parmi lesquelles se reconnaissent essentiellement des structures madrées (succession des rides de courant), figures de surcharge (load-casts), microfailles, slumpings, bioturbations, terriers, galets d'argile dans les grès et pseudo-nodules de grès dans les argiles. Ces figures, dérangeant la stratification originelle, sont responsables de la pauvreté des résultats de pendagemétrie (fig. IV.9).

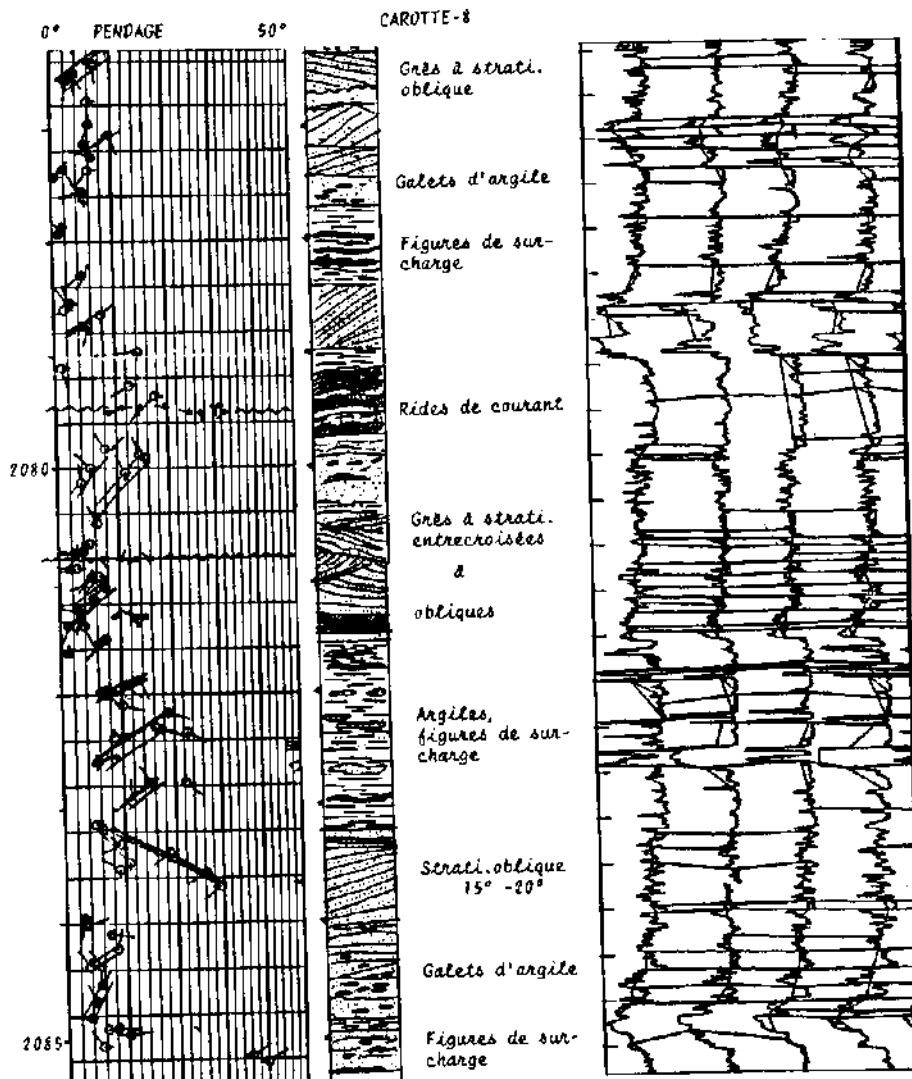


Fig. IV.8-Comparaison des résultats du "Geodip" aux structures visibles sur carotte. Etalonnage permettant d'approcher la structure d'un grès non carotté. (Sondage: ZKF-2; formation: barre Siegénienne).

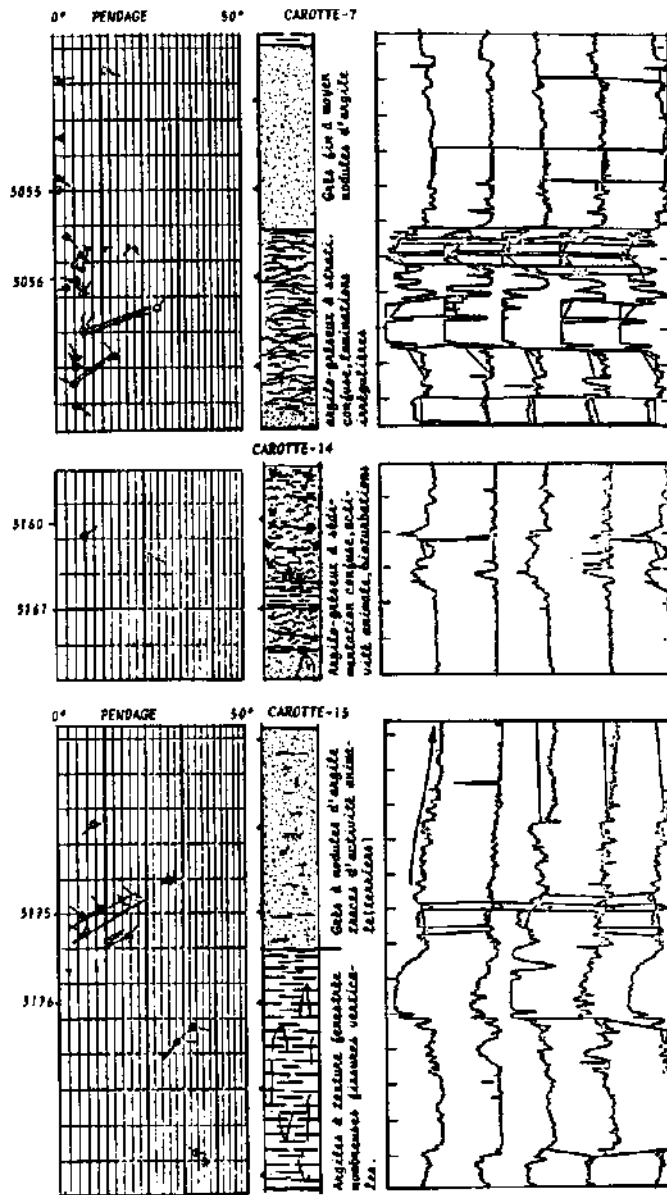


Fig. IV.9 - Confrontation carottes "Geodip" sur des intervalles à stratification dérangée par des phénomènes syn ou post dépositionnels. Etalonnage permettant d'approcher le caractère d'un milieu non carotté et pauvre en résultats de pendage. [Sondage: KB-5; formation: alternances Siegèniennes.]

### 3. ANALYSE SEQUENTIELLE

Le complexe Gédinnien-Siegènién présente une mégaséquence à tendance régressive. Elle est composée par de nombreux épisodes gréseux alternant avec des argiles de même ordre d'épaisseur (fig. IV.4). Les épisodes gréseux sont le plus souvent granocroissants mais peuvent être transgressifs ou de forme "cylindrique". La présence de passées argileuses dans les grès donne au granoclasement une évolution en dents de scie (sur les diagraphies). Les isoséquences sont moins affectées par les passées d'argiles.

GÉODIP DU SONDAGE REG-3

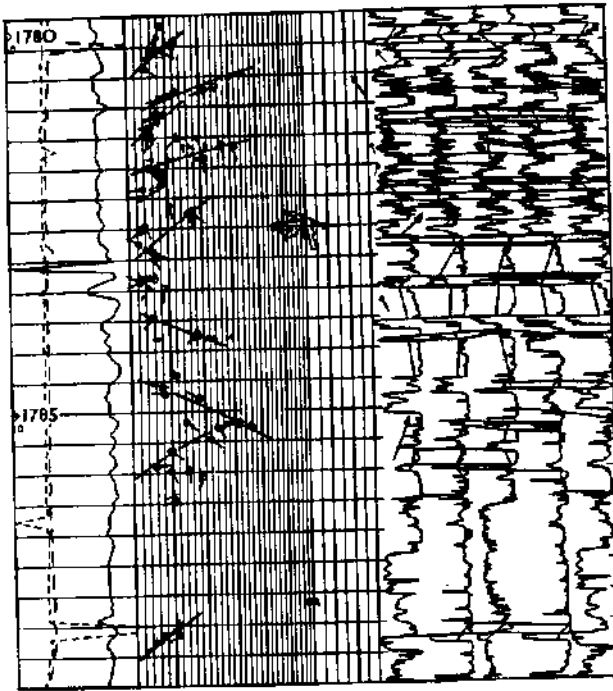


Fig. IV.10-Illustration des paléocourants dans la barre quartzitique du Siegénien. Le pendage relativement élevé des feuilletés ( $30^\circ$ ) évoque un milieu agité. Le changement d'azimut des feuilletés est spécifique aux stratifications entrecroisées.

SONDAGE KES-1

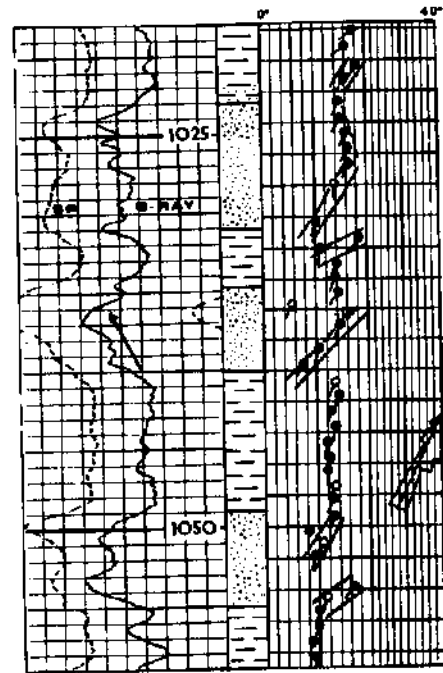
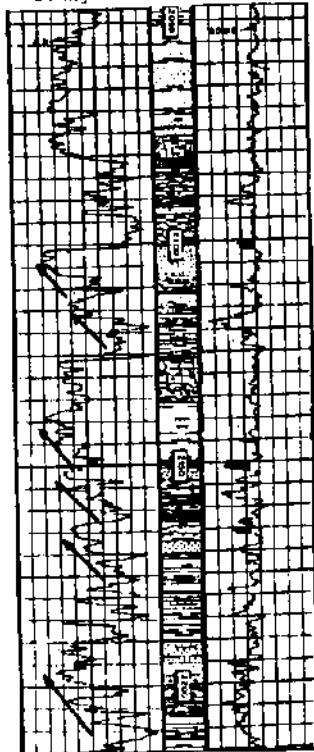


Fig. IV.11-Succession en profondeur de bancs à litage unimodal suggérant une déposition sur un talus oblique durant le Gédinnien. (Couches frontales).

-G. Ray- → ← Porosité-



Sondage 2RF-3

Fig. IV.12-Sédimentation cyclique caractérisant le Dévonien inférieur (champ de Zarafa). Les meilleures porosités correspondent aux sommets des épisodes régressifs

SONDAGE AFF-1

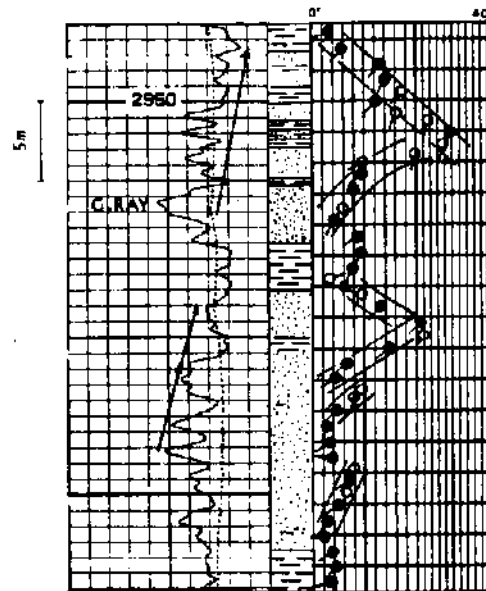


Fig. IV.13-Succession d'épisodes chenalissants au Gédinnien.

La puissance des séquences peut atteindre 25 à 30m mais les termes transgressifs sont plus brefs. Ceci paraît normal sachant que le volume de matériel apporté en période transgressive serait moins important qu'en période régressive.

Un examen statistique de la répartition temporelle des types de séquences permet de voir plusieurs possibilités:

- succession des phases régressives sur d'importantes tranches verticales (fig.IV.12). Ces phases se terminent classiquement par des niveaux microconglomératiques (soulignés par un accroissement de la porosité) témoignant de l'élévation du régime hydrodynamique;
- succession des phases de chenalisation sur de faibles tranches verticales (fig.IV.13);
- alternance de phases régressives et transgressives (fig.IV.14) évoquant une variation du milieu de dépôt au cours du temps;
- apparition momentanée des isoséquences. Ces dépôts correspondent à des périodes de haute énergie hydrodynamique. Celle-ci serait à l'origine du tri plus sélectif des grains composant la séquence (fig.IV.15).

Chaque séquence est affectée par de nombreuses microséquences de différents types. Celles-ci, perceptibles uniquement sur la représentation *GEODIP* de la pendagemétrie, permettent de voir que la sédimentation peut avoir un caractère cyclique (fig.IV.16): le cycle sédimentaire commence par une phase transgressive et se termine par une phase régressive. Ces détails traduisant l'histoire abrégée de la séquence encaissante, soulignent aussi les variations rapides des mécanismes de sédimentation à l'échelle locale (hydrologie, etc.). Il serait donc subjectif de lier directement toutes ces variations aux seuls processus de transgression et de régression de la mer.

#### 4. LES PALEOCOURANTS

Etant donné les paramètres de traitement des pendagemétries utilisées et la médiocrité de la qualité de certains "CLUSTERS", c'est dans les intervalles gréseux suffisamment épais qu'il y a plus de chances de rencontrer des réponses indiquant la direction de transport de matériel. Les traitements "GEODIP" permettent une meilleure estimation des courants mais ils sont moins disponibles

Dans les sondages disposant à la fois d'un "CLUSTER" et d'un "GEODIP", l'analyse des paléocourants est effectuée d'après les deux possibilités. Les résultats sont inégalement fournis mais concordent assez bien; ce qui permet d'admettre que les directions des courants définies à partir des seuls "CLUSTERS" sont aussi crédibles.

Pour plus de crédibilité des résultats, et malgré la faible structuration du bassin, il a été tenu compte de l'influence du pendage structural sur l'attitude initiale des feuillets de dépôt. Les feuillets déposés plus doucement (très faible pendage) seront les plus affectés par le pendage structural: ils ont tendance à prendre l'azimut de ce dernier. La soustraction de

SONDAGE TEG-362A

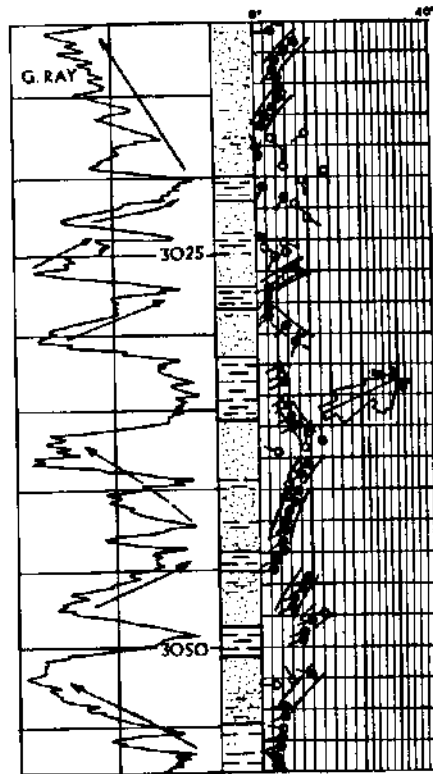


Fig. IV.14 - Succession de phases régressives et transgressives indiquant des changements de milieu de dépôt au cours du temps (Alternances ség.).

SONDAGE GHR-1

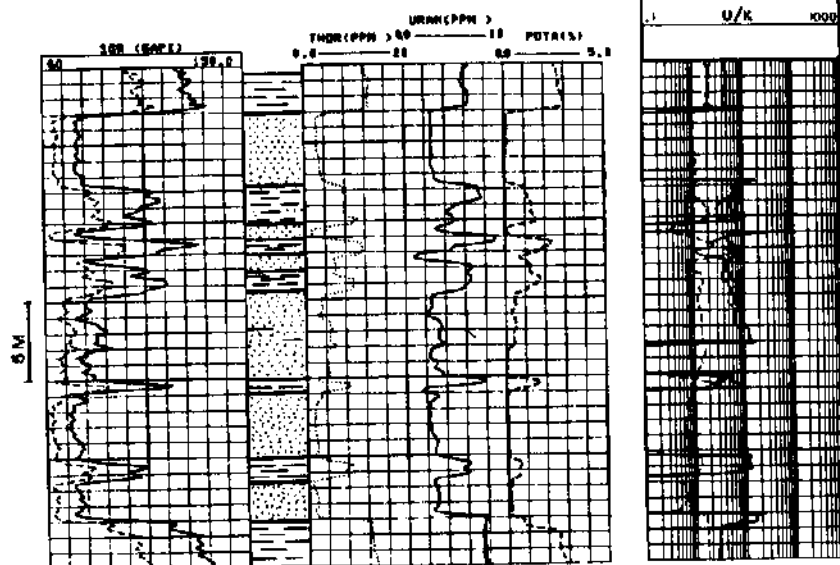


Fig. IV.15 - Exemple illustrant la maturité de certains grès du Dévonien inférieur d'après la diagraphie de spectrométrie des rayons gamma naturels. (La faible teneur en Th, U et K est caractéristique d'un "orthoquartzite").

pendage dans ce travail n'est effectuée que lorsque le pendage structural est supérieur à celui des feuillets et quand l'azimut de ces derniers est différent de celui du pendage structural. Autrement dit, si le mouvement tectonique s'est fait dans un sens qui n'affecte pas la direction des feuillets (les feuillets et le pendage structural ont le même azimut), il n'est pas nécessaire d'effectuer une soustraction de pendage.

Nous admettons que si le pendage maximal des feuillets de dépôt est supérieur au pendage structural, il caractérise grossièrement le vrai sens du courant (quand les deux pendages ont le même azimut). L'exemple de la figure IV.17 (attitude actuelle) montre que les feuillets 1, 2 et 8 ont des pendages supérieurs au pendage structural. Ces feuillets gardent pratiquement leurs attitudes après la soustraction de pendage (attitude originelle). Quant aux autres feuillets, aux pendages actuels inférieurs à la valeur structurale, ils retrouvent leurs nouvelles attitudes (originelles). Cet exemple permet aussi de constater que la stratification originelle est de type entrecroisé (lenticulaire ou en biseaux) alors qu'elle apparaît régulièrement oblique avant la soustraction du pendage structural.

Moyennant ces précautions, nous avons pu établir des cartes de paléocourants pour chacune des formations du Dévonien inférieur (fig. IV.18 et IV.21). Chaque flèche indique le sens moyen de l'écoulement dans le sondage considéré. En effet, la figure IV.22 montre que pour une formation donnée la direction du transport est variable au cours du temps.

Au point de vue spatial, la direction générale de l'écoulement pour chaque formation est matérialisée par une rosace au NW de la carte avec indication du nombre (N) de mesures effectuées.

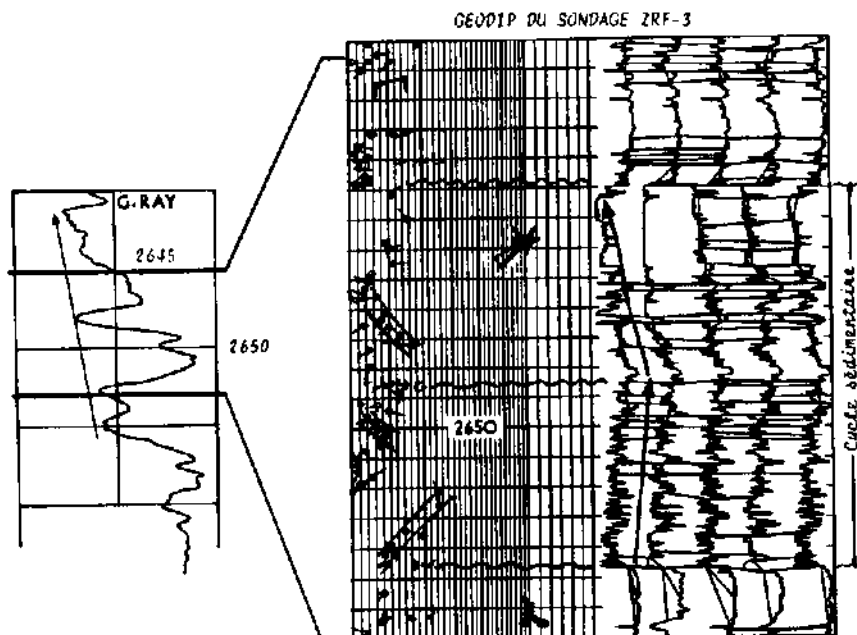


Fig. IV.16-Mise en évidence des cycles sédimentaires dans le Cédinnien.

## GÉODIP DU SONDAGE KES-1

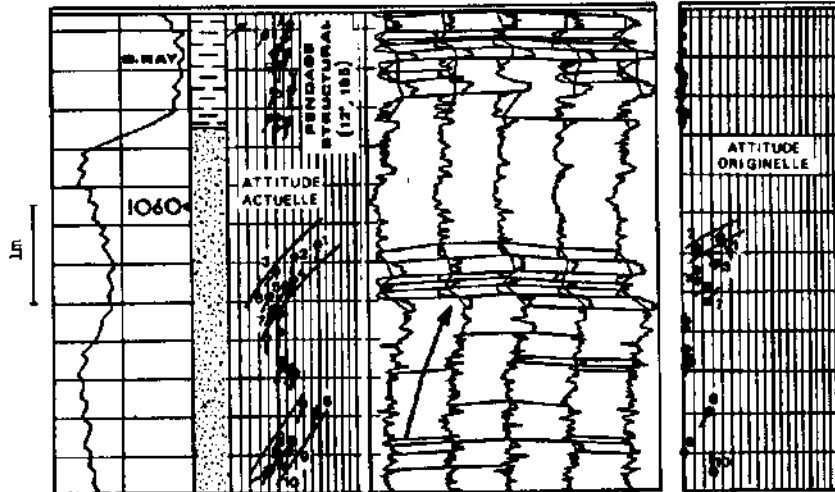


Fig. IV.17- Restitution de l'attitude initiale des berceaux de stratification dans les grès dévoniens.

## 5. ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE ET PALEOGEOGRAPHIE

La confrontation des divers éléments sédimentaires recueillis sur l'ensemble des sondages permet de saisir rapidement le milieu, les conditions, les mécanismes de sédimentation et le cadre paléogéographique contemporain.

### 5.1. Le milieu et l'environnement

Les grès du Dévonien inférieur de Timimoun correspondent à une sédimentation en milieu transitonnel à marin. Les critères sédimentaires inventoriés évoquent toutefois beaucoup plus des dépôts en zone intertidale à influence de marées. L'un des principaux indices de la sédimentation en zone intertidale est l'existence intermittente de témoins d'émersions traduits dans la morphoscopie des quartz, en lames minces, par des figures de corrosion. Ce phénomène implique des périodes de remaniement des grains à l'air libre, c'est-à-dire un milieu tantôt exondé, tantôt immergé sous une tranche d'eau qui serait modérément agitée (rides de courant) à agitée (coquilles brisées, stratifications entrecroisées, etc.). L'existence d'organismes benthiques et des formes fouisseuses soulignent une oxygénation suffisante des sédiments, soit une faible paléobathymétrie.

