

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET
DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA BOUMERDES
FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE

Département : Gisements Miniers et Pétroliers

LABORATOIRE DE RESSOURCES MINERALES ET ENERGETIQUES
(LRM&E)

MEMOIRE DU MAGISTER

Présenté par :

GHARBI AKILA

EN VUE DE L'OBTENTION DU TITRE DE

MAGISTER EN RESSOURCES MINERALES ET ENERGETIQUES

Option : Recherche et prospection des hydrocarbures et des minéraux utiles

THEME

**CARTOGRAPHIE DES BISEAUX
STRATIGRAPHIQUES DU GEDINNEN DE LA ZONE
NORD OUEST DU BASSIN DE BERKINE EN
UTILISANT L'INVERSION SISMIQUE
(Interwell-Easy Trace)**

Soutenu devant le jury :

Pr. DJEDDI Mabrouk	Professeur	(UMBB)	Président
Dr. SADAoui Moussa	Maitre de conférences (A)	(UMBB)	Rapporteur
Dr. CHAOUCHI Rabah	Maitre de conférences (A)	(UMBB)	Examineur
Dr. ASSES Amar	Maitre de conférences (B)	(UMBB)	Examineur
Dr. CHALAL Youcef	Maitre de conférences (A)	(USTHB)	Examineur
Dr. ALLAM	Expert en Géoscience	(Sonatrach)	Invité

Boumerdès 2011

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier respectivement tous ceux qui m'ont aidée, soutenue, encouragée et contribué à la concrétisation de ce modeste travail de thèse de magistère.

Tout d'abord, mes remerciements s'adressent à la personne qui m'a proposé le sujet de thèse et qui m'a encadré tout au long de ces années d'étude: monsieur *ALLAM Ahcene*. Au travers de nos discussions, il m'a apporté une compréhension plus approfondie des divers aspects du sujet. Je salue aussi sa souplesse et l'ouverture de son esprit qui ont su me laisser une large marge de liberté pour mener à bien ce travail de recherche.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à monsieur *SADAoui Moussa* d'avoir accepté le rôle de rapporteur, d'autant que je dois reconnaître que je ne lui ai pas facilité la tâche. Les commentaires et les questions de ces personnalités scientifiques, tant sur la forme du mémoire que sur son fond, ont contribué à améliorer de manière significative le document.

Je suis très reconnaissante à monsieur *PERRIER Martial* - agent beicip, qui a notablement contribué à ma compréhension de l'inversion sismique et à l'analyse statistique des données. En outre, je lui suis reconnaissante de sa patience, et de sa disponibilité dont il a fait preuve pour discuter certains des aspects scientifiques et techniques du sujet, mais aussi, pour résoudre les difficultés que j'ai rencontrées avec l'utilisation de l'outil de travail Interwell/Easytrace.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à monsieur *DJEDDI Mabrouk*, qui m'a fait l'honneur de présider le jury de thèse de magistère, sans oublier de remercier monsieurs *CHAOUCHI Rabah*, *ASSES Amar* et *CHALAL Youcef*, qui m'ont fait l'honneur de représenter le membre de jury de ma thèse.

Ma gratitude s'adresse aussi à ceux qui ont été tour à tour mes collègues de bureau, Melle *AGGOUN Lamia*, Madame *HAKIMI Sabrina*, *BOUBEKEUR Mohamed* et *ZAIMI Rafika*. Tout d'abord pour leur accueil, mais surtout pour les nombreuses discussions que nous avons eu dans les domaines de géophysique, de l'analyse statistique des données, pour leurs conseils, et pour leur aide inestimable en stade pratique de thèse. De même, je remercie mes collègues, *BOUABDALA Salma*,

BOUYAHYAOU I Sohila, DRAGANDOUL Naima, FERHI Zineb, YAGOUBI Chakiba et ALEWANE Nadia, qui m'ont soutenu moralement.

J'exprime ma gratitude à tous les consultants et internautes rencontrés lors des recherches effectuées et qui ont accepté de répondre à mes questions avec gentillesse.

Je clos enfin ces remerciements en dédiant cette thèse de magistère à mes parents, mes baux parents, à mes sœurs et mes frères et aux quelques amis que j'ai eus la chance d'avoir à mes côtés, qui m'ont soutenu tout au long de ces années de travail.

Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements a mon époux et ma petite Ines d'où je puise la force pour avancer et qui m'ont toujours soutenue et encouragée au cours de la réalisation de ce mémoire.

Merci à tous et à toutes.

الملخص

حوض بركين هو منخفض واسع من نوع انتركروتونيك تكون في الزمن القديم الباليوزي، صخوره القاعدية توجد على عمق 6000 متر. الحوض يحتل الجزء الشمالي الشرقي للعرق الشرقي الكبير، حيث مساحته تبلغ حوالي 102395 متر مربع وهو واحد من أهم أحواض النفط والغاز المنتجة في الشرق الجزائري.

يتميز هذا الحوض بغطاء رسوبي سميك توضع خلال الحقبة الباليوزي و الميزوزوي يتكون هذا الحوض من مجالين بنيويين مختلفين:

مجال بنيوي مركزي شديد الهيكلة ومجال بنيوي غربي ضعيف الهيكلة، على شكل وحيد الميل يرتفع تدريجيا نحو الاتجاه الشمالي الغربي، أين الحث الهرسيني أدى الى تكون طبقات رسوبية منتهية المدى من نوع تحت سطح الحث، هذه الأخيرة تم تعريفها بشكل سيئ، عمرها يعود الى العصر الديفوني، و هذا النوع من الطبقات يمكن ان يشكل فخ بترولي مهم خاصة الطبقات ذات العمر الجيديني.

على مستوى حوض بركين العمر الجيديني يتكون من وحدتين طبقيتين صخريتين: الوحدة "ب" متكونة من حجر رملي صلب و الوحدة "س" متكونة من صخور رسوبية مؤكسدة. زلزاليا، الوحدتين تعادلان سلسلة زلزالية كاملة محدودة من الأعلى والأسفل بنهايات حثية من نوع "1أ" من أصل بحري.

الربط بين التسجيلات الدياغرافية بين الابار البترولية على مستوى العمر الجيديني اثبتت وجود ثلاث مناطق لاختفاء طبقات، عند البئر زار، عند البئر ران و عند البئر زان، و اهتمامنا يصب على المنطقة الثالثة (بئر زان) لانها الوحيدة المغطاة ببرنامج زلزالي 3D. هذه المناطق قد اثبت وجودها كذلك خرائط متساوية الزمن و خرائط متساوية السمك الزمني.

هذه الدراسة انجزت من اجل انجاز خرائط امتداد الطبقات الجيدينية و تحديد مناطق اختفائها مستعملين طريقة العكس الزلزالي الذي سمح لنا بحساب مجسم المقاومة الصوتية هذا الاخير اثبت اختفاء الطبقات الجيدينية تحت سطح الحث الهرسيني عند البئر زان حيث الوحدة "س" اختفت كلياً و الوحدة اختفت "ب" جزئياً. بالمقابل المجسم العكس الزلزالي اثبت كذلك هذا الاختفاء مع توضيح دقيق لمكان الاختفاء وكيفية توزيع مختلف انواع الصخور الرسوبية.

كلمات البحث : حوض بركين ، العصر الديفوني السفلى ، العمر الجيديني ، الصخور الرسوبية ، الطبقات المتعاقبة ، الطبقات الزلزالية ، طبقات رسوبية منتهية المدى ، مقاومة صوتية ، انعكاس الزلزالي ، مكان اختفاء الطبقات الرسوبية.

ABSTRACT

The Berkine sub-basin is a vast paleozoic depression in which the basement is located at more than 6000 m in depth. This intra-cratonic sub-basin is located in the northeastern part of the Saharan platform. It has an overall surface area of 102,395 km² and is one of the most important hydrocarbon-producing basins in the east. It is characterized by a thick sedimentary cover deposited during the Paleozoic and Mesozoic periods. The basin is formed by two different structural domains, a central domain highly structured and western domain loosely structured and remounted progressively back toward the northwest with a differential Hercynian erosion which has created the Devonian pinchout under unconformity that is poorly defined. Such traps can be the namely oil targets included the Gedinian reservoir. Regionally, the Gedinian reservoir is formed by two litho-stratigraphic units, the massive sandstone unit "b" and ferruginous sediments of unit "c". On seismic data, they are the equivalent of a complete seismic sequence, limited at bottom and in top by discontinuities SB of the 1a type of eustatic origin.