L'analyse de la pendagemétrie montre néanmoins que dans certaines séquences regressives la gamme de variation des pendages des feuillet de dépôt ne dépasse que rarement 20° (fig. IV.11; 14; 16 et IV.17). Cette gamme devrait traduire une tranche d'eau d'environ 20 à 50m de profondeur; ce qui correspondrait à la zone subtidale supérieure (delta-front), soit un milieu plus calme. On pourra dès lors expliquer certaines laminations des micas parallèlement aux stratifications (sondage KB-5, ...).



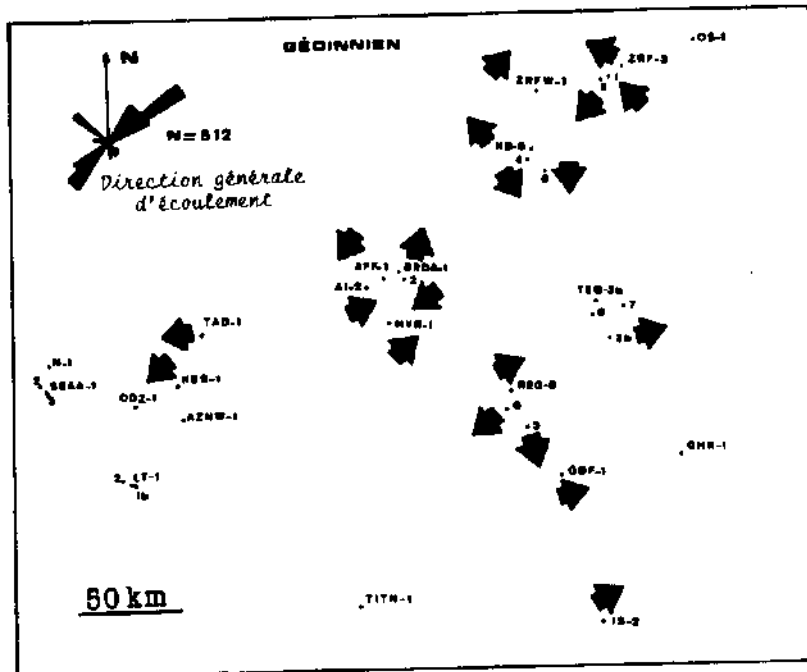


Fig.IV.18-Directions des paléocourants dans le Gédinnien d'après la pendagemétrie.

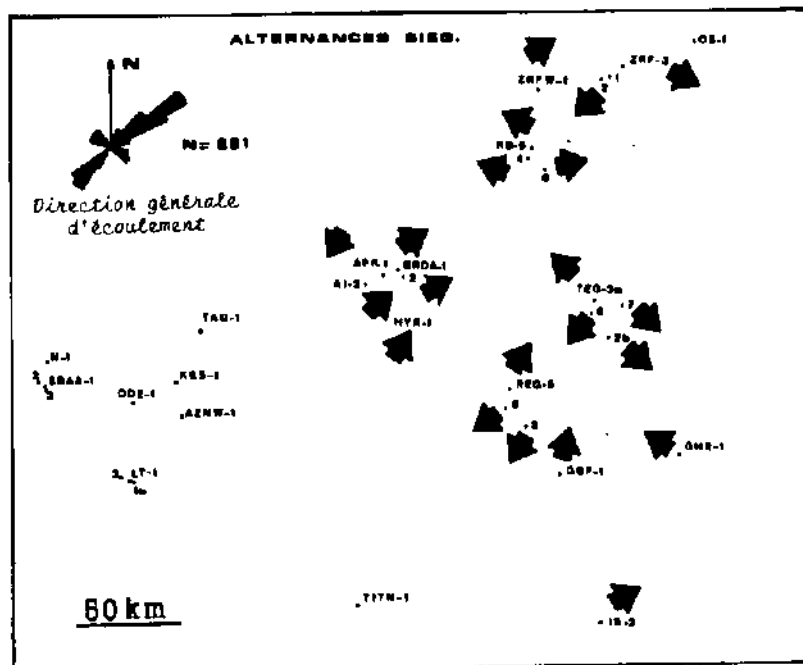


Fig.IV.19-Direction des paléocourants dans les alternances siegiennes d'après la pendagemétrie.

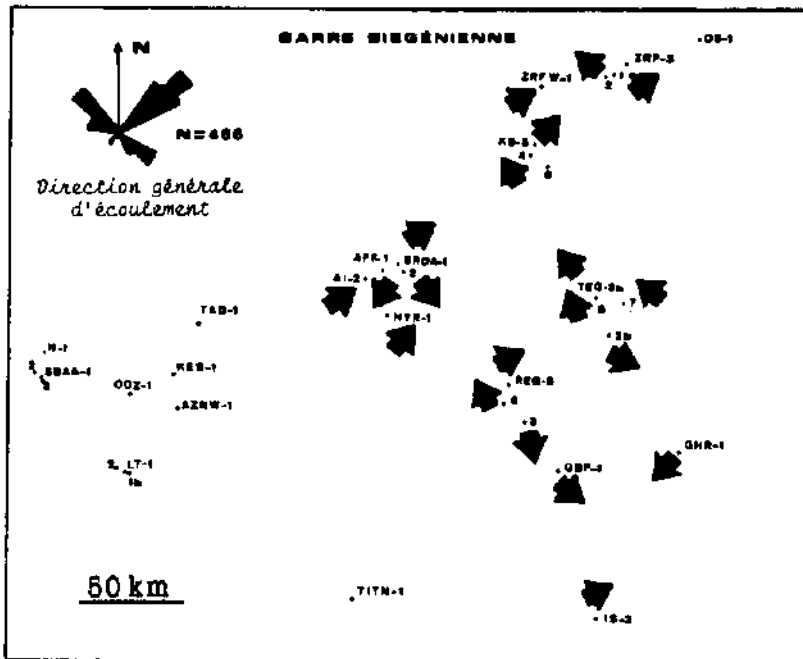


Fig.IV.20-Direction des paléocourants dans la barre siegénienne d'après la pendagemétrie.

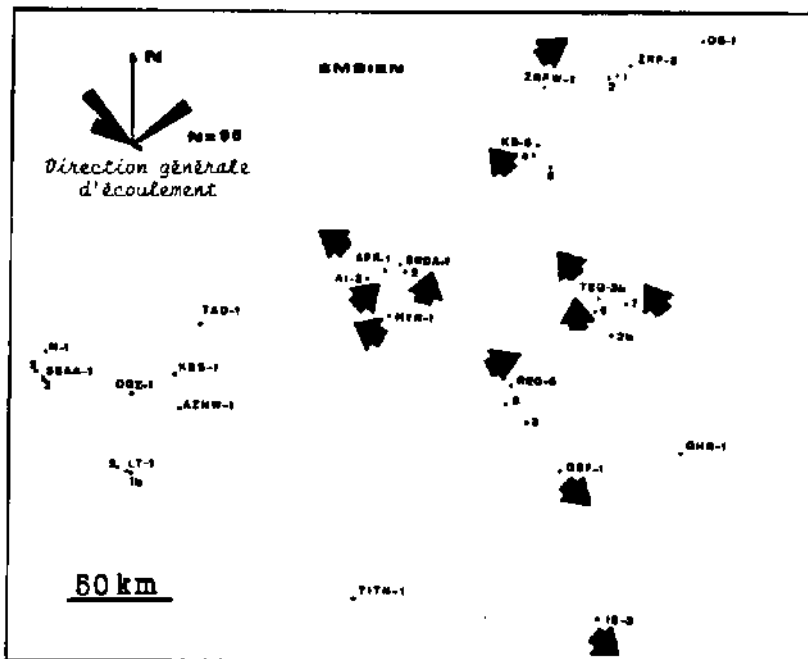


Fig.IV.21-Direction des paléocourants dans les grès emsiens d'après la pendagemétrie.

Pour les épisodes argileux, la gamme de variation des pendages est seulement de 2 à 3°. La tranche d'eau est ainsi estimée à environ 80 à 100m. Cette profondeur correspond généralement au plateau continental ou zone néritique franche (prodelta). Les pendages réguliers des argiles confirment aussi la pauvreté des phénomènes superficiels (dessiccation, etc.): les argiles ont été immergées durant pratiquement toute leur histoire. La perturbation des pendages de certaines argiles serait liée aux bioturbations, aux *slumpings* (litage déformé par glissement sous-aquatique), ou aux *loads-casts* (figures de surcharge). Ces phénomènes, bien visibles sur carottes, indiquent que le sédiment s'est déposé respectivement, dans un milieu plus aéré, sur la pente d'un talus deltaïque et sous un taux de sédimentation élevé. Ce dernier est aussi souligné par la position verticale des terriers.

Au point de vue granulométrique, la figure IV.23 montre que la taille moyenne des grains au centre du bassin varie entre 0.11 et 0.20mm; ce qui correspond, d'après la classification de C.K. WENTWORTH, à des grès fins, mais aussi à une capacité de transport relativement faible. L'absence de faciès détritiques grossiers implique généralement une sédimentation en milieu profond mais comme les dépôts sont essentiellement intertidaux, la finesse des grains traduirait plutôt un transport sous des conditions à tendance aride. Les traces de phosphate, les oolithes ferrugineuses et le ciment carbonaté des grès semblent témoigner de cette aridité ou du moins des fluctuations climatiques.

Néanmoins, la présence quasi constante du ciment carbonaté dans les grès du Dévonien inférieur évoque un phénomène non cyclique qui aurait gouverné continuellement tout au long de la sédimentation. FISHER et BROWN (1969) mettent en relation la cimentation carbonatée (et siliceuse) avec des zones particulières d'un complexe deltaïque. Ceci semble évoquer notre modèle de sédimentation.

## 5.2. Répartition et orientation des corps gréseux

Les caractéristiques précédentes de l'environnement sédimentaire sont entièrement cohérentes avec le mode de développement et de répartition des corps gréseux dans l'espace. Mais il serait aussi fastidieux d'essayer de définir le type, la géométrie et l'orientation de chaque masse sableuse traversée par le forage.

La description séquentielle d'après les diagraphies permet d'identifier des phases régressives et des formes chenalisantes. Bien qu'il soit difficile de distinguer les différents types de corps gréseux dans une analyse de subsurface, la confrontation du diagnostic de l'environnement de dépôt aux divers modèles diagraphiques de sédimentation suggère des dépôts de type barres de plage ou d'embouchure et des chenaux de marée.

Pour le Gédinnien et les alternances siegéniennes, les rosaces des paléocourants sont identiques (fig. IV.18 et IV.19). Elles définissent un écoulement bimodal du SW vers le NE ou du NE vers le SW. Ces directions ne font que confirmer la confrontation des courants intertidaux, c'est-à-dire une sédimentation dans la zone de balancement de marées. En se basant sur la direction générale des paléocourants, nous pouvons conclure que pour cet ensemble, les barres ont une orientation essentiellement NW-SE. Quant aux chenaux de marée, leurs axes seraient orientés NE-SW.

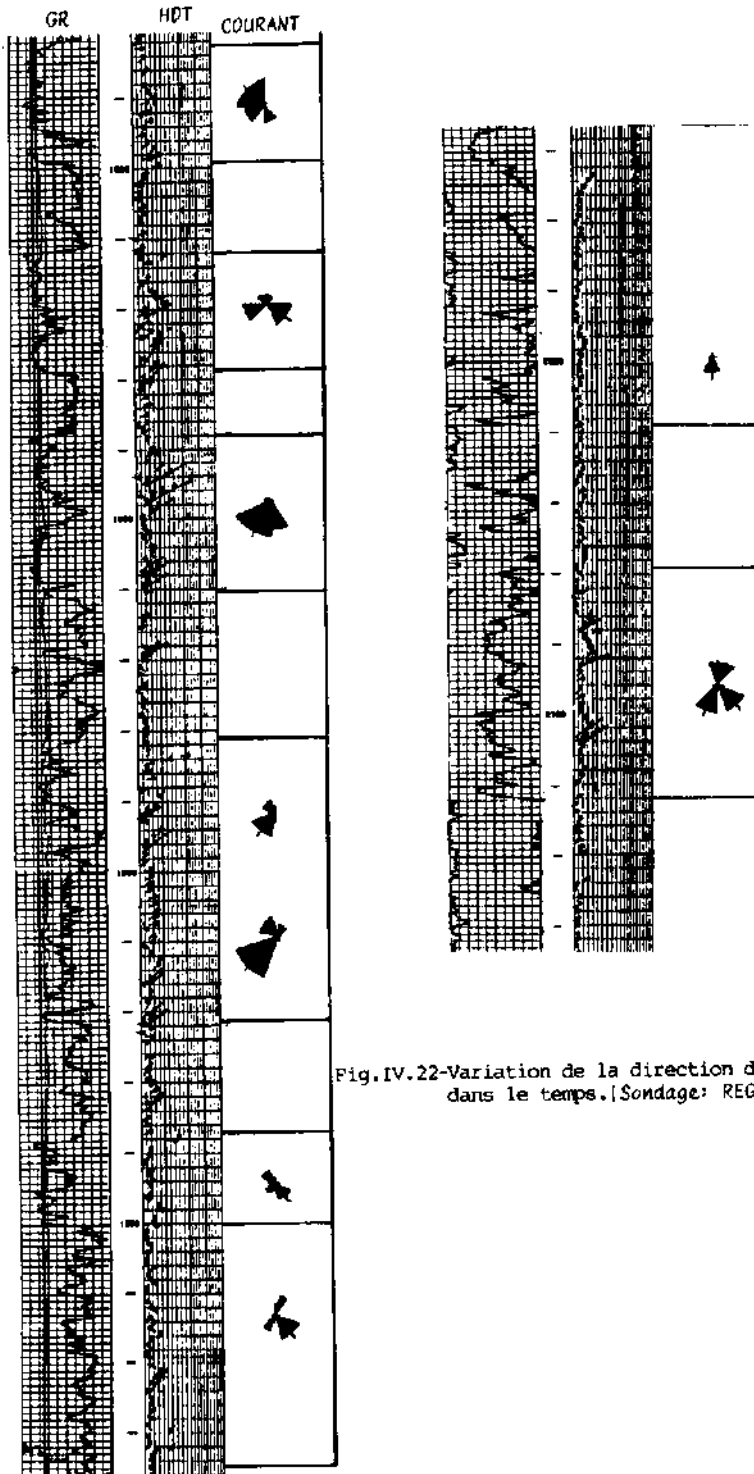


Fig.IV.22-Variation de la direction des courants dans le temps. [Sondage: REG-3].

Pour la barre siegénienne les courants, unidirectionnels, sont orientés SW-NE à SE-NW (fig.IV.20). L'élimination de la fraction fine de cette formation traduit un accroissement de l'énergie hydrodynamique et une réduction de la tranche d'eau (estimée à environ 20m d'après la pendagemétrie); ce qui a permis au sédiment d'atteindre un stade de maturité plus avancé. Les éléments sédimentaires recueillis correspondent à des dépôts de barres d'embouchure de directions axiales grossièrement NE-SW, c'est-à-dire parallèles à l'écoulement général prédominant.

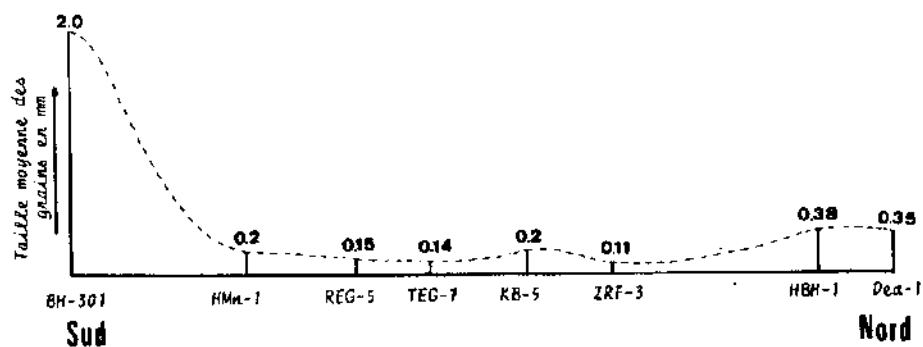
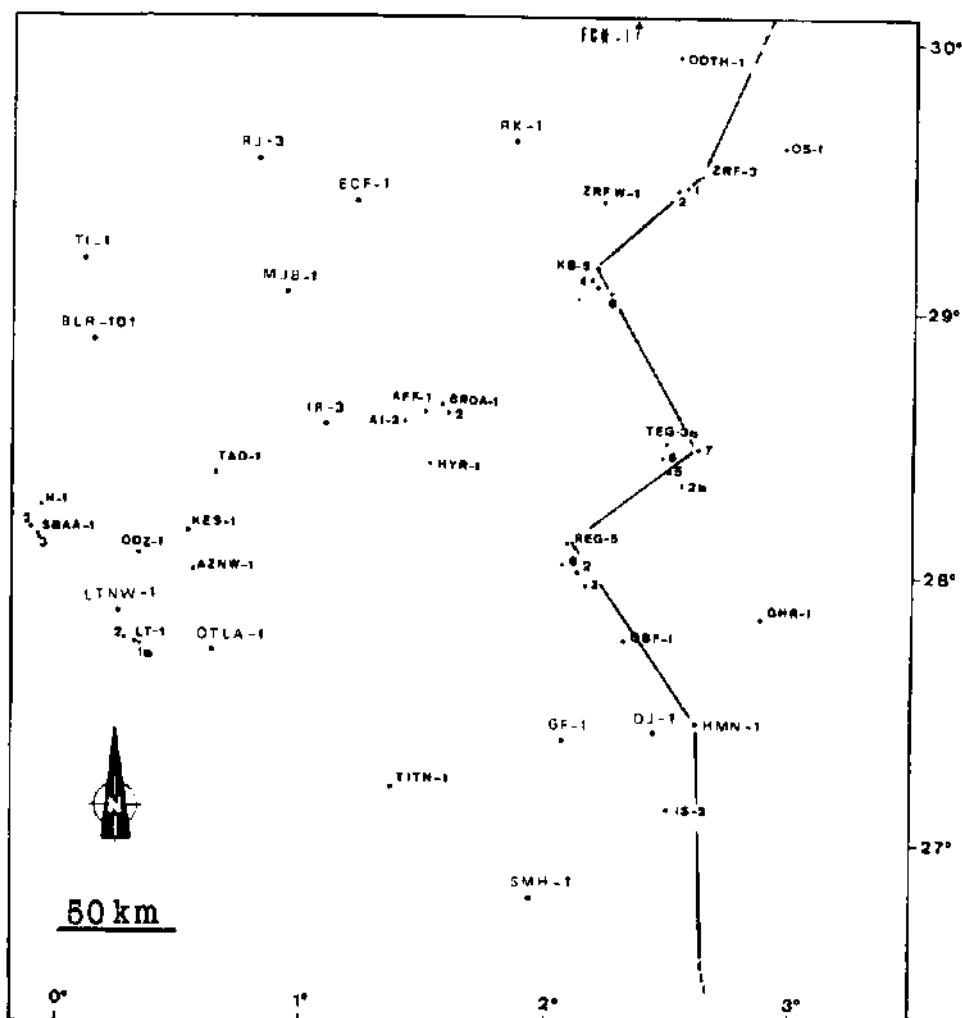


Fig. IV.23-Profil général de la taille moyenne des grains du Dévonien inférieur.



L'épaisseur hectométrique de cette barre fait penser aussi à un dépôt en transgression lente. D'après J.C.M. TAYLOR (1977), plus la transgression est lente, plus le sable est parfaitement vanné, plus il est probable qu'il sera transporté vers la cote où il s'accumule en quantité notable.

Pour les grès emsiens, la direction moyenne des courants est SE-NW (direction prédominante) ou SW-NE (fig. IV.21). Les barres emsiennes auraient ainsi une orientation NE-SW ou NW-SE.

Dans la partie centrale du bassin la répartition spatiale des corps gréseux paraît être beaucoup plus en relation avec le réseau aquatique qu'avec le plan structural contemporain. En effet, l'absence des faciès détritiques grossiers peut traduire aussi bien un climat de type aride qu'un environnement plat. Les variations des directions des paléocourants dans l'espace impliqueraient des déformations synsédimentaires ou des contournements de reliefs sans que la pente régionale sur laquelle s'effectue l'écoulement soit structurellement importante.

Dans le temps, ce mécanisme d'écoulement conduit à la mise en place d'un appareil sédimentaire compliqué par l'emboîtement et l'empilement de barres et de chenaux de directions variables. Ce schéma rend très incertaines les corrélations des épisodes sédimentaires synchrones, notamment dans la direction perpendiculaire à l'élongation des corps. L'exemple de la figure IV.24 permet de voir que seuls les puits voisins d'un maximum de 4 à 5Km sont susceptibles de rencontrer, parfois, le même grès. Cette distance semble rendre compte de la taille moyenne des corps gréseux du réseau sédimentaire. Cependant, deux sondages distants de 4 à 5Km ne rencontrent pas forcément les mêmes corps tout au long de la colonne. L'exemple de la figure IV.24A montre que le corps gréseux qui a produit 270.000 m<sup>3</sup>/j. de gaz dans le sondage KB-4 n'a pas été rencontré dans le sondage voisin KB-2 (ce dernier étant aquifère) bien qu'il est structurellement plus haut de 44m. De même, l'exemple de la figure IV.24B montre, quant à lui, que le sondage ZRF-1 traverse une barre gréseuse productive de gaz ( 336.000 m<sup>3</sup>/j.) qui n'existe pas dans le sondage voisin ZRF-2.

Les mesures de pressions des formations par l'outil diagraphique RFT ( Repeat Formation Tester ) permettent de constater que les communications verticales entre les différents corps gréseux peuvent être très réduites (fig.IV.25). Ce caractère lenticulaire de la sédimentation conduit à un réservoir de type multicouche: chaque système de lentilles gréseuses (barres ou chenaux) pourrait avoir son propre mode de production et son propre plan d'eau éventuel. Dans ce bassin, au Dévonien inférieur, il est ainsi impropre de parler, de manière systématique, de plan d'eau unique ou régional ou du concept structural: une structure plicative productive en un puits pourrait bien ne pas l'être en un autre, même si ce dernier est structurellement plus haut.

### 5.3. Paléogéographie du Dévonien inférieur

Dans ce système deltaïque, l'interprétation des cartes de lithofaciès en termes paléogéographiques s'est révélée sans succès. Il s'agit en effet d'un territoire de plate-forme où, étant donné l'absence de changements tectoniques radicaux durant le Dévonien inférieur, les conditions de sédimentation n'ont pas véritablement évolué. Elles ne sont contrôlées essentiellement que par la subsidence et le matériel disponible. Plus l'épaisseur est grande, plus il y a de chances de rencontrer des grès: le pourcentage de ces derniers est ainsi un pauvre indicateur paléogéographique. Ceci se traduit sur une carte de faciès par des isolignes de valeurs très proches qui ne définissent aucune zonation paléogéographique ou direction apparentes.

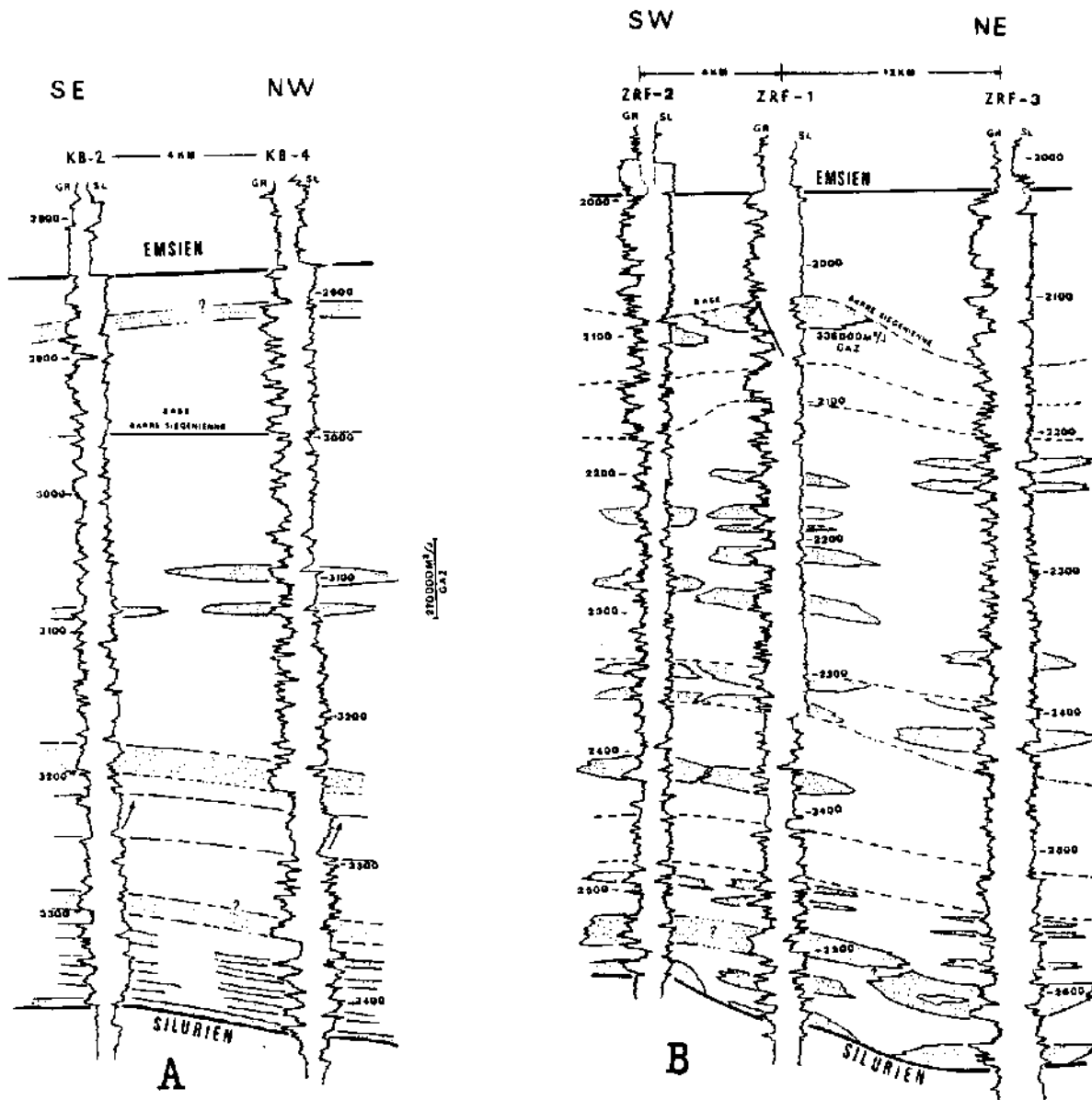


Fig. IV.24-Exemples illustrant le caractère des corrélations des épisodes isochrones au sein du Dévonien inférieur entre des sondages de la même structure. La discontinuité latérale des corps gréseux évoque une sédimentation lenticulaire de type deltaïque.

Le caractère isopaque de la barre siegénienne permet de mieux apprécier l'évolution des apports de grès dans l'espace. La carte correspondante (fig. IV.26) montre que les faciès les plus gréseux sont au Sud du bassin. La barre est de plus en plus envahie par la fraction fine en allant vers le NNW; ce qui concorde avec la direction des paléocourants.

Pour l'ensemble Gédinnien-Siegénien et l'Emsien, nous avons jugé que la restitution des profils faciologiques le long de divers jalonnements (fig. IV.27) permet de son côté de mieux comparer la valeur de la subsidence et la nature des apports (fig. IV.28 et IV.29). On constate généralement que plus élevée est la subsidence (épaisseur en mètres), plus faible sera le pourcentage de grès. Ces profils situent la mer franche gédinnosiegénienne vers le NNE du bassin, c'est-à-dire comme indiqué par les paléocourants et le profil général de la taille moyenne des grains (fig. IV.23). D'après ce profil, les grains les plus grossiers seraient rencontrés au Sud (dans le bassin de

l'Ahnet), ce qui signifie que la source principale du matériel serait quant à elle plus au Sud.

Néanmoins, l'accroissement local de la taille des grains vers le Nord-Ouest (sondages HBH-1 et Dea-1) laisse supposer une autre source de ce côté. La forte concentration (30%) des feldspaths dans le sondage HBH-1 et leur présence constante à l'état frais dans le sondage Dea-1 militent en faveur de cette hypothèse.

L'épaississement de l'Emsien vers le NW (fig.IV.5) et la prédominance des paléocourants dans cette direction suggèrent une transgression emsienne venant essentiellement du NW. C'est dans ce secteur du bassin que l'Emsien est le plus complet. Ailleurs, sa partie supérieure manque.

En règle générale nous pouvons situer le rivage de la mer dévonienne vers le secteur NE-NW du bassin, c'est-à-dire une mer venant du Nord mais sans que l'on puisse préciser les positions successives de la côte. Il serait vain de tenter de reconstituer la paléogéographie de chaque étage du Dévonien inférieur car le passage continu de la sédimentation et la persistance des mêmes indicateurs de milieu prouvent que les grès de cette époque

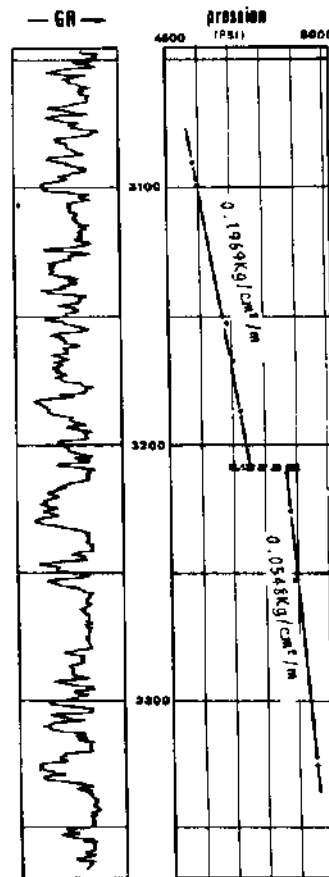


Fig.IV.25-Décalage des gradients de pression des corps gréseux traduisant l'existence de barrières de perméabilité verticales et le caractère multicouche du Dévonien inférieur (Sondage KB-5).



s'inscrivent pratiquement dans un même cadre paléogéographique, celui d'un milieu littoral (*intertidal*) vers la moitié sud du bassin à un milieu sub-littoral (*front-deltaïque*) vers le Nord.

Cette image paléogéographique d'ensemble s'exprime clairement par les corrélations électriques établies suivant des directions perpendiculaires au rivage présumé (fig.IV.30 à IV.34). Ces corrélations montrent une progradation des termes siegéniens et gédinniens du SW au NE (fig.IV.30 à IV.32), du SE au NW (fig.IV.33) et du Sud au Nord (fig.IV.34). Le résultat global consiste en la **progradation des sédiments du Dévonien inférieur du Sud au Nord.**

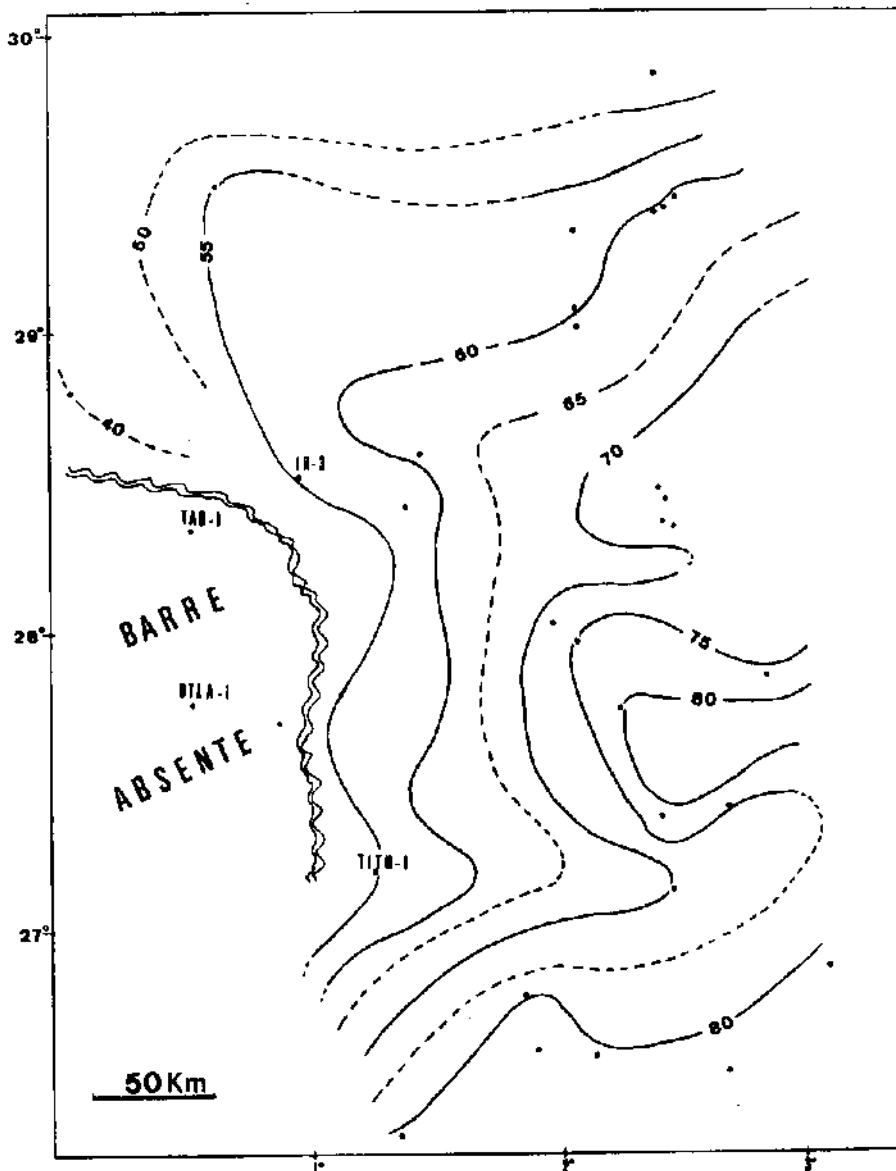


Fig.IV.26-Carte d'isopourcentage de grès de la barre siegénienne dans le bassin de Timimoun.

La diminution de épaisseurs vers le Sud évoque une sédimentation condensée (secteur moins subsident) plutôt qu'un processus de non dépôt ou d'érosion. Nous avons déjà noté que ce processus est caractéristique de la partie ouest (voûte d'Azzene en particulier) où les limites actuelles d'extension du Dévonien inférieur ne correspondraient pas exactement aux limites d'extension de la mer contemporaine. Dans cette région, la tectogenèse l'a toujours emporté sur la sédimentation.

Nous concluons que d'après l'imbrication de tous ces éléments sédimentaires, la région de Timimoun correspondrait au Dévonien inférieur, à un paysage deltaïque soumis à de nombreuses incursions marines durant le Gédinnien et le Siegénien inférieur. Les sédiments sont *intertidaux* (voire *sub-tidaux* vers le Nord) pour les épisodes gréseux, à *prodeltaïques* pour les épisodes argileux.

Le Siegénien supérieur (barre quartzitique) semble correspondre à un delta à influence fluviatile plus marquée. Cet éventail deltaïque s'enfonce en force à la fin du Siegénien sous la transgression emsienne qui vient apparemment du NW.

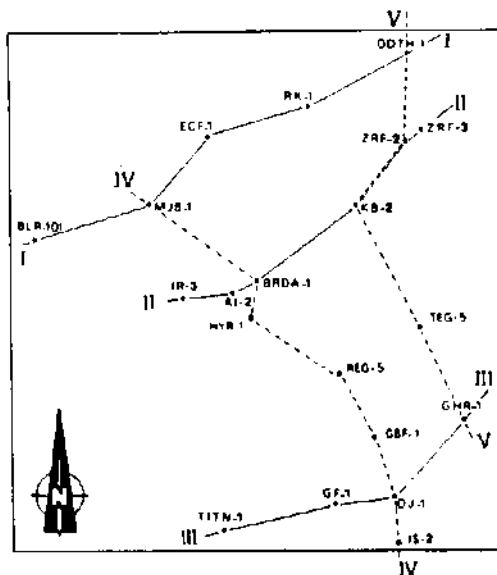


Fig. IV.27-Plan de position des profils faciologiques des réservoirs du Dévonien inférieur.

## 6. CARACTERES PETROPHYSIQUES DES GRES

### 6.1. Distribution des qualités de réservoir

Les qualités de réservoir des grès du Dévonien inférieur varient de manière très quelconque aussi bien dans l'espace qu'en profondeur. Dans un réseau sédimentaire deltaïque les réservoirs correspondent en effet à toute une gamme de types de grès déposés sous des conditions différentes. Il en résulte que les processus diagenétiques soient aussi différemment ou inégalement répartis.

La relation classique entre la porosité et la perméabilité (fig. IV.35) consiste en un nuage de points définissant une bande dont la largeur rend compte de la diversité des grès (on sait que



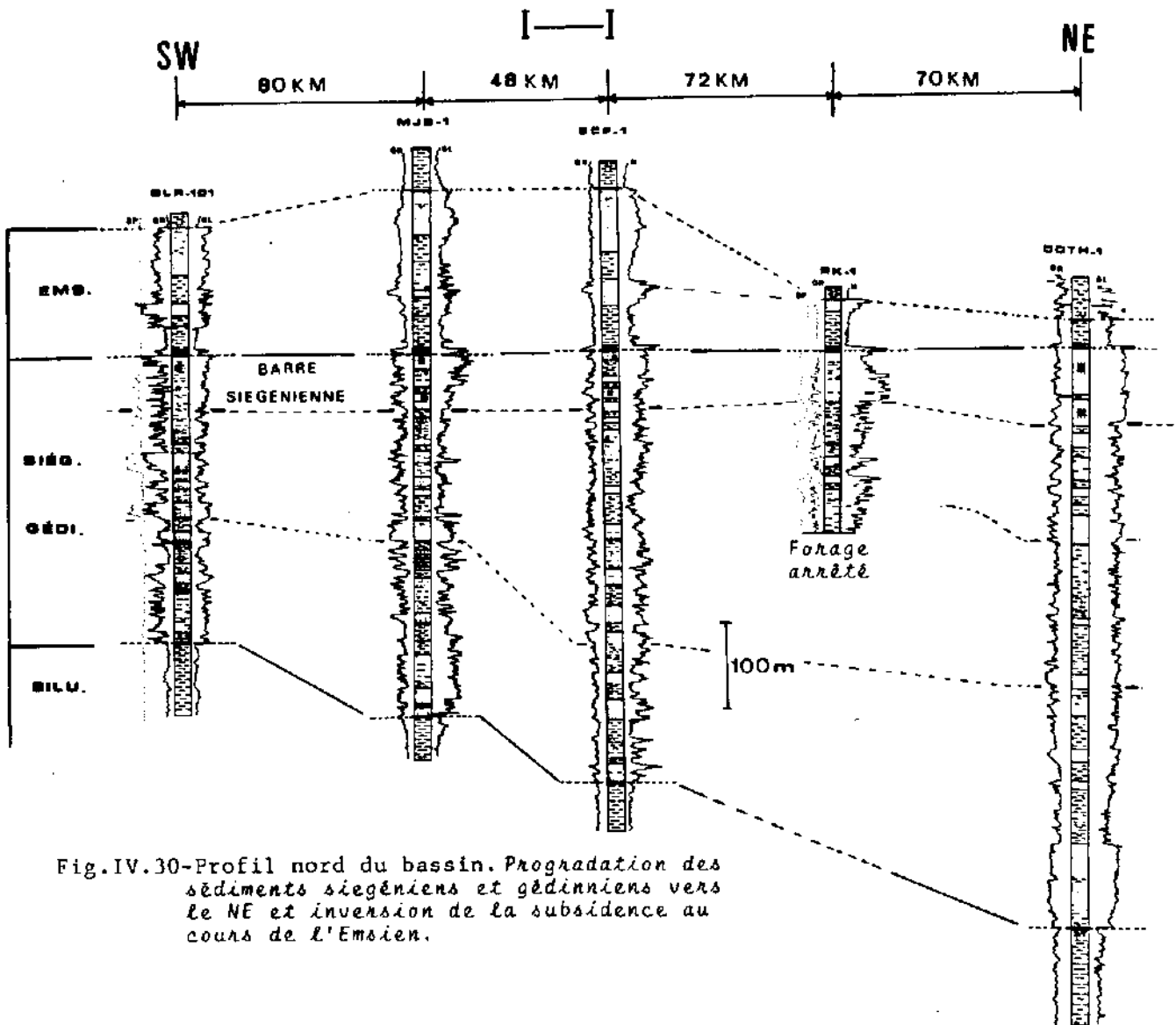


Fig. IV.30-Profil nord du bassin. Progradation des sédiments siegédiens et gédinniens vers le NE et inversion de la subsidence au cours de l'Emsien.

chaque type de grès est caractérisé par sa propre relation).

D'après ce graphique, les grès sont de type très fin à grossier et par conséquent très étanches (porosité inférieure à 5%) à très perméables (porosité de l'ordre de 30%). L'analyse statistique de la distribution des porosités sur l'ensemble des réservoirs et du bassin fait cependant ressortir une nette prédominance des basses porosités. Les résultats (fig. IV.36) permettent de voir que la porosité moyenne la plus fréquente se situe aux alentours de 3% pour la barre siegédiennienne, 5% pour les alternances du Siegédien-Gédinnien et environ 10% pour les grès emsiens. Toutefois, les meilleures porosités, quoique rares, se rencontrent uniquement dans les alternances du Siegédien et dans le Gédinnien.

Pour les mêmes raisons que les cartes de faciès, la carte d'isoporosité moyenne des grès du Dévonien inférieur ne présente pas des changements potentiels. Cette carte (fig. IV.37) est proposée à des fins exclusivement pratiques étant donné les besoins en informations des recherches pétrolières dans ce bassin, encore méconnu. Elle permet de constater que les

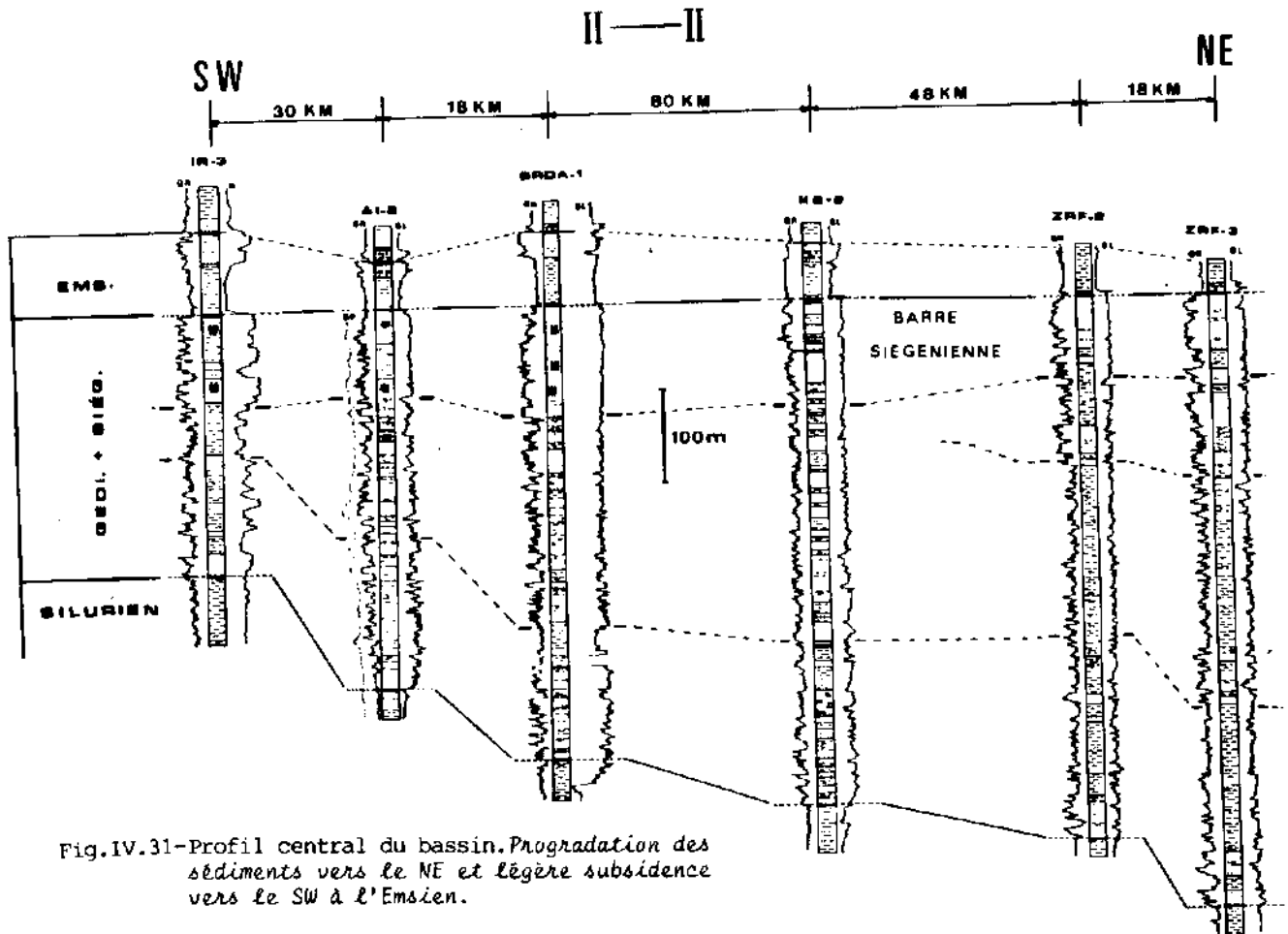


Fig.IV.31-Profil central du bassin. Progradation des sédiments vers le NE et légère subsidence vers le SW à l'Emsien.