The logging correlations between wells of Gedinian revealed the presence of three zones of pinchout; at the well ZAR-1, at the well REN-1 and at the well ZEN-1. The first and the second pinchouts are not covered by seismic 3D, for that reason we are interested for the third pinchout. The three pinchouts are also proven by the seismic interpretation but their terminations remain always non precise.

This work aims the mapping of this type of traps and the determination of their side terminations, by using the seismic inversion which requires the calculation of an acoustic impedance model.

The acoustic impedance model generated has highlighted the partial pinching out of the Gedinian at the well ZEN-1, by the total disappearance of the unit "c" and the partial erosion of the unit "b".

The inverse model has also highlighted the partial pinching out of the Gedinian at the well ZEN-1 with limits and facies distribution more exact.

Seismic inversion is one of the main tools needed to carry out mixed to stratigraphic exploration investigation which is new step, naturally enlarging the classical structure based approach.

This novel exploration is the next step of investigation in the Berkine basin in short future.

Keywords: Berkine Basin, Lower Devonian, Gedinnian reservoir, Sedimentology, Sequential stratigraphy, stratigraphy seismic, Pinchouts, Acoustic impedance, Seismic inversion, Termination of pinchouts.

RESUME

Le sub-bassin de Berkine est une vaste dépression intra-cratonique d'âge paléozoïque dont le socle se trouve à 6000m de profondeur, il occupe la partie Nord-Est du grand Erg oriental avec une superficie de 102,395 km² environ. Il est caractérisé par une épaisse couverture sédimentaire déposée au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque. Le bassin est formé de deux domaines structuraux différents ; un domaine central fortement structuré et un domaine Ouest en monoclinale, faiblement structurée remontant progressivement vers le Nord-Ouest, dont l'érosion différentielle hercynienne a donné naissance à des biseaux sous discordance d'âge Dévonien, qui sont mal définis. Ce type de pièges pourra être des objectifs pétroliers capricieux à savoir le Gédinnien.

A l'échelle du bassin, le Gédinnien est formé de deux unités litho-stratigraphiques ; Les grès massifs de l'unité « b » et les sédiments ferrugineux de l'unité « c ». Sismiquement elles sont l'équivalent d'une séquence sismique complète limitée de bas et en haut par des discordances SB de type 1a d'origine eustatique.

Les corrélations diagaphiques entre puits au niveau du Gédinnien ont mis en évidence la présence de trois zones de biseau ; biseau au puits ZAR-1, biseau au puits REN-1 et biseau au puits ZEN-1, les deux premiers biseaux ne sont pas couverts par la sismique 3D, c'est pour cela on est intéressé au troisième biseau. Les trois biseaux sont également prouvés par l'interprétation sismique, mais leurs terminaisons restent toujours non précises.

Le présent travail porte sur la cartographie de ce type de pièges, et la détermination de leurs terminaisons latérales, en utilisant l'inversion sismique qui nécessite le calcul d'un modèle d'impédance acoustique. Le cube d'impédance acoustique généré a mis en évidence le biseautage partiel du réservoir gédinnien au niveau du puits ZEN-1 ; la disparition totale de l'unité « c » et la disparition partielle de l'unité « b ».

Le modèle inverse a également mis en évidence le biseautage partiel du gédinnien au niveau du puits ZEN-1 avec des limites et distribution de faciès plus détaillé.

L'inversion sismique est l'un des outils fondamentaux de l'exploration mixte et stratigraphique, étape nouvelle qui succède naturellement à l'approche ancienne purement structuraliste.

C'est la prochaine voie d'investigation dans la bassin de Berkine dans une future proche.