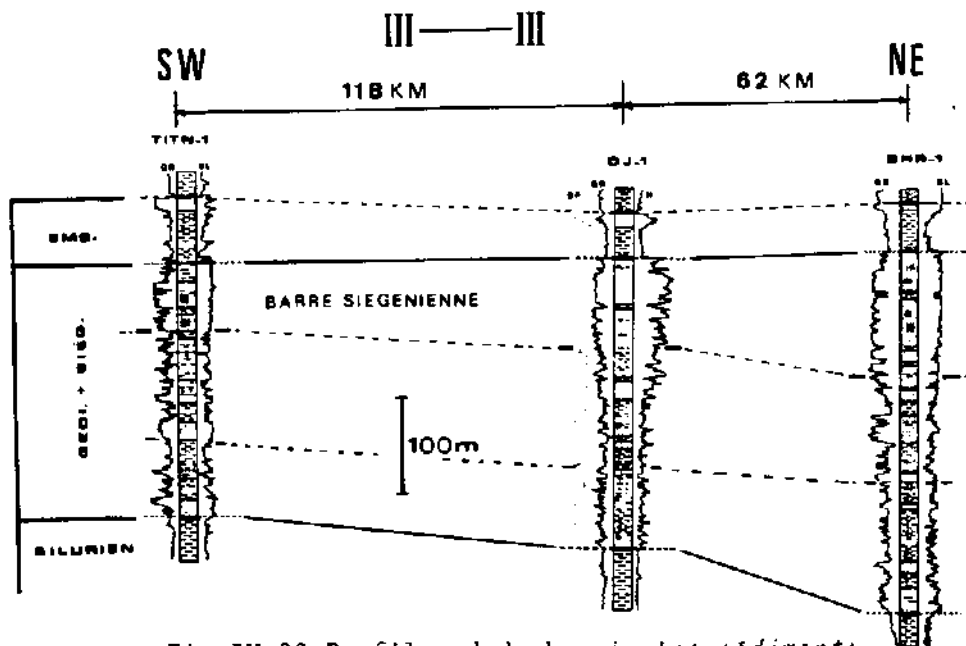


Fig.IV.32-Profil sud du bassin. Les sédiments sont moins progradants qu'au Nord.

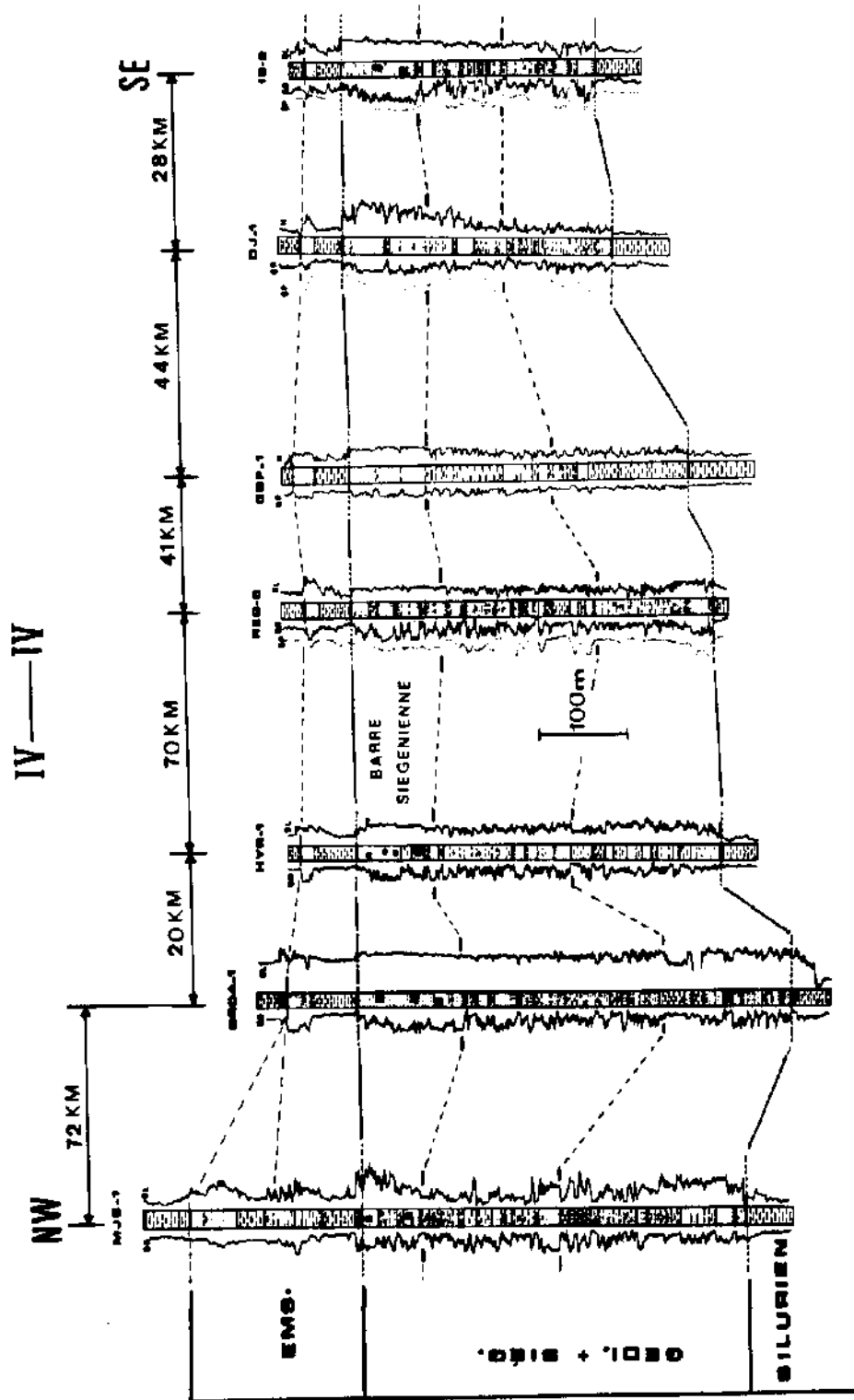
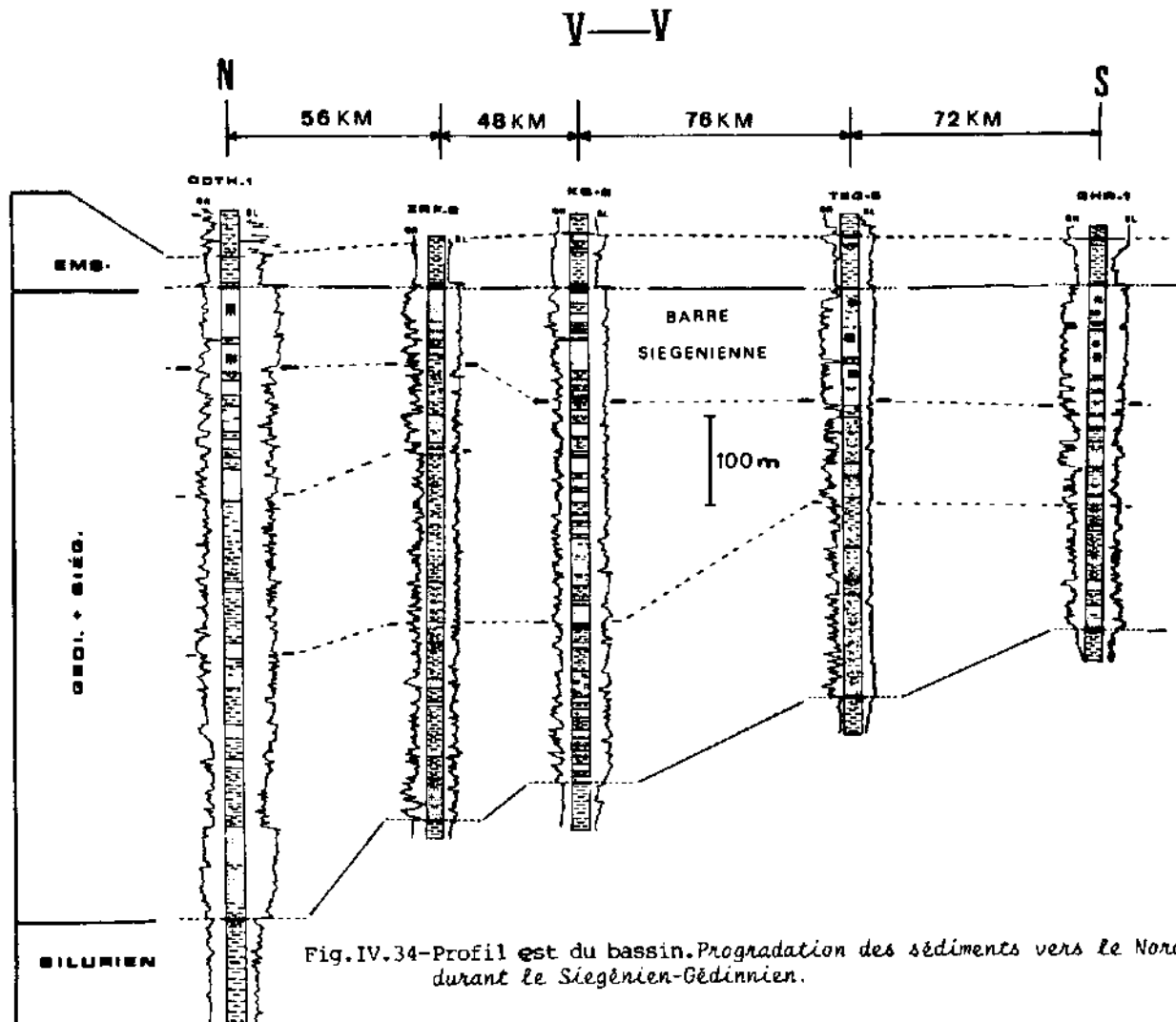


Fig. IV.33-Profil Ouest du bassin. Progradation des sédiments vers le NW.



meilleures porosités se cantonnent au Sud et les plus mauvaises au NW du bassin (ce qui évoque le cadre paléogéographique global). Néanmoins, des sondages situés en zones de basse porosité moyenne (fig. IV.37) peuvent donner des débits de fluides aussi importants que ceux mesurés dans les sondages situés en zones plus poreuses. Les exemples de la figure IV.38 montrent en effet que le débit mesuré dans un sondage sur une grande section d'un réservoir pourrait concerner uniquement de minces intervalles qui sont, en revanche, très poreux et perméables. Sur les trois exemples les grès sont bien triés mais seules les parties basales sont poreuses.

Dans un sondage donné on peut rencontrer plusieurs niveaux de type mais la prédominance des faibles porosités fait chuter considérablement la valeur moyenne, calculée, de la porosité du réservoir, raison pour laquelle les valeurs portées sur les isolignes de la carte ne représentent pas toutes véritablement la distribution spatiale des porosités. Il en résulte qu'un sondage foré à proximité d'une isoligne de 5%, par exemple, pourrait bien rencontrer des grès beaucoup plus poreux et perméables. Il faut noter cependant que le secteur NW du bassin, caractérisé par la rareté ou l'absence de tels niveaux, présente des porosités moyennes véritablement plus faibles: les isolignes correspondantes sont plus représentatives qu'ailleurs.

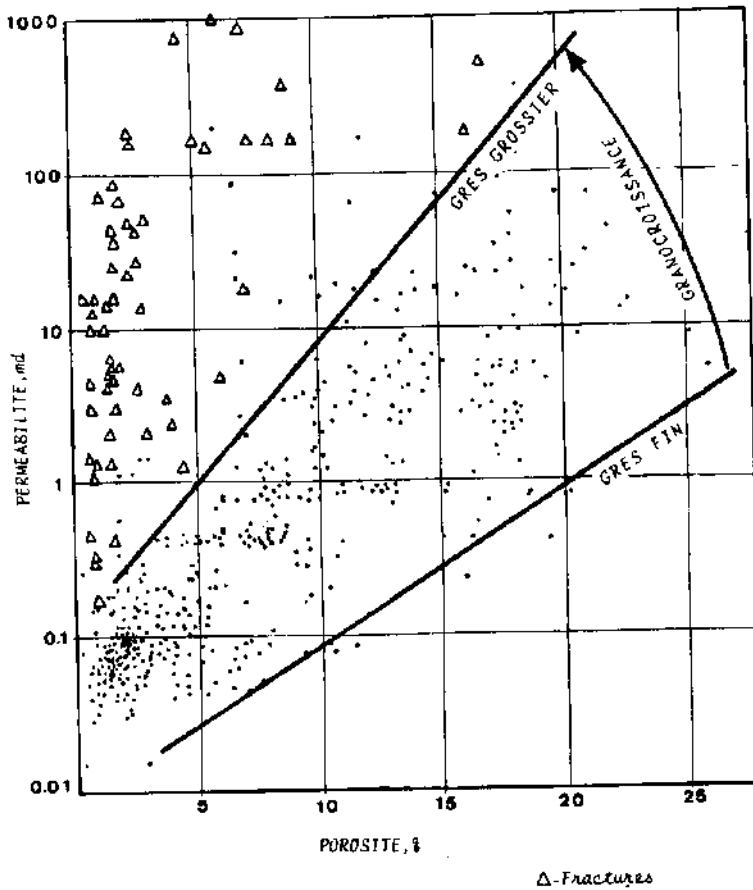


Fig. IV.35-Relation Perméabilité-Porosité des réservoirs du Dévonien inférieur de Timimoun. La largeur de la bande de variation est significative de la variété des grès réservoirs.

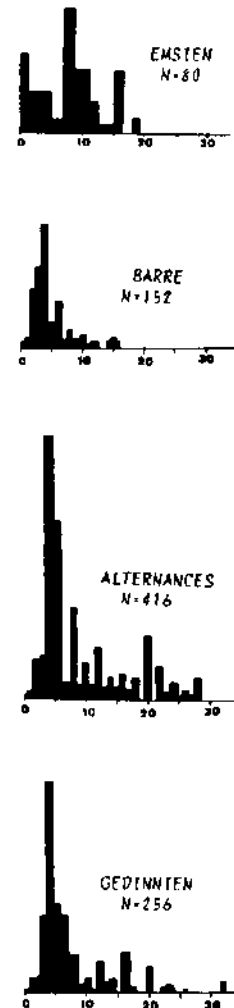


Fig. IV.36-Histogrammes de porosité moyenne des différents réservoirs du Dévonien inférieur de Timimoun. (N-nombre d'intervalles analysés d'épaisseur 1 à 3m)

## 6.2. Facteurs probables ayant contrôlé la répartition des qualités de réservoir

L'analyse des diagraphies permet de constater que les meilleurs porosités se cantonnent essentiellement aux sommets des séquences régressives (fig. IV.12) ou à la base des phases chenalisantes transgressives ou "cylindriques" (fig. IV.38). Si pour les séquences régressives et transgressives le phénomène paraît classique en raison du concept granulométrique, il n'en est pas de même pour les isoséquences où la granulométrie est constante sur tout l'intervalle gréseux; le changement brusque de la porosité aurait une explication d'ordre diagenétique.

L'interprétation de la diagraphie de spectrométrie des rayons gamma naturels (NGS) montre que les séquences "cylindriques" sont constituées de grès relativement purs. Leur teneur en thorium, uranium et potassium, très faible (fig. IV.15), suggère un caractère essentiellement quartzeux (orthoquartzites): les grès ayant été très remaniés et triés, sont arrivés à un stade de maturité relativement plus avancé. Le cantonnement des meilleures



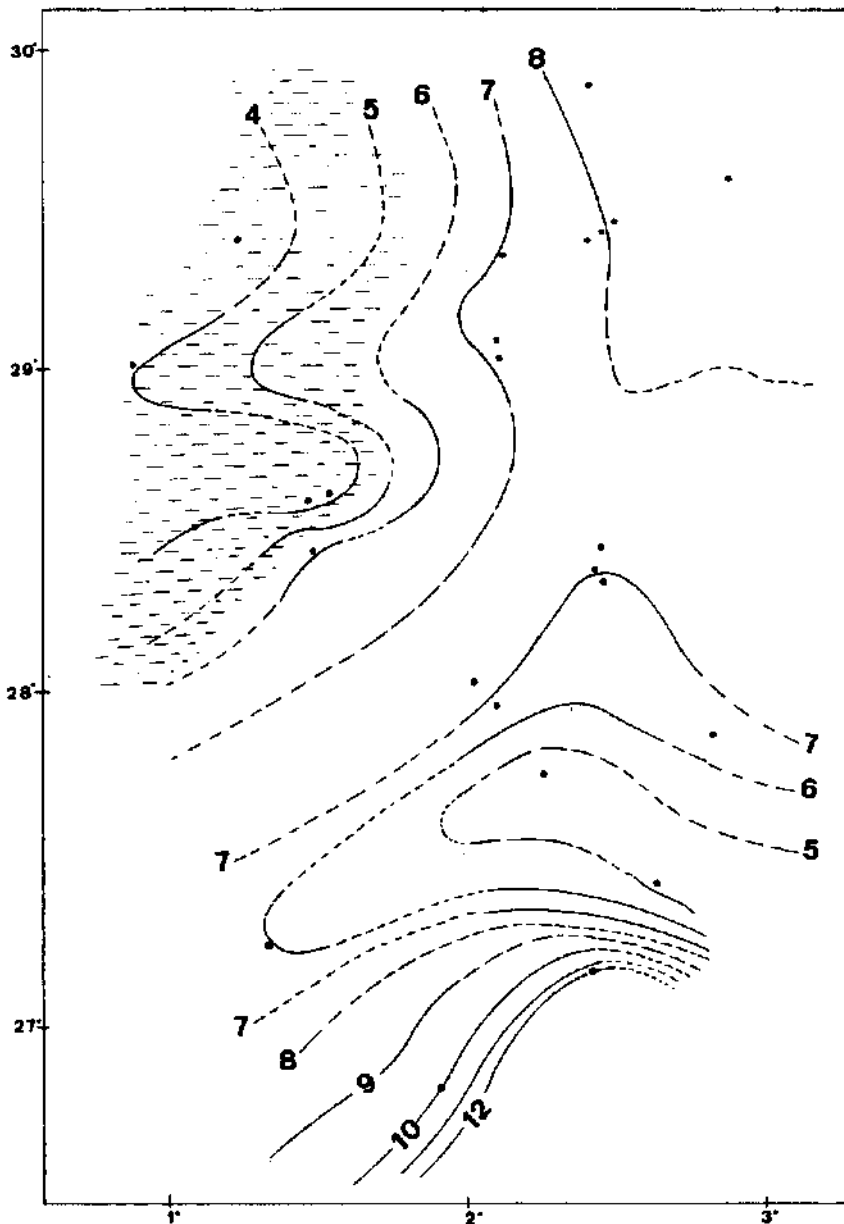


Fig. IV.37- Carte d'isoporosité moyenne des grès du Dévonien inférieur de Timimoun.

porosités à la base de ces séquences diagenétiques (quartzeuses) fait penser à une évacuation des produits de dissolution vers le haut où ils précipitent (en altérant la porosité) en raison de la réduction du drainage par les argiles surincombantes.

De grandes porosités correspondent quant à elles à des intervalles très isolés et d'épaisseur très réduite (décimétrique). Une étude, sur lames minces, de la nature des porosités des grès du Silurien inférieur du bassin appalachien (WESCOTT W.A, 1982) a permis de constater que les augmentations locales de porosité sur des intervalles très minces ont pour origine la dissolution d'une concentration de feldspaths ou d'autres éléments instables en laminations discrètes. Dans plusieurs sondages de Timimoun nous avons effectivement la certitude que les niveaux feldspathiques sont souvent peu poreux mais cela s'expliquerait beaucoup plus par la finesse des grès que par la non dissolution des

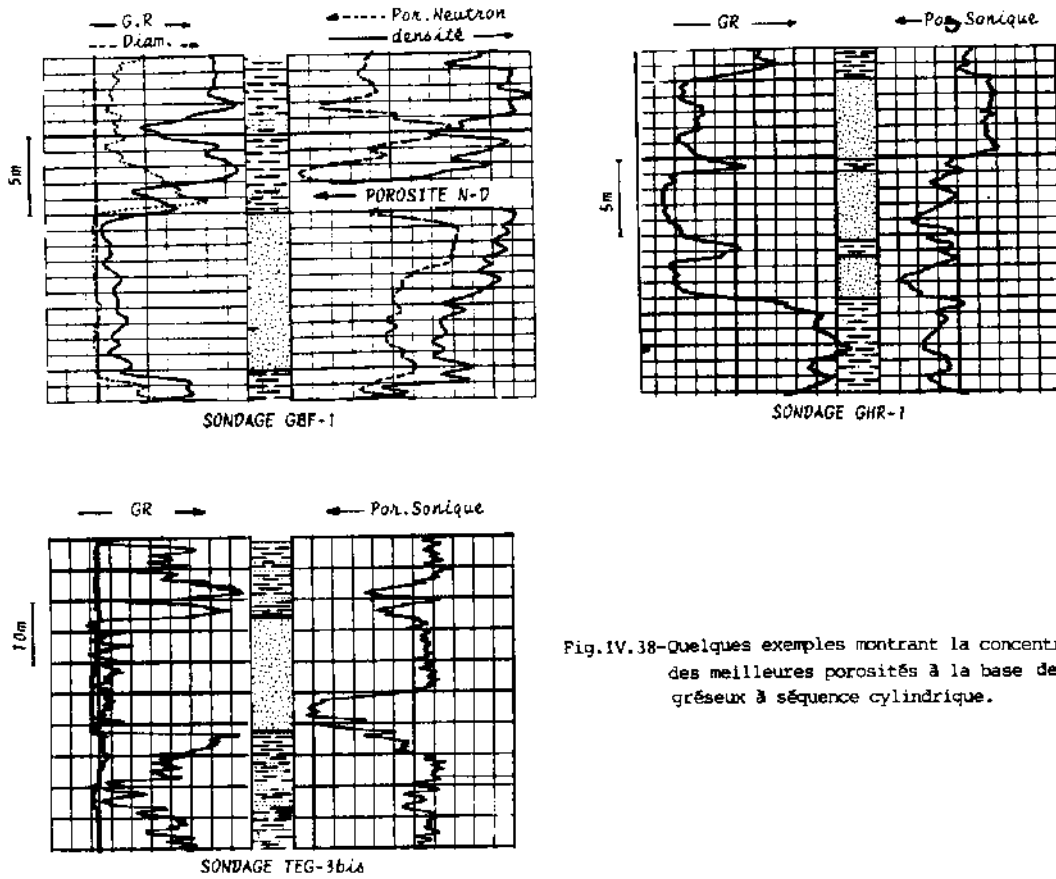


Fig.IV.38-Quelques exemples montrant la concentration des meilleures porosités à la base des épisodes gréseux à séquence cylindrique.

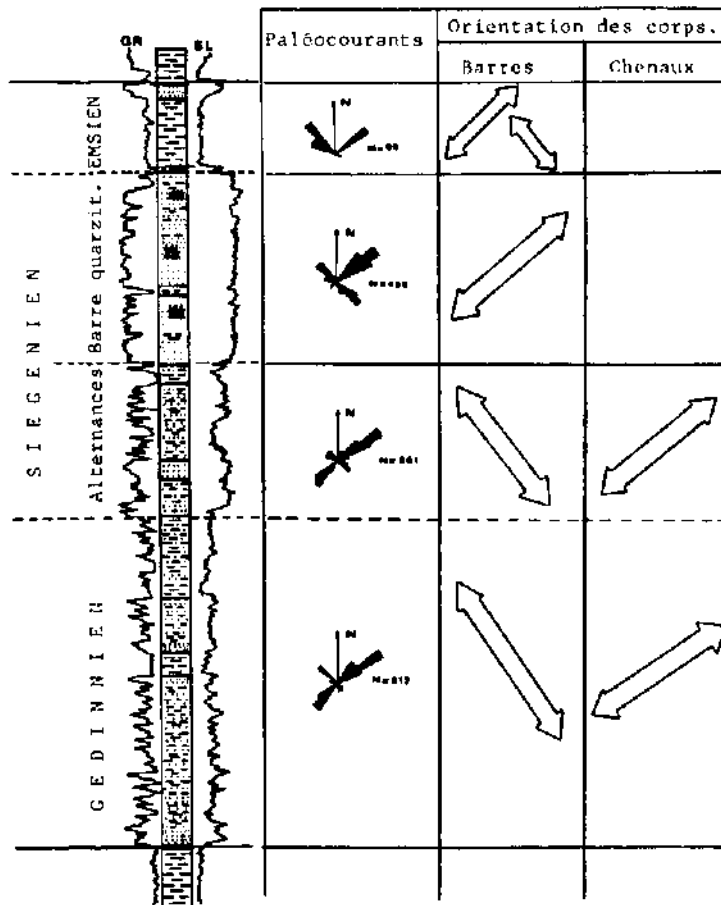


Fig.IV.39-Orientation des corps gréseux d'après la direction des paléocourants et le milieu de dépôt dans le Dévonien inférieur de Timimoun.

feldspaths: ceux-ci, plus légers que les quartz, se concentrent avec la fraction fine des grès. Ce phénomène expliquerait probablement aussi la bonne perméabilité de certains grès fins (après dissolution des feldspaths).

Dans Timimoun, cependant, nous avons vu que l'évolution des sédiments, n'est limitée qu'à un stade diagenétique immature et la contribution des processus de dissolution des constituants instables à l'aménagement des porosités serait insignifiante.

La diagenèse par compaction est au contraire un phénomène visible par l'aspect des contacts entre les grains de quartz et la présence des stylolites stratiformes. Ce phénomène est responsable de la détérioration quasi totale des porosités de la barre siegénienne. D'après Ph. LEGRAND, la cimentation de cette barre est liée à la transgression qui a provoqué la création d'une phase de mise en solution colloïdale de silice qui précipite dans les pores. Cette barre étant plus poreuse à l'origine.

Le processus de silicification affecte moins ou peu les grès des alternances siegésiennes et gédinniennes. Ces grès, plus argileux que la barre, sont moins vulnérables aux actions des solutions minéralisées.

Quant au ciment argileux, nous avons vu qu'il est essentiellement illitique et peut être chloriteux ou kaolinitique. Les ciments illitiques et chloriteux ne font que préserver la porosité primaire en empêchant la croissance des quartz sur les sections cimentées. Ils sont cependant responsables de la réduction des qualités de réservoir. Le ciment kaolinitique, ménageant une porosité (cas du sondage ZRF-3, ...), est beaucoup plus désirable mais il est moins développé.

Une illustration pratique entre la perméabilité, la porosité et la minéralogie de l'argile a été proposée par STADLER (1973). Il a montré que dans les grès dunaires du *Rotliegendes* le ciment est justement kaolinitique et illitique. Les grès qui ont une kaolinite en feuillets ont des meilleures perméabilités que ceux contenant des cristaux d'illite plus fins et plus filiformes. Les effets sur la perméabilité furent significatifs même si la quantité totale des argiles n'exède pas 5%.

Dans le bassin de Timimoun, cependant, un grès à 5% d'argile est généralement bien perméable. Dans le cas contraire, le grès est soit silicifié soit à ciment carbonaté. Ce dernier joue un rôle non négligeable dans l'obturation des porosités des grès du Dévonien inférieur (fig. IV.7).

A l'occasion de l'analyse microtectonique des carottes, de nombreuses fractures affectant les grès du Dévonien inférieur ont été inventoriées (voir chapitre 3 de cette analyse). Bien que les fractures contribuent peu à l'amélioration des porosités, elles sont en revanche responsables de la perméabilité élevée des grès à faible porosité (fig. IV.35). C'est particulièrement le cas de certains niveaux de la barre quartzitique siegésiennne.

Il y a eu donc beaucoup plus de chance pour qu'un processus diagenétique post-dépositionnel soit accompagné d'une altération de porosité plutôt que de son amélioration. La silicification des grès est le facteur le plus impliqué dans l'obturation des porosités primaires, comme l'est la fracturation dans l'aménagement des perméabilités secondaires.

## 7. LES MEILLEURS "PROSPECTS" PROBABLES

La répartition des caractéristiques pétrophysiques primaires d'un réservoir est gouvernée par le cadre paléogéographique contemporain. Si la migration secondaire du gaz a eu lieu précocement, il y aurait certainement eu une meilleure préservation de ces caractéristiques: le gaz a la propriété d'empêcher toute croissance de quartz (HEALD et ANDEREGG, 1960). En ce cas, simple et fictif, les zones les plus favorables à l'accumulation des hydrocarbures auraient été définies par des critères uniquement paléogéographiques.

Il s'avère réellement que la mise en place des hydrocarbures dans les réservoirs est postérieure aux processus de silicification ou de fracturation comme en témoigne la présence de gaz dans la barre très quartzitique siegénienne ou les traces de matière organique (traces de migrations ?) dans les fractures.

La définition des aires perspectives doit se baser, dans ce cas présent, sur la connaissance de la nature et la répartition des principaux facteurs post-dépositionnels responsables du nouvel état de porosité. La nature et la répartition de ces facteurs (qui sont essentiellement la silicification et la fracturation) sont néanmoins en étroite relation avec le faciès, c'est-à-dire avec le cadre paléogéographique lui-même, mais sans que cette relation soit nécessairement directe: un grès poreux et perméable à l'origine pourrait avoir moins de chance de préserver ses qualités primaires qu'un grès modérément argileux. Il en résulte que les aires les plus favorables ne sont pas manifestement celles situées loin de la mer. En d'autres termes, la définition des meilleurs "prospects" ne doit pas consister en la seule connaissance des zones à fort pourcentage de grès (ce qui peut être obtenu à partir des profils de lithofaciès des figures IV.28 et IV.29) mais en la recherche des milieux où les caractéristiques pétrophysiques originelles ont pu être épargnées ou éventuellement améliorées bien qu'à cause de la compaction par enfouissement, aucune porosité actuelle n'égale la valeur originelle. Toutefois nous avons estimé (fig. III.30) que la réduction de la porosité est en général beaucoup plus contrôlée par la cimentation que par la compaction mécanique.

Sur la carte de la figure IV.26, on voit, à titre d'exemple, que c'est vers le Sud du bassin que la barre siegénienne est la plus gréseuse. Cependant, ses qualités de réservoir n'y sont pas moins mauvaises qu'au NW. Cette barre ne présente pas de zones ou de directions pétrophysiquement privilégiées.

Pour les autres formations du Dévonien inférieur, les zones de préservation ou d'amélioration des caractéristiques pétrophysiques originelles correspondraient à celles où les grès se seraient demeurés à l'écart des actions des solutions minéralisantes (zones modérément argileuses ou exposées à de bonnes conditions de drainage permettant l'évacuation des produits de dissolution). S'il paraît difficile de situer de manière objective les aires de porosité secondaires, les grès modérément argileux correspondent quant à eux aux sédiments déposés sous un régime hydrodynamique moyennement agité, où la fraction fine n'a pas été complètement éliminée. Nous pourrions situer un tel milieu dans la zone intertidale. D'après l'image paléogéographique globale cela correspond grossièrement à la moitié sud du bassin. Vers le Nord et le NW la fraction fine et le ciment carbonaté (apparemment commun aux zones subtidales) écartent toute possibilité de réservoirs potentiels dans le Dévonien inférieur.

Nous proposons ,sous réserve de mécanismes encore méconnus,de considérer avec prudence le forage des structures sismiques qui seraient décelées dans le NW du bassin (secteur ombré de la figure IV.37).Ce secteur correspond à des dépôts fins à ciment carbonaté plus développé ou biphasé (silico-carbonaté). Avec ces qualités, les réservoirs seraient sans grand intérêt.

Le secteur NE ,bien qu'il soit paléogéographiquement aussi marin,présente par endroit (sondages ZRF-1, OPTH-1,OS-1,Esa-1) des niveaux gréseux très poreux et bien vannés évoquant des zones d'agitation maximale.Ces corps qui rappellent des levées sous-aquatiques ,édifiées par l'action des vagues sur le fond,sont responsables de l'amélioration de la porosité moyenne dans le NE du bassin.Ces barres font de plus en plus défaut en allant plus au NE ,et avec elles les qualités moyennes des réservoirs.

La fracturation des réservoirs,bien que visible sur carottes, reste un facteur d'importance secondaire car aucun grès du Dévonien inférieur ne produit de manière potentielle essentiellement par fracturation.La barre quartzitique siegénienne,la plus fracturée des formations dévoniennes,ne se caractérise (parfois) que par des productions de gaz très localisées et de très faible importance.

Toutefois,d'après l'analyse structurale nous pouvons dire que toutes les fractures seraient actives étant donné que leur direction (NW-SE) est parallèle à la contrainte horizontale majeure actuelle.La direction NW-SE constitue le trend le plus favorable à l'écoulement des fluides dans les réservoirs.Ceci permettrait probablement une communication latérale entre les corps gréseux allongés dans cette direction.Ce serait le cas pour les barres gédinniennes et les alternances siegéniennes ainsi que pour certaines barres emsiennes(fig.IV.39). Pour les réservoirs produisant essentiellement par fracturation,les meilleurs prospects seraient ainsi les "trends" affectés par des failles NW-SE.

# **Cinquième partie**

**CONCLUSIONS GENERALES**

# CHAPITRE I

## LES RESULTATS

*"Une des vieilles maximes est que lorsqu'on a écarté toutes les explications impossibles, l'explication qui reste, si improbable qu'elle soit, doit nécessairement être la bonne."*

SHERLOCK HOLMES,  
(diadème de béryle)

Il s'agit du bilan de la tâche que nous nous sommes initialement fixée, à savoir l'approfondissement des connaissances géologiques d'un bassin sédimentaire à l'aide de la compilation et l'analyse des données de subsurface. Il s'agit surtout de la récapitulation des caractères géologiques d'importance régionale qui ne se seraient définis sans la contribution de l'analyse des données diagraphiques.

### 1. ANALYSE STRUCTURALE

#### 1.1. Le plissement

Le "bassin" paléozoïque de Timimoun est relativement peu déformé par rapport aux territoires limitrophes. Il y a deux principaux domaines distincts par l'influence du socle:

- domaine affaissé à l'Est (socle à environ 5500m): les plis, orientés N135-N140, sont simples, droits ouverts et à plongements axiaux faibles (8 à 10° NW ou SE). Ils peuvent être associés à des failles directionnelles inverses profondes. Le rapport longueur sur largeur est compris entre 1.5 et 5.5. L'analyse géométrique ne montre aucune disharmonie structurale notable en profondeur: le pendage des flancs (rarement supérieur à 5°) reste inchangé.

- Domaine ougartien, exhaussé, à l'Ouest (socle à environ 1800m): les plis, orientés N100, sont moins simples, de petite taille (rapport longueur sur largeur faible), à flancs plus redressés et à

plongements axiaux insignifiants (1 à 5° E ou W). Ils sont associés à des failles inverses mais peuvent aussi se situer à l'aplomb de failles normales résultant d'une structuration par décalage de blocs. Le pendage des flancs s'accroît progressivement en profondeur (5 à 30°).

## 1.2. Les failles et la fracturation

Concernant les déplacements verticaux, dans la partie affaissée du bassin les failles sont subverticales, directionnelles et inverses. Elles n'affectent que le bas des séries. Les sous-compactions des épaisses séries argileuses (Silurien et Dévonien supérieur) seraient une des principales causes de l'amortissement des failles par des flexures dans les niveaux supérieurs.

A l'Ouest (voûte d'Azzene, cuvette de Sbaa) les formations sont nettement plus compactées. Les failles de type inverse (voire chevauchantes) ou normal sont plus fréquentes, polydirectionnelles et se rencontrent à de faibles profondeurs (jusqu'à 500m). Elles se caractérisent souvent par un polyphasage cinématique attestant de l'instabilité tectonique relative de cette partie du bassin: un rejet mesuré ne correspondrait pas, par sa valeur, au dernier déplacement.

La hauteur des crochons est de l'ordre de 100 à 300m pour les failles inverses et de 60 à 80m pour les failles normales.

Des coulissements dextres et senestres seraient probables respectivement sur la voûte d'Azzene et le long du mont de l'Idjerane où l'on entrevoit des réorientations locales de la contrainte actuelle à proximité des accidents majeurs E-W d'une part et N-S d'autre part. Sur la voûte d'Azzene, le plongement subvertical des intersections des plans de fractures relevées sur carotte, est une raison supplémentaire pour évoquer des jeux à composante majeure latérale.

Les fractures sont en majorité subverticales et perpendiculaires aux plans de stratification. Dans les zones tabulaires à tectonique essentiellement monophasée un ou deux systèmes de fractures orientés NW-SE sont définis. Le réseau devient plus complexe dans les zones accidentées (plusieurs systèmes de fractures): la rosace globale de fracturation est polydirectionnelle. Un fait marquant est qu'une tranche verticale donnée ne semble affectée que par un seul système.

L'organisation des fractures par rapport aux directions des failles et des axes structuraux ne laisse aucun doute quant à la contemporanéité de tous ces éléments: les systèmes prédominants sont sublongitudinaux aux plis et aux failles associées. Celles-ci sont grossièrement bissectrices des angles formés par les différents systèmes. Ces angles sont compris entre 30° dans les zones à réseaux simples et environ 70° dans les réseaux complexes. En général, il s'agit des milieux affectés par un réseau de fracturation de fréquence variant entre 20 à 50 (réseau simple) et 70 à 100 (réseau complexe). Les systèmes se trouvent dans une fourchette orientée NW-SE. Cette direction est favorable à la réouverture des fractures (en fentes de tension) et donc à l'amélioration des capacités de drainage des fluides dans cette direction qui est celle de la contrainte latérale majeure actuelle, définie d'après l'étude de l'ovalisation des trous de forage.



## 2. EVOLUTION DU BASSIN

### 2.1. Bilan de l'évolution structurale et paléogéographique

L'évolution structurale de la région de Timimoun se résume en un schéma classique qui évoque rapidement un bassin de type cratonique individualisé pour l'essentiel au Paléozoïque supérieur (fig.III.29).

Transgressions et régressions se succédèrent depuis l'enterrement de la chaîne pan-africaine sur un monde à subsidence lente mais précoce qui va fonctionner tout au long du Paléozoïque. A l'Ouest, cependant, la subsidence et la sédimentation n'arrivent pas à prendre complètement le dessus sur une tectonique de blocs, aussi précoce. Cette zone, ascendante dès l'Ordovicien, présente de grandes lacunes stratigraphiques et sédimentaires: elle aurait été, par moment, pourvoyeuse de la sédimentation détritique. C'est dans cette région que vont avoir lieu les principales déformations épirogéniques contemporaines.

Ailleurs, la sédimentation se poursuivait sans être perturbée ou interrompue. Elle est continue du Cambrien au Carbonifère, c'est à-dire durant un intervalle chronostratigraphique de quelques 250 millions d'années. Les jeux synsédimentaires mis en évidence dans le Dévonien inférieur (région de Barouda) et le Dévonien supérieur (région de Sbaa) attestent néanmoins de la mobilité du plancher sédimentaire au cours des temps paléozoïques. Ces jeux pourraient être mis en rapport avec des distensions synchrones connues ailleurs. Les distensions ayant affecté le Sahara au Paléozoïque inférieur sont, quand à elles, inexprimées de manière apparente à Timimoun. Aucune émission volcanique n'est soulignée dans les sondages étudiés sauf au Nord du bassin où des andésites(?) ont été traversées au Cambrien dans le sondage HBL-1. Mais faut-il encore savoir s'il s'agit de coulées contemporaines ou de sills triasiques. En effet, des dolérites(?) ont été forées dans le Trias pelliculaire de cette partie nord du grand erg occidental (sondages OR-2, 3, et 4; AMg-1).

Des indices évoquant des événements en compression sont aussi inventoriés (tableau V.1) mais à part la phase présumée actuelle, aucun mouvement n'a pu être localisé de manière absolue dans le temps.

Les mouvements orogéniques anté hercyniens (phase sarde, taconique, ardennaise et bretonne) sont mal définis en direction pour que l'on puisse leur attribuer tel ou tel indice ou déformation. Ce qui est certain, c'est que les phases calédoniennes ne sont soulignées à Timimoun que par des discordances cartographiques se localisant dans les zones peu subsidentes (sensibles aux processus de transgression-régression) et nulle part on ne signale de discordance angulaire apparente. C'est dire qu'aucune structure plicative n'ait pris réellement place avant que survienne le plissement hercynien majeur. Sur le tableau V.1 on peut constater que la majorité des serrages supposés affectant les formations paléozoïques ont une direction NE-SW qui évoque la direction du serrage hercynien dans le bassin.

Les premiers sédiments paléozoïques rencontrés en forages ne seraient pas forcément ceux qui affleuraient à la fin du Primaire: génétiquement, la surface de base du Mésozoïque ne

correspond pas partout à la discordance hercynienne (elle est polygénique).

Des mouvements post-hercyniens ont eu lieu un peu partout (des exemples sont montrés sur les sections sismiques dans l'analyse structurale) mais comme pour les phases calédoniennes, leurs effets sont très faibles à nuls selon les régions. C'est aussi dans la partie ouest du bassin, notamment sur la voûte d'Azzene, que les mouvements mésozoïques (voire tertiaires) se sont le plus manifestés, à cause vraisemblablement de la sensibilité de cette région qui semble répondre à toute contrainte tectonique contiguë.

L'époque actuelle est de toute évidence la moins entachée d'incertitudes: le bassin de Timimoun est aujourd'hui un vaste océan de dunes de sables quaternaires où le désert règne. Il serait soumis à un serrage NW-SE (N135-N145). Il en restera encore ainsi pendant...longtemps.

| Sondage analysé  | analyse de base               | mouvement supposé         | formation affectée  | âge de la phase          |
|------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------------|--------------------------|
| KES-1            | microtecto. carottes          | dist.N40 (comp.N130?)     | Dévo.inf. (actuel?) | post-dévo.inf.           |
| KES-1            | (HDT) faille inv. N114, 15°NE | comp.N20 N30              | Dévo.inf.           | post-dévo.inf.           |
| KES-1            | (HDT) faille nor. N140, 62°SW | dist.NE-SW? jeu de blocs? | Cambrien            | post-cambrien            |
| TAD-1            | microtecto. carottes          | comp.N165                 | Gédinnien           | post-gédinnien (actuel?) |
| SBAA-1           | microtecto. carottes          | comp.N20                  | Tournaisien         | post-tourn.              |
| SBAA-1<br>SBAA-3 | faille synsédi.               | dist.E-W                  | Dévo.sup.           | Dévo.sup.                |
| SBAA-1           | (HDT) faille inv. N110, 40°SW | comp.N20                  | Tournaisien         | post-tourn.              |
| ODZ-1            | (HDT) faille inv. N140, 25°NE | comp.N50                  | Famennien           | post-famen.              |
| GHR-1            | microtecto. carottes          | comp.N65                  | Dévo.inf.           | post-dévo.inf.           |
| BRDA-1<br>BRDA-2 | faille synsédi.               | dist.NW-SE jeu de blocs?  | Dévo.inf.           | Dévo.inf.                |
| OK-1             | coupe géologique              | épirogénique              | Crét.sup.           | post-crét.sup.           |
| Tous les forages | ovalisa. des trous            | comp.N135 N145            | toutes les séries   | post-mioc. Actuel.       |

Tableau V.1.- Les principaux indices tectoniques inventoriés et leurs interprétations possibles.

## 2.2. Bilan de l'évolution des sédiments

Au point de vue diagenétique les sédiments paléozoïques de Timimoun n'ont subi depuis leur dépôt qu'une évolution classique limitée à une compaction par enfouissement qui ne commence à se manifester de manière régulière, aussi bien pour les grès que pour les argiles, qu'à partir de la profondeur de 1700-1800m.

La quartzification des grès paraît un processus tardif (post-tectonique). Les argiles à pression hydrostatique sont essentiellement interstratifiées (I-M) à illitiques mal cristallisées. Le bassin de Timimoun est un domaine thermodynamiquement instable: tous les minéraux argileux sont en voie d'altération.

Les argiles sous-compactées du Silurien et du Dévonien supérieur sont de type chlorite-kaolinite mais également mal cristallisées. La sous-compaction semble avoir compromis leur agradation.

Les surpressions des argiles par les solutions mères ont commencé à prendre place durant le dépôt des sédiments comme en témoigne la forme en "demi-cloche" des profils de sous-compaction (le taux de sédimentation était élevé). L'illitisation et la carbonisation de la matière organique sont venues tardivement accentuer les surpressions (Silurien et Frasnien). Le Famennien s'est apparemment débarrassé de ses solutions mères avant que les processus de déshydratation des smectites ne prennent place: la surpression actuelle du Famennien serait attribuée essentiellement au processus d'illitisation.

En général il n'y a pas eu de diagenèse sélective dans Timimoun. C'est toujours le même cortège de minéraux qui revient aussi bien dans l'espace que dans le temps. Sauf ponctuellement (caractère hérité ?), les indices de cristallinité des illites sont supérieurs à 5; ce qui caractérise des séries mal rechauffées. Le parallélisme entre les profils de compaction des argiles et l'indice de cristallinité des illites prouve que pour les argiles siluriennes, et dévoniennes l'état de cristallinité n'est pas hérité.

Des indicateurs de diagenèse poussée sont néanmoins évoqués ou signalés par endroit. C'est le cas de ces minéraux d'épizone ou d'anchizone rencontrés dans le Dévonien inférieur du sondage ZRFW-1 (épidote) et dans le sondage Ti-1 ou dans le Gédinnien du sondage KB-2 (pyrophyllite). Pourtant la cristallinité des illites du Dévonien inférieur dans le sondage KB-5 montre que l'évolution du réseau cristallin est limité à une simple diagenèse (fig. III.42), voire diagenèse naissante (domaine de diagenèse pour des indices de cristallinité supérieurs à 10; d'après Y. CAILLEUX, 1981).

La pyrophyllite est également bien présente dans le Silurien du sondage MJB-1 où la kaolinite et les interstratifiés disparaissent en profondeur (fig. III.41).

Toute paragenèse d'anchizone ou d'épizone est classiquement indicatrice de haute température, mais le gradient géothermique actuel du bassin paraît insuffisant pour qu'il y soit directement impliqué. Il est donc possible que tous ces minéraux soient d'origine détritique plutôt que néoformés.

Nous avons attribué la surpression du Frasnien à une probable génération de gaz par carbonisation de la matière organique; or ce processus est aussi un indice de haute température. Il est cependant admis que la matière organique commence à générer des hydrocarbures liquides et gazeux à des températures comprises entre 70 et 85°C. Ces valeurs pourraient être localement atteintes car il apparaît que la puissance des argiles, leur richesse en matière organique et leur forte radioactivité favorisent l'augmentation de la température (CHENNAUX; DUNOYER de SEGONZAC, 1968; PETRACCO, 1970; ...).

Il est enfin possible que tous ces indices éparses de diagenèse poussée témoignent discrètement des tâches de néogenèses anciennes puisque nous ne connaissons pas les paléotempératures que les sédiments ont du atteindre au cours du passé géologique.

### 3. Caractères pétroliers du bassin

Les potentialités minières du bassin de Timimoun sont contrôlées en partie par le mode de migration primaire des hydrocarbures:

- dans le secteur central du bassin les profils de compaction des roches mères (argiles du Silurien et du Dévonien moyen et supérieur) attestent d'un gradient de surpression des fluides dirigé essentiellement vers le haut, ce qui aurait entravé les possibilités de migration primaire des hydrocarbures dans le sens latéral et vers les réservoirs situés en dessous de la roche mère: un réservoir donné ne peut ainsi être considéré comme perspectif ("objectif") que s'il est situé immédiatement au dessus de la roche mère.

La forme en "demi-cloche" des profils de sous-compaction laisse supposer que seules les parties supérieures des roches mères ont pu évacuer (vers le haut) les hydrocarbures générés. Les hydrocarbures générés dans les parties basales des roches mères se seraient "détruits". Ceci semble expliquer les grandes surpressions de ces zones. Ce défaut de drainage pourrait être mis en parallèle avec l'hypothèse que dans la partie centrale du bassin seul le gaz aurait pu migrer: tous les réservoirs connus sont à gaz.

- Dans les marges du bassin, la migration *up dip* des hydrocarbures concernerait aussi bien les réservoirs situés en dessus que ceux situés en dessous de la roche mère. Les nombreuses failles affectant ces zones auraient joué le rôle de drains pour la dissipation des surpressions et la compaction normale des argiles. Ces qualités de drainage sont favorables à la migration biphasée: les réservoirs connus peuvent être à gaz-gazoline et/ou à huile.

Avec son épaisseur, son extension, son milieu de dépôt et sa "propre" roche mère (Silurien), le Dévonien inférieur présente les meilleurs potentiels en matière d'hydrocarbures.

La compaction par enfouissement et silicification d'une part et la fracturation d'autre part sont les principaux facteurs contrôlant les qualités intrinsèques des réservoirs. L'évolution des sédiments étant limitée à une diagenèse immature, la contribution des phénomènes de dissolution des constituants instables à l'amélioration des porosités serait un processus très discret. Il y aurait beaucoup plus de chances pour qu'un processus diagénétique post-dépositionnel soit accompagné d'une altération des qualités de réservoir plutôt que de leur amélioration. Le degré de silicification des grès est beaucoup plus fonction de leur lessivage que de la profondeur à laquelle ils se trouvent (la barre siegénienne est plus quartzifiée que certains grès ordoviciens).

Les grès du Dévonien inférieur s'inscrivent globalement dans un même cadre paléogéographique: littoral (intertidal) dans la partie sud, à subtidal (front deltaïque) vers le Nord: la progradation des sédiments se fait du Sud au Nord. Il s'agit d'une imbrication de barres de plage ou d'embouchure et de chenaux de marée, allongés NW-SE à NE-SW, correspondant à des directions générales de courants S-N. Ce cadre paléogéographique est, aujourd'hui, classiquement évoqué par le mode de répartition des possibilités de réservoir.

Le 30ème parallèle constitue grossièrement la limite nord des possibilités de bons réservoirs. Néanmoins, au Sud de cette limite, les chances de retrouver les grès productifs dans une structure donnée restent conditionnées, en partie, par le mode de disposition des forages futurs sur cette structure. En général, pour le Siegénien-Gédinnien, si un premier puits est productif, pour que le second le soit aussi il est souhaitable de le forer soit au NW ou SE soit au NE ou SW, à 4 ou 5 km du premier, selon que le corps gréseux ayant produit est une barre ou un chenal (fig. IV.39), sans tenir compte du concept structural. Ces orientations restent évidemment conditionnées par la disponibilité d'une pendagemétrie.

A titre d'exemple, le puits ZRF-2 (fig. IV.24) aurait été également productif de gaz s'il était foré au NW ou au SE de ZRF-1 puisque le corps gréseux ayant produit à ZRF-1 est une barre régressive (orientée NW-SE). Ces critères sédimentologiques invoquent nécessairement la conjugaison d'une sismique réflexion 3D de haut résolution.

Au point de vue des pièges structuraux, la direction de la contrainte horizontale majeure actuelle ( N135-N145 ) est favorable à la réactivation des anciennes fractures longitudinales liées au plissement. Ces fractures, et celles néoformées, sont susceptibles d'évoluer en fentes de tension et d'améliorer les capacités de drainage des fluides des réservoirs dans cette direction. Les meilleurs "trends" de perméabilité seraient les bandes étroites charnières des plis caractérisées généralement par une plus grande concentration de fractures de

plissement directionnelles à l'axe structural. Dans ces zones, les fentes de tension peuvent, en raison de leur densité, se relayer et contrebalancer la dégradation des qualités de réservoir résultant du tassement mécanique ou chimique, lié au plissement. Ce processus affecte en effet, beaucoup plus les zones de faible rayon de courbure (TREMOLIERES et REULET, 1978).

La position des plis dans le bassin revêt toutefois une grande importance puisqu'elle peut être favorable ou défavorable selon que le pli affecte une zone perspective ou une zone "condamnée". A ce titre, il ne suffit pas de trouver des plis sismiques car il s'avère urgent, compte tenu des résultats de l'exploration pétrolière, de se demander jusqu'à quand l'on devra encore insister sur l'opinion orthodoxe sur la sismique conventionnelle, de plus en plus décevante, dans un système deltaïque qui ne dissimule, apparemment, plus que ses pièges stratigrapho-sédimentologiques.

Nous concluons que nous n'aurions tracé ici que quelques idées directrices pour ceux impliqués dans la recherche pétrolière dans ce bassin. Un gros travail reste encore à faire car le bassin de Timimoun n'a pas encore révélé tous ses caractères. Il serait ainsi illusoire de la part de chacun de prétendre connaître toutes les règles du jeu.

Un nouveau puits dans telle ou telle zone apportera des données supplémentaires qui serviront très certainement à mieux connaître ces règles et ajuster les idées, en acceptant comme outil de travail tout concept d'analyse et en faisant surtout preuve d'une grande ouverture d'esprit.

*"La rapidité d'évolution de tout ce qui touche au pétrole ...est une raison supplémentaire de se méfier de tout ce qui est systématiquement dogmatique."*

R. LEVY, 1953.

## CHAPITRE II

### ESSAI D'INTEGRATION DES RESULTATS DANS LE CADRE GEOLOGIQUE GLOBAL

Ce chapitre ,non exhaustif,essaie de situer,compte tenu des faits recensés,le bassin de Timimoun dans le contexte géologique général.

La dépression du grand erg occidental dont fait partie le bassin de Timimoun s'enclave au NW de la plate-forme saharienne dans le néocraton pan-africain,contigu à des ensembles géologiquement différents (fig.V.1):

- au Nord, un système alpin encore en évolution,bordé par la ligne sud-atlasique,qui constituait déjà une limite sédimentaire depuis le Primaire dans le Sud marocain (MENCHIKOFF,1936);
- à l'Ouest,le vieux craton ouest africain figé,quant à lui, depuis 1850 à 2000 millions d'années et duquel le néocraton panafricain est séparé ,au Nord, par la ligne de suture soulignée par les chaines plissées de l'Ougarta et dont il est devenu solidaire au cours des temps secondaires et tertiaires.

Les amplitudes des déformations affectant Timimoun sont faibles mais souvent contemporains (contre-coups?) des différents évènements universels, plus violents ailleurs.

**cycle orogénique pan-africain:** cet évènement thermotectonique correspondant à la naissance,au Précambrien supérieur, de plusieurs grandes chaines de montagnes,parait débuter,concernant le Sahara,vers 700 millions d'années et s'étend du Sahara central,sur le Nigéria,le NE du Brésil et la côte occidentale d'Afrique,du golfe de Guiné au Cap de Bonne Espérance (J.FABRE,1976).

**cycle calédonien:** dans le bassin de Timimoun, la surface anté ordovicienne, bien individualisée sur les diagraphies,est du type cartographique. L'absence du Cambrien supérieur est liée aux phénomènes tecto-volcaniques qui ont affecté,comme au Cambrien inférieur,le continent au Cambrien supérieur.Cet évènement est à rattacher à la phase sarde.



La présence de glauconie et des Trilobites dans les premiers termes argileux de l'Ordovicien peut permettre de situer la région de Timimoun dans les aires où la transgression trémadociennes est précoce: subsidence de l'Afrique du Nord et du Sahara septentrional. La discordance synordovicienne bien visible sur les diagraphies des sondages du secteur ouest du bassin évoquerait les déformations caradociennes soulignées par de nombreuses discordances au Sahara occidental (J.FABRE,1976). Dans l'Ouest du bassin d'Illizi les discordances synchrones sont de type angulaire: des structures E-W affectant les formations des Ajjers se sont mises en place (structure d'In Tahouite). La même époque est marquée par la phase taconique dans les Appalaches et les dernières déformations de la chaîne damarienne en Afrique australe.

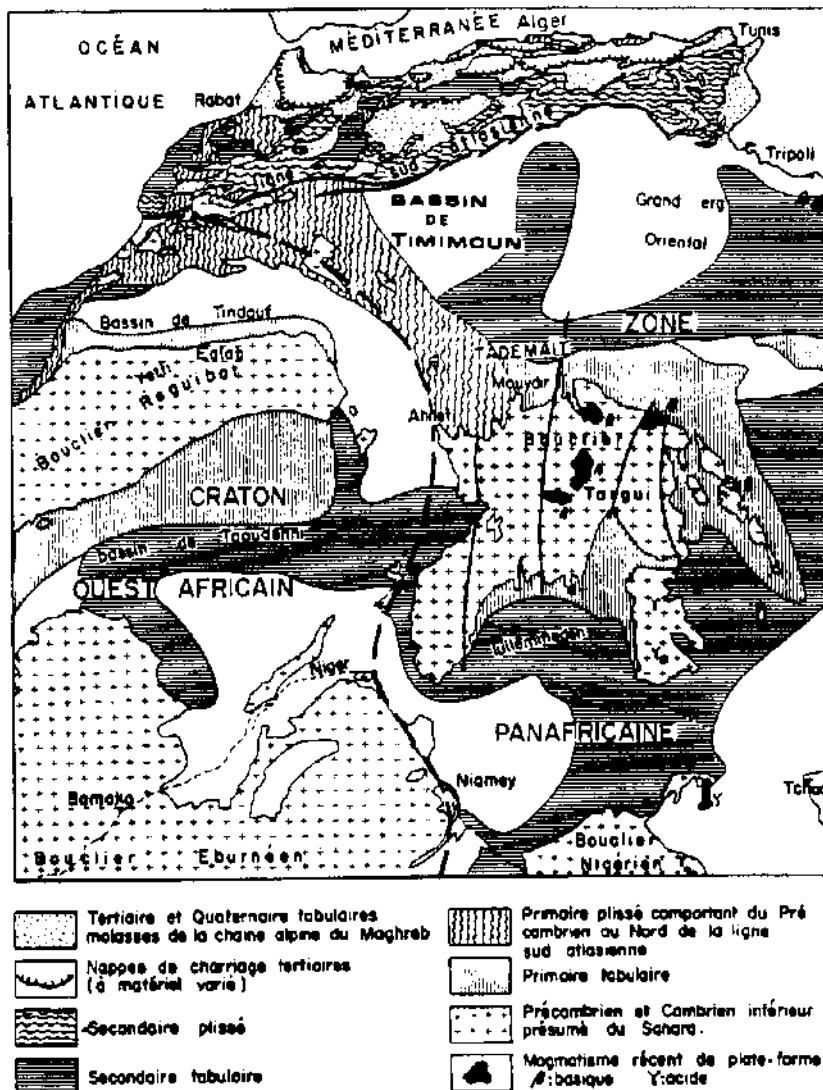


Fig. V.1- Situation du bassin de Timimoun par rapport aux différents systèmes géologiques de l'Afrique du Nord.

Chronologiquement, la phase érosive fini-ordovicienne coïncide grossièrement avec les épirogenèses localisées à la fin du Caradoc: rejeux de fractures, installation d'une calotte glacière et individualisation de l'aulacogène de l'Ougarta à l'Ashghillien supérieur (J.DESTOMBES, 1971).

Le passage non progressif Silurien-Dévonien dans certains sondages en zones peu subsidentes entrevoit une phase d'érosion à la fin du Silurien. Il semble cependant qu'au Sahara (H.HOLLARD, 1968) il s'agit plutôt de mouvements épirogéniques que d'une des dernières phases de l'orogénèse calédonienne comparable à celle des Ardennes et de grande Bretagne (phase de plissement ardennais).

**Cycle hercynien (varisque):** d'après Ph.LEGRAND, le Dévonien inférieur est marqué par des bombements épirogéniques situés pour l'essentiel au Gédinnien. Dans le sondage GBF-1 il est probable qu'une discordance affecte le Gédinnien supérieur. Quant à la distension supposée au Dévonien inférieur (région de Barouda) elle pourrait évoquer le magmatisme et les distensions de la même époque (bordure d'Adrar des Iforas, Air, etc.).

Le maximum de subsidence du bassin au Dévonien supérieur et les indices de distension dans la cuvette de Sbaa semblent s'inscrire dans le même cadre que les événements se déroulant dans la Méseta centrale du Maroc: distension et création du bassin de Sidi Bettache (A.PIQUE, 1975; 1976; 1979; 1980) et distension dans la partie centrale de l'Anti-atlas marocain (J.WENDT, 1985).

La surface érosive observée à la fin du Dévonien supérieur dans certains points du bassin soulignerait les régions sensibles à la "surrection bretonne". Quant à la discordance du Namurien sur le Strunien (Hassi Ilatou), elle correspond chronologiquement à la phase sudète, très peu connue dans cette partie du Sahara.

Tous les indices tectoniques inventoriés et toutes les directions axiales des plis de Timimoun central (N135-N140) sont compatibles avec un serrage NE-SW qu'on peut rattacher directement à la phase hercynienne N40. L'époque d'intervention maximale de cette phase correspondrait à la deuxième phase majeure (au Namurien) ayant affecté le Maroc central, nord-est et l'Algérie du Nord.

L'"orogénèse jurassique" (JOLY, 1962) pourrait être impliquée dans l'absence du Jurassique dans la structure de OK-1. Dans les confins algéro-marocains le plissement de la surface polygénique post-hercynienne étant imputé à cette orogénèse.

Les jeux verticaux du Crétacé inférieur, liés à la phase autrichienne (V.PERRODON, 1963), s'accompagnent de surrections un peu partout (Djebel Guehad, haut d'El-biod). La déformation des termes du Crétacé inférieur (structure OK-1) affectent aussi les séries susjacentes. Dans cette même structure, l'absence du Cénomaniens et du Turonien traduit un non dépôt ou une érosion locale: des déformations fini-turonniennes, à grand rayon de courbure, ont donné naissance à des bourrelets épirogéniques: Niger, Cameroun, Gabon, Nigéria (magmatisme), etc. (R.REYMENT et N.K. GRANT, 1971).

Bien que tabulaires, les sédiments secondaires enregistrent, par endroits, faiblement les contre-coups de la séparation Afrique-Amérique et les échos de la formation de la chaîne alpine où les couches de même âge sont fortement plissées et charriées.

Le régime de déformation actuel (serrage N135-N145) aurait débuté au Miocène (post-tortonien). IL correspondrait au serrage affectant actuellement certaines zones alpines (dont le SE de la France).

Le stade diagenétique atteint par les sédiments est celui d'un domaine très faiblement affecté par le thermotectonisme. Les événements thermiques de grande ampleur se déroulant ailleurs ne sont pas faits sentir dans le bassin de Timimoun.

Sur le plan sédimentaire, la progradation générale des termes paléozoïques du Sud au Nord évoque de rivages marins au Nord du bassin: toutes les transgressions venaient du Nord.

Au Dévonien inférieur, on passe d'un milieu fluviatile dans le Sud de l'Ahnet à un domaine transitionnel au bassin de Timimoun.

Pour S. BEUF et al. (1971), la source du matériel du Dévonien inférieur déposé au Nord du Hoggar se situerait loin au Sud (voire Niger...). Le Hoggar n'existant pas encore au Dévonien inférieur, n'a servi ni de source ni de barrière contournant les courants. Ceux-ci ont la même direction au Sud et au Nord du Hoggar (fig. IV.3).

## B I B L I O G R A P H I E

- 1-ADAMS J.S, WEAVER R. (1958)-Thorium to Uranium ratio as indication of sedimentary:Example of concept of geochemical facies; Bull.AAPG V.42/2.
- 2-AGUILERA R. (1976)- Analysis of naturally fractured reservoirs from conventional Well Logs; JPT P.764-772 (SPEAime,Argentina).
- 3-ALGER R.P.(1957)-Logging trends in carbonate rocks;The Mines magazine; Huston,Texas.
- 4-ALIEV M. et al.(1971)- Structures géologiques et perspectives en pétrole et gaz du sahara algérien;; édit. Sonatrach,Alger-V.1.
- 5-ALLEN G.P.,D.LAURIER et J.THOUVENIN (1979)-Etude sédimentologique du delta de la Mahakam ; notes et mémoires N°15. Edition CFP.
- 6-BADGLEY PETER C. (1965)-Structural and tectonic principls.
- 7-BAUDOIN B.(1977)-Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution d'un bassin(Le Jurassique terminal-Berriasien des chaines subalpines méridionales); thèse d'Etat Caen, 316 p.
- 8-BEGHOUL M.S. (1987)-Utilisation de la pendagemétrie dans l'orientation des contraintes tectoniques actuelles en subsurface dans le bassin de Timimoun (Algérie); Conf. Nat. sur l'Explo. pétro.,9 et 10 Juin 1987, Hydra, Alger.
- 9-BEGHOUL M.S. (1987)-Diagraphie de Spectrométrie des rayons Gamma naturels: Profil minéralogique des séries argileuses. Relation avec les processus de compaction et le gradient géothermique (Bassin de Timimoun,Algérie); le Séminaire Nat. de géol. pétro. centre de Rech.& Dáv,20,21 Déc. 1987, Boumerdes.
- 10-BEGHOUL M.S.(1990)- Mode d'ovalisation des trous de forage.Aspect tectonique. (Bassin de Timimoun-Algérie);" Diagraphies et mécanique des terrains".Journées d'étude des 13 et 14 novembre,Bordeaux (France).
- 11-BERG R.R. (1968)-Point bar origin of Fall river sandstone reservoirs,north-eastern Wyoming; AAPG Bull., V.52/11, p.2116-2122.
- 12-BERG R.R. (1975)- Capillary pressures in stratigraphic traps; AAPG Bull.,V.59/6 p.939-956.
- 13-BERTRAND J.P. (1980)-Cours de pétrographie appliquée à l'étude des problèmes pétroliers. Etude des roches; édit. technip.
- 14-BELOUSSOV V. (1978)- Géologie structurale; édit. Mir.
- 15-BENGTSON. C. A. (1980)-Statistical curvature analysis methods for interpretation of dipmeter data. Oil and Gas journal , June 23.

- 16-BETEKHTINE A. (1968)-Manuel de Minéralogie descriptive; édit. Mir.
- 17-BEUF S. et al. (1971)- Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara: sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton; Paris.
- 18-BISHOP R.S. (1979)-Calculated compaction states of thick abnormally pressured shales. - AAPG Bull., V.63/6, p.918-933, June.
- 19-BILLINGS M.P (1964)- Structural geology.
- 20-BLUMBERG J. (1968)-Oval Holes and how they affect our operations. Schlumberger Technical Review, V.16/2, p.18-23, Oct.
- 21-BOUKADI N. (1985)- Evolution géométrique et cinématique de la zone d'interférence de l'axe Nord-Sud et de la chaîne de Gafsa (Maknassy-Mezzouna et Djebel Bouhedna)- Tunisie; thèse de Doctorat de l'université Louis Pasteur, Strasbourg.
- 22-BOVELDIEU C. (1970)-The borehole televiwer in Libya. - Schlumberger technical review, V.18/2, p.24-27, May.
- 23-BRADLEY JHON S. (1975)-Abnormal formation pressure. AAPG V.59/6 P. 957-072.
- 24-BUSCH D.A (1975)-Influence of growth faulting on sedimentation and prospect evaluation. AAPG V.59/2, P.217-230.
- 25-BUSSON G. (1971)-Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien; thèse Doctorat es-sciences, Paris VI.
- 26-CAMBEFORT H. (1955)-Forages et sondages, leur emploi dans les travaux publics; édit. Eyrolles, Paris.
- 27-CHAMBRE SYNDICALE de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel. Comité des techniciens (1976)- Méthodes modernes de géologie de terrain. Manuel d'analyse structurale. Traitement des données; fascicule 2b; édit. Technip-Paris.
- 28-CHAMBRE SYNDICALE de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel. Comité des techniciens (1980)- Méthodes modernes de géologie de terrain. Principes d'analyses sédimentologiques ; fascicule 1; édit. Technip-Paris.
- 29-CHAUVEL J.J., MASSA D. (1981)-Paléozoïque de Libye occidentale. Constantes géologiques et pétrographiques. Signification des niveaux ferrugineux colithiques; notes et mémoires N°16 ; édit. CFP. P.25-66.
- 30-COATES G.R., DUMANOIR J.L.- A new approach to improved log-derived permeability. Schlumberger Houston, Texas.
- 31-COLLOQUE de stratigraphie saharienne du Gothlandien- Dévonien; Pau (16-18 mai 1971).
- 32-COX JHON W. (1970)- The high resolution Dipmeter reveals dip-related borehole and formation characteristics; SPWLA eleventh annual logging symposium ; Calgary, Alberta, Canada.
- 33-DAVIES D.K., ETHRIDGE F.G. (1975) - Sandstone composition and depositional environment. AAPG V.59/2 ; P.239-263.
- 34-DELFAUD J. (1970)- Application de l'analyse séquentielle à l'exploration litho-stratigraphique d'un bassin sédimentaire; Mém. BRGM, N°77 P.593-611.

- 35-DEIPLAUD J. (1975)-La sédimentation en liaison avec la dynamique des bassins,rôle du climat; Bull. Centre RECH. Elf Aquitaine, Pau I(1).P.191-215.
- 36-DESPARMET J.R, LOISEAU J.(1984)-Mode et direction de dépôt par l'interprétation de la pendagemétrie -Champ de Hassi-R'Mel (Algérie).
- 37-de WITTE A.J. (1956)- A graphical Method of Dipmeter Interpretation using the Stereo-Net; Jour. of Petr. Tech. V.8/8, P.192-199.
- 38-DICKEY P.A. (1975) - Possible primary migration of oil from source rock in oil phase; AAPG Bull., V.59/2, p.337-345, Feb., 1975.
- 39-DUMANOIR J.L., HALL J.D., JONES J.M. (1972) - Rxo/Rt methods for Wellsite interpretation; SPWLA.
- 40-DURAND B., ALBRECHT P., VANDENBROUCKE M. (1975) - Diagenèse minérale et diagenèse organique dans une série sédimentaire du bassin de Douala (Cameroune); IXe congrès international de sédimentologie, Nice.
- 41-ECHEIKH K. (1975) - Géologie des provinces pétrolifères de l'Algérie; édit. SNED-Alger.
- 42-FABRE J. (1976)- Introduction à la géologie du Sahara algérien; édit. SNED -Alger.
- 43-PAUDOT D. (1980)- Etude structurale d'un corps poreux; Pétrole et techniques N°273, P. 19-28.Coultronics,France S.A.
- 44-FERTL W.H. (1978)-How subsurface temperature affects formation evaluation. Oil and gas journal, P.54-62.
- 45-FERTL W.H.(1979)-Gamma ray spectral data assists in complexe formation evaluation. SPWLA London.
- 46-FERTL W.H.(1983)-Gamma Ray spectral logging : A new evaluation frontier.Application in factured shales; world oil, P.189-204, June.
- 47-FERTL W.H. (1983)-Gamma ray spectral logging :A new evaluation frontier.Application in clastic reservoirs ; world oil P.57-63, Aug.
- 48-FERTL W.H.(1983)-Gamma ray spectral logging : A new evaluation frontier.Mesuring source rock potentiel ; world oil, P.147-155 ; May.
- 49-FRICK THOMAS C. (1962)-Petroleum production handbook, V.II, Reservoir engineering; N.Y.,Toronto, London.
- 50-GAILLET J.L. (1981)- BORDONARO M.- La tectogène hyercynienne dans le massif dinantien des Jebilet centrales (Maroc); Sci. Géol., Bull. 34,2,P.117-122, Strasbourg.
- 51-GALL J.C. (1976)-Environnements sédimentaires anciens et milieux vie.Introduction à la paléocécologie; Sci. Géol., Mém. N°42,p.59-102, Strasbourg.
- 52-GAMOND J.P.(1972)-les plis coniques ; analyse théorique et implication mécaniques; thèse doct. 3e cycle, université scientifique et medicale Grenoble.

- 53-GAUER P., RUHLAND M., JANOT P., de BEAUCOURTF. (1984)- Ovalisation des trous de forage évaluée à partir des pendagemètres-4 patins, caractères géologiques de ses variations, leur utilisation pour la détermination de l'orientation des contraintes horizontales actuelles dans le fossé Rhénan; actes du 9e Colloque international des diagraphies, 24-26 Oct., Paris.
- 54-GAUTHIER J.M. (1971)- Fracturation du champ de Hassi Messaoud Nord. Etude tectonique analytique; thèse de 3e cycle, Strasbourg.
- 55-GAUTHIER J.M., GRUNEISSEN P., MASSA D., RUHLAND M. (1973)- Fracturation et analyse tectonique sur carottes de sondage. Etude méthodologique appliquée au champ de Hassi-Messaoud Nord.-Sci. Géol., Bull., 26, 2-3, P.115-159, Strasbourg.
- 56-GILREATH J.A., MARICELLI J.J. (1964)- Detailed stratigraphic control through dip computations. AAPG V.48/12, P. 1902- 1910.
- 57-GILREATH J.A., HEALY J.S., YELVERTON J.N. (1969)- Depositional environments defined by dipmeter interpretation. Transaction-Gulf coast association of geological societies. V.XIX, P.101-111.
- 58-GILREATH J.A. (1968)-Electric-log characteristics of diapiric shale. AAPG, P.137-144.
- 59-GOETZ J.F., DUPAL L., BOWLER J. (1979)-An investigation into discrepancies between Sonic log and seismic check shot velocities.
- 60-GOETZ J.F., W.J.PRINS, J.F. LOGAR (1977)-Reservoir delineation by wireline techniques ; Jakarta, Indonesia.
- 61-GRAULS D., LAFAYP. (1979)-Le réservoir gréseux du trias terminal de la structure de Contres-chemery. Exemple de description sédimentologique basée sur l'analyse litho-diagraphique; revue IFP N°1 Vol.XXXIV. P.67-82.
- 62-GRUNEISSEN P., HIRLEMANN G., JANOT P., RUHLAND M. (1973)- Analyse de la fracturation naturelle d'une structure plissée l'anticlinal de Lance (Drôme); Sci. Géol. Bull. 26,2-3, p.161-186, Strasbourg.
- 63-GRUNEISSEN P., HIRLMANN G., JANOT P., LILLIE F., RUHLAND M. (1973)-Fracturation de la couverture calcaires de structures diapiriques. Dômes salifères de Sao Mamedo et du Pragosa (plateau de Fatima, Portugal). - Sci. Géol., Bull., 26,2-3, P.187-217, Strasbourg.
- 64-HENKING E., DALLA CASA G. (1979)-Importance of zonation even in hard fractured reservoirs for formation evaluation -Gela field. P.98-141 ; OAPEK, Kuwait.
- 65-HEPP V., DUMESTRE A.C. (1975)-Cluster - A method for selecting the most probable dip results from dipmeter surveys. SPE of Aime, Dallas. 50th annual fall meeting, Sept. 28- Oct.1
- 66-HOLBROOK D.P.T. (1970)-Dipmeter verifies outcrop dips. - Schlumberger Technical Review, V.18/2, p.33-36.
- 67-HOLT O.R., HAMMACK G.W. (1971)-Diplog. - Dresser Atlas Technical Bull., Houston, Texas.
- 68-KIEKEN M., (1970)- Résumé des connaissances acquises au cours des vingt dernières années dans le Hodna, le Titteri et la partie occidentale des Biban (Dept. d'Alger); Bull.du BRGM (2),sect.IV, N°1, P.45-74.

- 69-KIRLAND W.D., EVANS R. (1981)-Source-rock potential of evaporitic environment. AAPG V.65/2,P.181-189.
- 70-KUENEN PH. H., MIGLIORINI (1950)- Turbidity currents as cause of grade bedding. J. Geol. 58,P.91-127.
- 71-LEGRAND Ph.(1981)-Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien; notes et mémoires N°16,edit.CFP;P.9-24.
- 72-LOMBARD A. (1972)- Séries sédimentaires. Genèse, évolution. Masson édi., Paris.
- 73-MAGARA K.(1975)-Reevaluation of montmorillonite dehydration as cause of abnormal pressure and hydrocarbon migration;AAPG V.59/2, p.292-302.
- 74-MAISONNEUVE J. (1970)- Description des faciès granitiques de la Tefedest méridionale(Hoggar,Algérie); Bull. du BRGM (2),sect. IV,N°1, p.15-42.
- 75-MASSA D.,RUHLAND H.,THOUVENIN J.(1972)-Structure et fracturation du champ de Hassi-Messaoud(Algérie); revue de l'IFP, V.27,N°4 ET 5 juillet-Aout-Septembre-Octobre.
- 76-MATTAUER M. (1958)-Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie); sce. de la carte géologique de l'Algérie.
- 77-MAXANT J. (1980)- Variation of density with rock type, depth and formation in the western Canada basin from density logs. Geophysics V.45/6, P.1061-1076.
- 78-MCAULIFFE C. (1979)- Oil and gas migration- chemical and physical constraints. AAPG Bull. V.63/5, P.761-781.
- 79-MINNE J.C, GARTNER J. (1979)-Fracture detection in the Middle East. Soc .of Petr. Engi.Conf. Manama, Bahrain, 25-29 March.
- 80-MONDRAIN P. (1966)- Cours abrégé de production; publication de l'IFP, édit.technip.
- 81-MONS F., BABOUR K. (1981)- Vertical seismic profiling. Doc. Schlumberger wireline Atlantic.
- 82-NICHOLAS R.L, ROSENDAL R.A. (1975)-Subsurface positive elements within Ouachita foldbelt in Texas an their relation to Paleozoic cratonic margin. AAPG Bull. V.59/2, P.193-216.
- 83-NICOLAS A. (1984)- Principes de tectonique; édit. Masson.
- 84-PARNAUD F., REYMOND A., TREMOLIERE P. (1979)- Dégradation des propriétés matricielles des réservoirs en relation avec les déformations tectoniques; B.E.I.C.I.P.
- 85-PAYRE X., SERRA O. (1979)-A case history : turbidites recognisea through dipmeter;Trans. SPWLA-Sixth Euro. Symposium, March 26th, 27th, London.
- 86-PERRIER R., QUIBLIER J. (1973)- Orientation des fractures observées sur carottes à l'aide de la pendagemétrie; revue de l'IFP, V.28/6, P. 963-074. Nov.Déc.
- 87-PIED B., POUPON A. (1966)- SP base line shifts in Algeria. Seventh annual simposium SPWLA.
- 88-PIQUE A. (1981)6- La chaine hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Est de l'Afrique; Sci. Géol., Bull., 34,2, P.123-134, Strasbourg.



- 89-PIQUE A., MICHARD A. (1981)- Les zones structurales du Maroc hercynien; Sci. Géol., Bull., 34,2, P.135-146, Strasbourg.
- 90-POUPON A., GAYMARD R.-The evaluation of clay content from logs; Paris.
- 91-POUPON A., HOYLE W.R., SCHMIDT A.W. (1971)- Log analysis in formation with complex lithologies; Journ.Pet. Tech.
- 92-RAYMER L.L, BIGGS W.P,-Matrix characteristics defined by porosity computation.
- 93-REISS L.H., (1980)- Réservoir engineering en milieu fissuré; édit. Technip, Paris.
- 94-RIDER M.H., LAURIER D., (1979)-Sedimentology using a computer treatment of Well logs; Sixth Europ. Symposium, March 26th, 27th, London.
- 95-RUHLAND M. (1973)-Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux; Sci. Géol. Bull., 26,2-3, P. 91-114., Strasbourg.
- 96-RUHLAND M. (1969)-Etude analytique de la pendagemétrie, Aspect tectonique; Soc.Avanc. Inter. Diagr. ; Paris.
- 97-RUHLAND M.-Utilisation pratique de la projection stéréographique.Pratique des mesures ; Report des mesures; doc. int. Labo.Géol. Struc. de l'ULP, Strasbourg.
- 98-SCHLUMBERGER (1979)- Well Evaluation Conference, Algérie, Déc.
- 99-SCHLUMBERGER (1974)- Well Evaluation conference, Nigeria.
- 100-SCHLUMBERGER (1981)-Dipmeter Interpretation. V.1-Fundamentals
- 101-SCHLUMBERGER (1970)-Fundamentale of Dipmeter Interpretation
- 102-SCHLUMBERGER(1982)- Natural Gamma Ray Spectrometry-Essentials of NGS Interpretation.
- 103-SCHOWALTER TIM T. (1979)- Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment; AAPG Bull. V.63/5, P. 723-760.
- 104-SCHULTZ A.L. (1970)- The anatomy of a vertical fracture. - Schlumberger Tech.Review. V.18/2, P.17-23.
- 105-SELLEY R.C. (1979)-Dipmeter and log motifs in North Sea submarine-Fan sands; AAPG Bull. V.63/6, P.905-017.
- 106-SERRA O., BALDWIN J., QUIREIN J. (1980)-Theory, interpretation and practical applications of Natural Gamma ray Spectrometry.
- 107-SERRA O. (1985)-Diagraphies différées. Bases de l'interprétation-Tome 2.Interprétation des données diagraphiques.
- 108-SERRA O., H.T.ABBOTT (1980)-The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. SPE of Aime, trans. 55th annual Fall Technical conf., Dallas, Texas, Sept., 21-24.
- 109-SUAU J., GARTNER J. (1979)- Fracture detection from logs; Sixth Europ. Sympo. SPWLA, March 26th, 27th, London.
- 110-THOMAS G. (1979)-Recherche des grands traits structuraux liés à la compression fini-tortonienne dans le Tell méridional oranais (Algérie). -7e réunion annuelle des sci. de la terre, Lyon, Soc. Géol. Fr. Edit., Paris.

111-THOMAS G. (1982)- Cinématique de l'épisode compressif intra-Pliocène du bas Chelif (Algérie); 9e réunion annuelle des sci. de la terre, Soc. Géol. Fr. Edit. Paris.

112-TREMOLIERES P. (1981)- Mécanisme de déformation en zones de plate-forme. Méthode et application au bassin de Paris; revue de l'IFP, V.579-93.

113-TRULHE G., THOUVENIN J. (1979)- Etude pétrographique du Cambro-Ordovicien de la région d'Hamadet el Guelta (Sahara); rapport Total-CFP, Bordeaux.

114-VATAN A. (1967)- Manuel de sédimentologie; édit. Technip.

115-VENDEVILLE B. (1987)-Champ de failles et tectonique en extension ; Modélisation expérimentale; thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I.

116-VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1967)-Eléments de tectonique analytique; édit. Masson, Paris.

117-VINCENT Ph., GARTNER J.E., ATTALI G. (1979)- Géodip-An approach to detailed Dip determination using correlation by Pattern Recognition ; Jour. of Petr. Techn., P.232-240.

118-VISCHER G.S. (1965)-Use of Vertical Profile in Environmental Reconstructions; AAPG Bull., V.49/1, p.41-61.

119-VISCHER G.S. (1982)-Nature of porosity in Tuscarora sandstone (Lower Silurian) in the Appalachian basin; Oil & Gas Jour., P.159-173.

120-YAPANDJIAN L.-Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme); mém.BRGM N°77, P.71-74.

## TABLE DES MATIERES

|                            | Page |
|----------------------------|------|
| Avant-propos.....          | 3    |
| Introduction générale..... | 9    |

### Première partie : GENERALITES

#### CHAPITRE I : INTRODUCTION

|                                           |    |
|-------------------------------------------|----|
| 1. But et plan de l'étude.....            | 13 |
| 2. Eléments de recherche.....             | 14 |
| 3. Documents et matériel utilisés.....    | 14 |
| 4. Présentation du bassin.....            | 16 |
| 4.1. Localisation.....                    | 16 |
| 4.2. Cadre géologique.....                | 16 |
| 4.2.1. Aperçu stratigraphique.....        | 16 |
| 4.2.1.1. Le Paléozoïque.....              | 17 |
| 4.2.1.2. Le Mésozoïque.....               | 17 |
| 4.2.1.3. Le Cénozoïque.....               | 19 |
| 4.2.2. Principaux traits structuraux..... | 19 |

#### CHAPITRE II : PRINCIPES ET METHODES D'ANALYSE

|                                                                                             |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Introduction.....                                                                           | 21 |
| 1. Les éléments tectoniques.....                                                            | 22 |
| 1.1. Les structures plicatives.....                                                         | 22 |
| 1.1.1. Principales structures simples.....                                                  | 22 |
| 1.1.1.1. Structure plane.....                                                               | 22 |
| 1.1.1.2. Structure plissée.....                                                             | 22 |
| 1.1.2. Analyse des structures en subsurface.....                                            | 24 |
| 1.1.2.1. Les possibilités de la pendagemétrie.....                                          | 24 |
| A. Analyse qualitative des logs.....                                                        | 24 |
| B. Projection stéréographique.....                                                          | 26 |
| 1.2. Les structures tectoniques cassantes.....                                              | 28 |
| 1.2.1. Les failles.....                                                                     | 28 |
| 1.2.1.1. Critères d'analyse des failles d'après<br>les diagraphies.....                     | 30 |
| A. Eléments d'un crochon sur une pendage-<br>métrie.....                                    | 31 |
| B. Reconnaissance de la nature du jeu.....                                                  | 31 |
| C. Estimation des paramètres d'une faille.....                                              | 33 |
| 1.2.2. La fracturation.....                                                                 | 35 |
| 1.2.2.1. L'étude des fractures en forage.....                                               | 36 |
| A. Les indices précurseurs.....                                                             | 36 |
| B. Les diagraphies.....                                                                     | 37 |
| C. Les carottes: analyse qualitative et quanti-<br>tative.....                              | 40 |
| 1.2.2.2. La fracturation comme cause de l'ovalisation<br>naturelle des trous de forage..... | 47 |
| A. Principe et historique.....                                                              | 47 |

|                                                                               |           |
|-------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| B. Les différents types de déformation d'un trou de forage.....               | 49        |
| C. L'Analyse de la géométrie du trou de forage.....                           | 50        |
| D. Critères de reconnaissance des ovalisations d'origine tectonique.....      | 51        |
| <b>Importance pratique de la connaissance des éléments tectoniques.....</b>   | <b>52</b> |
| <b>2. Les éléments sédimentaires.....</b>                                     | <b>53</b> |
| 2.1. Critères régionaux.....                                                  | 53        |
| 2.1.1. Variation d'épaisseur: l'apport des diagraphies.....                   | 53        |
| 2.1.1.1. Le concept d'électrofaciès.....                                      | 54        |
| 2.1.1.2. Les marqueurs "électriques".....                                     | 54        |
| 2.1.1.3. Les attributions stratigraphiques.....                               | 54        |
| 2.1.2. Variation latérale des faciès.....                                     | 54        |
| 2.1.3. Les discordances.....                                                  | 57        |
| 2.1.3.1. Définition.....                                                      | 57        |
| 2.1.3.2. Aspects diagraphiques.....                                           | 57        |
| 2.2. Critères stratonomiques.....                                             | 58        |
| 2.2.1. Les structures sédimentaires.....                                      | 58        |
| 2.2.2. Les séquences sédimentaires.....                                       | 60        |
| 2.2.3. Les paléocourants.....                                                 | 61        |
| 2.3. Critères au niveau de la carotte.....                                    | 61        |
| 2.4. Critères au niveau de la particule.....                                  | 62        |
| 2.4.1. Minéralogie.....                                                       | 63        |
| 2.4.2. Taille et classement des grains.....                                   | 63        |
| 2.4.3. Morphoscopie.....                                                      | 63        |
| 2.4.4. Contribution des diagraphies.....                                      | 64        |
| 2.5. Le milieu de sédimentation.....                                          | 65        |
| 2.5.1. Domaine continental.....                                               | 67        |
| 2.5.2. Domaine marin.....                                                     | 68        |
| 2.5.3. Domaine côtier.....                                                    | 69        |
| <b>Importance pratique de la connaissance des éléments sédimentaires.....</b> | <b>73</b> |

## Deuxième partie: ANALYSE STRUCTURALE

### CHAPITRE I : STRUCTURE ACTUELLE DU BASSIN

|                                          |    |
|------------------------------------------|----|
| 1. Mode et degré de structuration.....   | 79 |
| 2. Style tectonique des plis.....        | 84 |
| 2.1. Le domaine ougartien.....           | 85 |
| 2.2. Le domaine de Timimoun central..... | 87 |
| 3. Géométrie des plis.....               | 90 |
| 4. Cinématique du plissement.....        | 94 |

### CHAPITRE II : LES FAILLES ET LES FLEXURES ASSOCIEES

|                                                    |     |
|----------------------------------------------------|-----|
| 1. Fracturation du socle.....                      | 95  |
| 2. Fracturation de la couverture sédimentaire..... | 95  |
| 2.1. Les jeux verticaux.....                       | 95  |
| 2.1.1. Nature et cinématique des failles.....      | 95  |
| 2.1.2. Paramètres des failles.....                 | 101 |
| 2.1.2.1. Les rejets.....                           | 101 |
| 2.1.2.2. Pendage et direction.....                 | 104 |
| 2.1.2.3. Extension des failles.....                | 105 |
| 2.2. Les jeux synsédimentaires.....                | 106 |
| 2.3. Les déplacements horizontaux.....             | 107 |

## CHAPITRE III : LA FRACTURATION

|                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. L'analyse des diagrapies.....                                                                             | 109 |
| 2. Analyse microtectonique et orientation des carottes.....                                                  | 109 |
| 2.1. Les principaux éléments relevés (mesures orientées).....                                                | 110 |
| 2.2. Analyse qualitative et interprétation des mesures.....                                                  | 118 |
| 2.2.1. Taille et nature des fractures.....                                                                   | 118 |
| 2.2.2. Pendage des fractures.....                                                                            | 119 |
| 2.2.3. Distribution des fractures. Caractéristiques du<br>réseau de fracturation.....                        | 119 |
| 3. La fracturation comme cause de l'ovalisation des trous<br>de forage.....                                  | 123 |
| 3.1. Analyse de l'ovalisation des sondages.....                                                              | 123 |
| 3.1.1. Les procédés d'analyse.....                                                                           | 123 |
| 3.1.2. Les facteurs pris en compte dans l'examen de la<br>déformation significative des trous de forage..... | 124 |
| 3.1.2.1. Les conditions du trou.....                                                                         | 124 |
| A. La boue.....                                                                                              | 124 |
| B. Le mud-cake.....                                                                                          | 124 |
| C. Les patins flottants.....                                                                                 | 124 |
| 3.1.2.2. Les conditions géologiques.....                                                                     | 124 |
| A. Le pendage structural. Déviation du sondage...                                                            | 124 |
| B. Le réseau de fracturation préexistant.....                                                                | 125 |
| 3.2. Les ovalisations d'origine tectonique.....                                                              | 125 |
| 3.2.1. Critères de reconnaissance.....                                                                       | 125 |
| 3.2.1.1. Elimination des déformations non tectoniques...                                                     | 125 |
| 3.2.1.2. Choix des ovalisations significatives.....                                                          | 126 |
| 3.2.2. Les caractères de l'ovalisation.....                                                                  | 130 |
| 3.2.2.1. La lithologie.....                                                                                  | 130 |
| 3.2.2.2. Dimensions.....                                                                                     | 130 |
| A. A la verticale.....                                                                                       | 130 |
| B. A l'horizontale.....                                                                                      | 131 |
| 3.2.2.3. Variations de l'attitude des ovalisations.....                                                      | 132 |
| A. Variation verticale.....                                                                                  | 132 |
| B. Variation latérale.....                                                                                   | 133 |
| 3.2.2.4. Vitesse d'ovalisation.....                                                                          | 135 |
| 3.2.3. Modes probables d'ovalisation des trous de forage...                                                  | 136 |
| 3.2.3.1. Ecaillage des parois.....                                                                           | 136 |
| 3.2.3.2. L'ovalisation plastique.....                                                                        | 136 |
| 3.3. Conclusion. Apport des résultats.....                                                                   | 140 |
| 3.3.1. Intérêt pratique.....                                                                                 | 140 |
| 3.3.2. Sur l'ovalisation plastique des trous de forage...                                                    | 141 |
| ANNEXE.....                                                                                                  | 142 |

## Troisième partie : EVOLUTION DU BASSIN

## CHAPITRE I: EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

|                                            |     |
|--------------------------------------------|-----|
| 1. Le socle.....                           | 149 |
| 2. Le Paléozoïque.....                     | 150 |
| 2.1. Le Cambrien.....                      | 150 |
| 2.2. L'Ordovicien.....                     | 150 |
| 2.3. Le Silurien.....                      | 153 |
| 2.4. Le Dévonien inférieur.....            | 155 |
| 2.5. Le Dévonien moyen.....                | 158 |
| 2.6. Le Dévonien supérieur.....            | 159 |
| 2.7. Le Carbonifère.....                   | 162 |
| 3. Le Mésozoïque.....                      | 165 |
| 3.1. La surface de base du Mésozoïque..... | 166 |
| 3.2. Le Jurassique.....                    | 166 |
| 3.3. Le Crétacé.....                       | 169 |
| 3.3.1. Le Crétacé inférieur.....           | 169 |
| 3.3.2. Le Crétacé supérieur.....           | 169 |
| ANNEXE.....                                | 171 |

|                                                                                                                 |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 4. Régime actuel probable de déformation. Les éventuelles implications sur la structure actuelle du bassin..... | 172 |
| 4.1. Le régime actuel.....                                                                                      | 172 |
| 4.2. Les effets probables de ce régime sur la structure actuelle du bassin.....                                 | 173 |

#### CHAPITRE II: EVOLUTION DES SEDIMENTS

|                                                                                   |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. Les grès.....                                                                  | 175 |
| 2. Les argiles.....                                                               | 177 |
| 2.1. Rappels théoriques.....                                                      | 177 |
| 2.2. Etat de compaction des argiles de Timimoun.....                              | 179 |
| 2.2.1. Profils de compaction des argiles.....                                     | 179 |
| 2.2.2. Origines probables des surpressions.....                                   | 182 |
| 2.2.2.1. Le Famennien.....                                                        | 182 |
| 2.2.2.2. Le Frasnien.....                                                         | 182 |
| 2.2.2.3. Le Silurien.....                                                         | 182 |
| 2.2.3. Influence sur l'évolution des argiles.....                                 | 186 |
| 2.2.4. Interprétation des profils de compaction: sédimentation et subsidence..... | 190 |
| 2.2.5. Incidence sur la sismique et le forage.....                                | 190 |

#### Quatrième partie: CARACTERES PETROLIERS DU BASSIN

|                                                                                       |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| CHAPITRE I : MODE DE MIGRATION PRIMAIRE DES HYDROCARBURES. QUELQUES HYPOTHESES.....   | 195 |
| CHAPITRE II : LES RESERVOIRS. DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DU DEVONIEN INFÉRIEUR..... | 201 |
| 1. Présentation du réservoir "Dévonien inférieur".....                                | 202 |
| 1.1. Limites stratigraphiques et subdivisions.....                                    | 202 |
| 1.2. Extension et épaisseur.....                                                      | 203 |
| 1.3. Séquence lithologique.....                                                       | 204 |
| 2. Le sédiment.....                                                                   | 204 |
| 2.1. Caractères pétrographiques.....                                                  | 204 |
| 2.1.1. Les grès.....                                                                  | 204 |
| 2.1.1.1. Granulométrie, morphoscopie et classement.....                               | 204 |
| 2.1.1.2. Le ciment.....                                                               | 205 |
| 2.1.1.3. Les minéraux.....                                                            | 205 |
| 2.1.2. Les argiles.....                                                               | 207 |
| 2.2. Caractères stratonomiques.....                                                   | 207 |
| 2.2.1. Litage et structures sédimentaires.....                                        | 208 |
| 2.2.2. Les figures sédimentaires.....                                                 | 208 |
| 3. Analyse séquentielle.....                                                          | 209 |
| 4. Les paléocourants.....                                                             | 211 |
| 5. Environnement sédimentaire et paléogéographie.....                                 | 214 |
| 5.1. Le milieu et l'environnement.....                                                | 214 |
| 5.2. Répartition et orientation des corps gréseux.....                                | 217 |
| 5.3. Paléogéographie du Dévonien inférieur.....                                       | 220 |
| 6. Caractères pétrophysiques des grès.....                                            | 224 |
| 6.1. Distribution des qualités de réservoir.....                                      | 224 |
| 6.2. Facteurs probables ayant contrôlé la répartition des qualités de réservoir.....  | 230 |
| 7. Les meilleurs "prospects" probables.....                                           | 234 |

#### Cinquième partie: CONCLUSIONS GENERALES

##### CHAPITRE I: LES RESULTATS

|                                                                                         |         |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 1. Analyse structurale.....                                                             | 239     |
| 1.1. Le plissement.....                                                                 | 239     |
| 1.2. Les failles et la fracturation.....                                                | 240     |
| 2. Evolution du bassin.....                                                             | 241     |
| 2.1. Bilan de l'évolution structurale et paléogéographique.....                         | 241     |
| 2.2. Bilan de l'évolution des sédiments.....                                            | 244     |
| 3. Caractères pétroliers du bassin.....                                                 | 245     |
| CHAPITRE II: ESSAI D'INTEGRATION DES RESULTATS DANS<br>LE CADRE GEOLOGIQUE GENERAL..... | 249     |
| <br>Bibliographie .....                                                                 | <br>253 |

## LISTE DES ILLUSTRATIONS

## Première partie

Fig.

- I.1. Situation géographique et géotectonique du bassin de Timimoun.
- I.1.a. Carte des principaux sondages utilisés et plan de position des profils sismiques examinés dans l'analyse structurale.
- I.2. Colonne stratigraphique-type du bassin de Timimoun
- I.3. Exemple de cartes montrant le faible développement des termes mésozoïques dans le bassin de Timimoun.
- I.4. Schéma structural du bassin de Timimoun.
- I.5. Exemple de réponses diagraphiques et leurs interprétations possibles.
- I.6. Principaux styles structuraux simples.
- I.7. Classification des structures anticlinales selon l'inclinaison du plan axial.
- I.8. Appréciation de la géométrie d'une structure d'après la signature pendagemétrique.
- I.9. Détermination des paramètres géométriques d'une structure par projection stéréographique des données pendagemétriques.
- I.10. Exemple de "Listing" fournissant les principales données pendagemétriques.
- I.11. Stéréogrammes illustrant l'interférence d'entités géométriques différentes.
- I.12. Schématisation d'une structure très ouverte type plateforme.
- I.13. Images stéréographiques d'une structure ouverte avec et sans plongement axial.
- I.14. Relation entre l'aspect d'une déformation et la nature des contraintes en cause.
- I.15. Pendagemétrie d'une zone de crochon classique.
- I.16. Exemple pratique d'une zone faillée.
- I.17. Reconnaissance de la nature d'une faille et estimation de ses paramètres d'après l'aspect pendagemétrique du crochon.



- I.18. Aspect pendagemétrique idéal d'un crochon de faille de type rollover.
- I.19. Estimation des paramètres d'une faille par projection stéréographique des données de la zone du crochon.
- I.20. Organisation des fractures selon le mécanisme de la déformation.
- I.21. Agencement des réseaux de fracturation dans les structures anticlinales.
- I.22. Détection des zones de fracturation d'après le refroidissement local causé par les pertes de circulation de la boue.
- I.23. Effet des fractures sur les diagraphies de résistivité.
- I.24. Atténuation du signal acoustique dans les fractures.
- I.25. Mise en évidence d'une zone de fracturation par l'activation de la seule courbe d'uranium de la diagraphie NGS.
- I.26. Manifestation des fractures sur les différentes représentations de la pendagemétrie.
- I.27. Analyse détaillée des fractures d'après la combinaison SHDT-FMicroScanner.
- I.28. Principe du dessin développé de la carotte.
- I.29. Abaques de mesure et d'orientation des objets relevés sur carotte par rapport à la génératrice de référence.
- I.30. Procédé d'orientation réelle des carottes à l'aide de la pendagemétrie.
- I.31. Définition de la longueur d'une fracture.
- I.32. Organisation du milieu fracturé.
- I.33. Analyse stéréographique des stries relevées.
- I.34. Schéma synoptique simplifié de l'analyseur structural 3D.
- I.35. Exemples de sorties graphiques de l'analyseur structural 3D.
- I.36. Principe d'ovalisation d'un trou de forage par expulsion d'écaillés sur les parois opposées.
- I.37. Principaux types de déformation non tectonique d'un trou de forage.
- I.38. Enregistrements pendagemétriques permettant l'analyse de la géométrie d'un trou de forage.
- I.39. Influence du degré de structuration par compression sur la dégradation des qualités de réservoir.
- I.40. Exemple de corrélations électriques à caractère chronostratigraphique sur une distance de 300Km.
- I.41. Illustration du caractère corrélatif de la barre aptienne malgré le changement de son faciès.
- I.42. Localisation des discordances d'après les diagraphies.
- I.43. Principaux types de structures sédimentaires

- I.44. Réponses pendagemétriques à différents types de structures sédimentaires.
- I.45. Influence de l'intervalle de corrélation sur les possibilités de détection des feuillets de dépôts.
- I.46. Les possibilités d'interprétation "Geodip" sur un intervalle gréseux indéfini en programme "CLUSTER".
- I.47. Principales séquences sédimentaires et leurs réponses diaggraphiques.
- I.48. Exemple de surface non planaire sur un "Geodip"
- I.49. Reconstitution des paléocourants dans le Buntsandstein moyen de l'Est de la FRANCE et du Sud e l'ALLEMAGNE d'après le granoclassement horizontal des galets et la mesure des litages obliques.
- I.50. Les différents stades de maturité d'un sédiment détritique en fonction de l'énergie disponible au cours de ses déplacements.
- I.51. Quelques exmples de graphiques d'interprétation sédimentologique des données diaggraphiques.
- I.52. Schéma des différents domaines de sédimentation.
- I.53. Caractères diaggraphiques-types d'un grès fluviatile.
- I.54. Pendagemétrie d'un milieu marin.
- I.55. Diaggraphies des séquences turbiditiques.
- I.56. Principaux modèles diaggraphiques caractérisant un environnement côtier.
- I.57. Relation entre la porosité et la perméabilité pour différentes granulométries.
- I.58. Schématisation du procédé d'analyse.

## Deuxième partie

- II.1. Comparaison de la structure du bassin de Timimoun avec celle de l'AHNET, au Sud.
- II.2. Mise en évidence d'une structure associée à une tectonique de blocs affectant le secteur ouest du bassin.
- II.3. Exemple de style structural caractérisant Timimoun central
- II.4. Principales lignes d'isobathes aux toits de deux horizons sismiques différents (Ordovicien et Givétien).
- II.5. Blocs-diagrammes sériés illustrant la structure du bassin paléozoïque et les variations rapides de faciès dans la zone d'influence du socle.
- II.6. Carte structurale à la base du bassin mésozoïque.
- II.7. Atténuation du signal sismique à la verticale des failles profondes.

- II.8. Nette déformation de la surface hercynienne sur la Voûte d'Azzène.
- II.9. Interprétation stéréographique de la pendagemétrie de quelques structures de la Cuvette de Sbâa.
- II.10. Interprétation stéréographique de la pendagemétrie de la structure de KESRA (KES.1), sur la Voûte d'Azzène.
- II.11. Interprétation stéréographique de la pendagemétrie de la structure de TADMAIT (TAD.1), sur la Voûte d'Azzène.
- II.12. Interprétation stéréographique de la pendagemétrie-type de quelques structures de Timimoun central.
- II.13. Accusation de la structuration des plis à l'extrémité sud du "trend" B.
- II.14. Pli de style coffré à sommet plat et à déformation de flancs par un système conjugué de failles inverses.
- II.15. Stéréogramme des principales structures de Timimoun central.
- II.16. Stéréogrammes caractérisant la géométrie des structures de Timimoun occidental.
- II.17. Stéréogramme composite des structures du champ de ZARAFÀ.
- II.18. Directions axiales moyennes des plis du bassin de Timimoun
- II.19. Comparaison détaillée de l'orientation des axes structures mineures par rapport à la direction des éléments positifs majeurs affectés( "trend " A, B et C).
- II.20. Failles inverses profondes caractérisant la déformation dans le secteur central du bassin.
- II.21. Exemple illustrant une déformation de la discordance "hercynienne" avec possibilités de ruptures qui s'éteignent en vers le bas.
- II.22. Caractérisation de deux failles de natures différentes affectant la structure de KES.1, d'après la pendagemétrie.
- II.23. Essai de caractérisation d'une faille affectant la structure de TAD.1, d'après la pendagemétrie.
- II.24. Caractérisation d'une faille affectant la structure de SBBA-1.
- II.25. Caractérisation d'une faille affectant la structure de ODZ-1.
- II.26. Essai de caractérisation d'un accident affectant la structure de GHR.1.
- II.27. Schéma illustrant des rejets successifs le long d'une faille.
- II.28. Rosace d'orientation des failles définies d'après la pendagemétrie.
- II.29. Variation rapide des épaisseurs entre deux sondages voisins de la Cuvette de Sbâa suggérant une présence probable d'une faille synsédimentaire entre les deux sondages.

- II.30. Variation brusque des épaisseurs conjecturant une faille synsédimentaire entre deux sondages d'une même structure de Timimoun central.
- II.31. Augmentation du pendage en profondeur sur une hauteur d'environ 350m rappelant un crochon de faille de croissance qui pourrait affecter la structure de BAROODA (BRDA.1).
- II.32. Sondage KES.1 : développé des carottes C.1, C2 et leur orientation d'après la pendagemétrie.
- II.33.A. Sondage TAD.1 : développé des carottes C1, C2 et leur orientation d'après la pendagemétrie.
- II.33.B. Sondage TAD.1 : développé des carottes C4, C5 et leur orientation d'après la pendagemétrie.
- II.34. Sondage ODZ.1 : développé de la carotte C.10 et son orientation d'après la pendagemétrie.
- II.35. Sondage SBAA.1 : développé de la carotte C.10 et son orientation d'après la pendagemétrie.
- II.36. Sondage TEG.7 : développé des carottes C8, C9 et leur orientation d'après la pendagemétrie.
- II.37. Sondage GHR.1 : développé de la carotte C1 et son orientation d'après la pendagemétrie.
- II.38. Histogrammes des pendages des fractures pour chaque sondage.
- II.39. Comparaison des rosaces directionnelles des fractures relevées dans les différents sondages.
- II.40. Reconstitution des milieux fracturés analysés.
- II.41. Disposition des systèmes de fractures par rapport aux directions axiales des structures et des failles associées.
- II.42. Histogrammes des angles entre les fractures (A) et du plongement de leurs intersections (B).
- II.43. Schéma illustrant les critères d'échantillonnage en bancs homogènes.
- II.44. Relation (lissée) montrant l'influence du pendage structural sur la déviation des sondages.
- II.45. Confrontation des azimuts de déviation des sondages à ceux du pendage structural.
- II.46. Histogrammes montrant la persistance de la direction N45-N55 du grand axe du trou (Ga) dans différents cas de déviation des sondages.
- II.47. Ovalisation uniforme du trou sur plus de 350m.
- II.48. Rosace d'ovalisation des trous de forage dans les zones fracturées.
- II.49. Influence des fractures sur la direction de l'élongation du trou du forage.
- II.50. Rosaces d'ovalisation d'origine tectonique des sondages du bassin.

- II.51. Distribution des azimuts d'ovalisation et ellipticité des trous en fonction de la lithologie.
- II.52. Orientation du grand axe des trous selon l'ellipticité et la hauteur affectée.
- II.53. Ampleur de l'ovalisation du trou de forage selon la lithologie.
- II.54. Ovalisation à tendance N-S dans le sondage TAD.1, situé entre deux failles majeures E-W, sur la Voûte d'Azzène.
- II.55. Prédominance des ovalisations d'origine tectonique (NE-SW) dans une zone de faille suggérant une fracturation fortement colmatée.
- II.56. Confrontation des rosaces d'ovalisation des forages au réseau de failles affectant le bassin.
- II.57. Evolution de l'ellipticité du trou de forage au cours du temps.
- II.58. Réduction du diamètre du trou dans la direction de la contrainte horizontale majeure au droit des argiles sous-compactées seulement.
- II.59.A. Sondage LT.2: histogrammes des directions des ovalisations du trou dans différents niveaux.
- II.59.B. Sondage LT.2: ellipticité du trou selon l'azimut d'ovalisation dans différents niveaux.
- II.59.C. Sondage LT.2: rosaces d'ovalisation du trou dans différents niveaux.

### Troisième partie

- III.1. Colonne stratigraphique-type du Cambrien de Timimoun.
- III.2. Phase sarde caractérisée par un changement beaucoup plus sédimentaire que tectonique dans la région de Sbâa.
- III.3. Colonne stratigraphique-type de l'Ordovicien de Timimoun.
- III.4. Discordance intra-ordovicienne ( Ordovicien supérieur ) présumée tectonique dans la zone haute d'Azzène.
- III.5. Colonne stratigraphique-type du Silurien de Timimoun
- III.6. Carte d'isopaques du Silurien.
- III.7. Comparaison de deux limites Silurien-Dévonien dans deux sondages situés l'un au Sud (IS.2), l'autre à l'Ouest, sur la voûte d'Azzène (TAD.1).
- III.8. Colonne stratigraphique-type du Dévonien inférieur de Timimoun.
- III.9. Carte d'isopaques du Dévonien inférieur avant l'érosion.

- III.10. Absence partielle à totale du Dévonien inférieur sur la Voûte d'Azzène (A) et dans la Cuvette de Sbâa (B) exprimant les mouvements épirogéniques locaux pendant et/ou après cette époque.
- III.11. Colonne stratigraphique-type du Dévonien moyen de Timimoun.
- III.12. Carte d'isopaques du Dévonien moyen avant l'érosion.
- III.13. Colonne stratigraphique-type du Dévonien supérieur de Timimoun.
- III.14. Carte d'isopaques du Dévonien supérieur avant l'érosion.
- III.15. Surfaces transgressives intra-famenniennes soulignant des épisodes de mobilité du plancher sédimentaire à cette époque.
- III.16. Discordance marquant le retrait maximal de la mer au Dévonien supérieur.
- III.17. Mise en évidence d'une discordance à la base du Tournaisien dans deux sondages de Timimoun central suggérant une phase de déformation à la fin du Strunien.
- III.18. Colonne stratigraphique-type du Carbonifère de Timimoun.
- III.19. Exemple de surface érosive nette intra-tournaisienne évoquant des changements du rythme sédimentaire liés aux basculements répétés du bassin.
- III.20. Illustration du caractère transgressif de la surface tournaisienne dans la Cuvette de Sbâa.
- III.21. Schéma d'évolution de la structure du bassin de Timimoun durant le Carbonifère.
- III.22. Discordance anté namurienne caractérisant la région de Hassi-Ilatou au S.E de la Cuvette de Sbâa.
- III.23. Carte d'isopaques actuelles du Carbonifère.
- III.24. Colonne stratigraphique synthétique du Mésozoïque du bassin de Timimoun.
- III.25. Coupe géologique des séries mésozoïques de Timimoun illustrant une certaine progradation des sédiments vers le NE
- III.26. Schéma géologique du Sahara à la fin du Paléozoïque.
- III.27. Répartition des faciès au Lias-Dogger inférieur dans le Bas-Sahara.
- III.28. Mise en évidence d'une déformation anté crétacé sur la Voûte d'Azzène.
- III.29. Coupe schématisant l'évolution verticale du bassin de Timimoun.
- III.30. Relation porosité-profondeur montrant la détérioration des qualités de réservoir par diagenèse d'enfouissement.
- III.31. Diagramme des pressions en fonction de la profondeur et du drainage.
- III.31.a. Pointé de HORNER des températures.Principe d'extrapolation.

- III.32. Profil-type de compaction des sédiments argileux du bassin de Timimoun.
- III.33. Comparaison des profils de compaction des argiles paléozoïques dans le secteur central du bassin.
- III.34. Profils de compaction des argiles : sondages situés en zones tectonisées.
- III.35. Confrontation du profil de compaction des argiles au rapport thorium/potassium dans deux sondages différents.
- III.36. Illustration des causes de la sous-compaction des argiles
- III.37. Profil de température du bassin de Timimoun.
- III.38. Etat de sous-compaction des argiles famenniennes en fonction de la profondeur.
- III.39. Histogrammes d'évolution du rapport TH/K en profondeur.
- III.40. Identification de la minéralogie des argiles dans le bassin de Timimoun.
- III.41. Minéralogie des argiles par volume dans différents sondages du bassin.
- III.42. Exemple de comportement de l'indice de cristallinité des illites dans le bassin de Timimoun.
- III.43. Loi de vitesse moyenne dans le bassin de Timimoun central

#### Quatrième partie

- IV.1. Profil de compaction des argiles paléozoïques de Timimoun évoquant l'hypothèse d'une migration des fluides essentiellement vers le haut.
- IV.2. Variation de la perméabilité relative à l'huile et à l'eau durant la migration primaire en fonction de la compaction des argiles.
- IV.3. Carte des paléocourants dans le Dévonien inférieur du pourtour du Hoggar et situation géographique du bassin de Timimoun par rapport aux stations de mesure.
- IV.4. Subdivision stratigraphique du Dévonien inférieur.
- IV.5. Principales lignes d'isopaques actuelles des réservoirs du Dévonien inférieur.
- IV.6. Exemple de sondage (IS.2) montrant la possibilité de concentration d'éléments lourds en bancs métriques.
- IV.7. Mise en évidence du ciment carbonaté et des minéraux lourds dans les grès du Dévonien inférieur.
- IV.8. Comparaison des résultats du "Geodip" aux structures visibles sur carottes.
- IV.9. Confrontation carottes-"Geodip" sur des intervalles à stratification dérangée par des phénomènes syn ou post dépositionnels.

- IV.10. Illustration des paléocourants dans la barre quartzitique du Siegénien.
- IV.11. Succession en profondeur de bancs à litage unimodal suggérant un dépôt sur un talus oblique durant le Gédinnien.
- IV.12. Sédimentation cyclique caractérisant le Dévonien inférieur (champ de Zarafa).
- IV.13. Succession d'épisodes chenalisants au Gédinnien.
- IV.14. Succession de phases régressives et transgressives indiquant des changements de milieu de dépôts au cours du temps.
- IV.15. Exemples illustrant la maturité de certains grès du Dévonien inférieur d'après la diagraphie de spectrométrie des rayons gamma naturels.
- IV.16. Mise en évidence des cycles sédimentaires dans le Gédinnien.
- IV.17. Restitution de l'attitude initiale des berceaux de stratification dans les grès du Gédinnien.
- IV.18. Direction des paléocourants dans le Gédinnien d'après la pendagemétrie.
- IV.19. Direction des paléocourants dans les alternances siegéniennes d'après la pendagemétrie.
- IV.20. Direction des paléocourants dans la barre siegénienne d'après la pendagemétrie.
- IV.21. Direction des paléocourants dans les grès emsiens d'après la pendagemétrie.
- IV.22. Variation de la direction des courants dans le temps.
- IV.23. Profil général de la taille moyenne des grains du Dévonien inférieur.
- IV.24. Exemples illustrant le caractère des correlations des épisodes isochrones au sein du Dévonien inférieur entre des sondages de la même structure.
- IV.25. Décalage des gradients de pression des corps gréseux traduisant l'existence de barrières de perméabilité verticale et le caractère multicouche du Dévonien inférieur (sondage KB-5).
- IV.26. Carte d'isopourcentage de grès de la barre siegénienne dans le bassin de Timimoun.
- IV.27. Plan de position des profils faciologiques des réservoirs du Dévonien inférieur.
- IV.28. Profils faciologiques de l'Emsien montrant la teneur en grès en fonction de l'épaisseur du réservoir.
- IV.29. Profils faciologiques de l'ensemble Siegénien-Gédinnien montrant la teneur en grès en fonction de l'épaisseur du réservoir.
- IV.30. Profil nord du bassin.
- IV.31. Profil central du bassin.



- IV.32. Profil sud du bassin.
- IV.33. Profil ouest du bassin
- IV.34. Profil est du bassin
- IV.35. Relation perméabilité-porosité des réservoirs du Dévonien inférieur de Timimoun.
- IV.36. Histogrammes de porosité moyenne des différents réservoirs du Dévonien inférieur de Timimoun.
- IV.37. Carte d'isoporosité moyenne des grès du Dévonien inférieur de Timimoun.
- IV.38. Quelques exemples montrant la concentration des meilleures porosités à la base des épisodes gréseux à séquence cylindrique.
- IV.39. Orientation des corps gréseux d'après la direction des paléocourants et le milieu de dépôts dans le Dévonien inférieur de Timimoun.

#### Cinquième partie

- V.1. Situation du bassin de Timimoun par rapport aux différents systèmes géologiques de l'Afrique du Nord.

**"Loué Soit Ton Nom, Dieu, nous ne possédons  
d'autre science que celle que Tu nous as  
enseignée. Tu es l'Omniscient, le Sage. "**

Sourate El-Bakara (Coran)