Mots clefs : Bassin de Berkine, Dévonien inférieur, réservoir gédinnien, sédimentologie, stratigraphie séquentielle, stratigraphie sismique, pièges en biseau, impédance acoustique, inversion sismique, terminaison de biseaux.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

ABSTRACT.....	1
RESUME.....	2
Introduction.....	3
CHAPITRE (1) : GENERALITES	
I- EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA PLATE FORME SAHARIENNE.....	6
I.1- La période précambrienne.....	6
I.1.1- Le cycle archéen.....	6
I.1.2- Le cycle eburnéen.....	8
I.1.3- Le cycle pan africain.....	8
I.2- La période paléozoïque.....	11
I.2.1- La distension Cambrien moyen-Ordovicien moyen.....	11
I.2.2- La phase compressive de l'Ordovicien supérieur.....	14
I.2.3- La distension de l'Ordovicien terminal-début Silurien.....	16
I.2.4- La phase compressive de la fin Silurien.....	17
I.2.5- La phase distensive du Dévonien inférieur.....	18
I.2.6- La Phase frasnienne : Dévonien moyen-Dévonien supérieur.....	19
I.2.7- La phase post Famennien : Fin Dévonien-Début Carbonifère.....	21
I.2.8- L'orogénèse hercynienne : Carbonifère-début permien.....	22
I.2.9- Les mouvements distensifs du Permien.....	23
II- LITHOSTRATIGRAPHIE PALEOZOIQUE DE LA PLATE FORME SAHARIENNE.....	28
II.1- Le Paléozoïque.....	30
II.1.1- La séquence (1) : Cambrien-début ordovicien.....	30
II.1.2- La séquence (2) : début Ordovicien-fin Ordovicien.....	33
II.1.3- La séquence (3) : Ashigill-début Llandoveryien.....	35
II.1.4- La séquence (4) : Silurien.....	36
II.1.5- La séquence (5) : Début Dévonien-Namurien.....	39
II.1.6- La séquence (6) : Fin Carbonifère (Namurien-Stephanien).....	42

III- PALEOGEOGRAPHIE PALEOZOIQUE DE LA PLATE FORME SAHARIENNE.....	47
III.1- Au Précambrien supérieur.....	47
III.2- Au Paléozoïque.....	47
CHAPITRE (2) : GENERALITES SUR LE BASSIN DE BERKINE	
IV- GENERALITES SUR LE BASSIN DE BERKINE.....	55
IV.1- Bassin de Berkine.....	55
IV.1.1- Cadre géographique et limites.....	58
IV.1.2- Contexte géologique.....	58
IV.1.3- Cadre structural.....	58
IV.1.4- L'évolution structurale du bassin de Berkine.....	62
IV.1.5- La stratigraphie paléozoïque du bassin de Berkine.....	71
IV.1.6- Les systèmes pétroliers paléozoïques du bassin de Berkine.....	76
V- GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE.....	86
V.1- La zone de ZEMOUL EL KBAR.....	86
V.1.1- Situation géographique.....	86
V.1.2- Cadre géologique.....	86
V.1.3- Stratigraphie.....	88
V.1.4- Les travaux antérieurs.....	90
V.1.5- Aspect pétrolier.....	93
V.1.6- prospectivité du périmètre ZEMOUL EL KBAR.....	96
CHAPITRE (3) : METHODOLOGIE DE TRAVAIL.....	
VI.1- Sources d'information.....	99
VI.2- Les étapes de travail.....	100
VI.3- L'analyse des différents documents utilisés.....	101
CHAPITRE (4) : GEOLOGIE	
VII- GEOLOGIE DU DEVONIEN INFERIEUR.....	105
VII.1- Sédimentologie du Dévonien inférieur dans la zone d'étude.....	106
VII.1.1- Les discontinuités sédimentaires.....	107

VII.1.2- L'analyse granulométrique.....	121
VII.2- Découpage litho-stratigraphique du Dévonien inférieur.....	128
VII.2.1- Les unités rencontrées.....	128
VII.2.2- Les séquences stratigraphiques.....	132
VII.2.3- Chronostratigraphie.....	141
VII.3- LE GEDINNIEN.....	145
VII.3.1- Découpage séquentiel du Gédinnien.....	145
VII.3.1.1- L'unité « b ».....	145
VII.3.1.3- L'unité « c ».....	147
VII.4- Faciès géologiques du Gédinnien.....	149
VII.5- Milieux de dépôts du Gédinnien.....	159
VII.6- Géométrie de dépôts sédimentaires.....	161
VII.7- Types de pièges.....	166
VII.8- Types de biseaux cartographiés dans la zone d'étude.....	168
VII.9- Chronologie de formation des biseaux dévoniens.....	177
VII.10- Interprétation diagraphique du Gédinnien.....	188
VII.10.1- Détermination de la lithologie.....	188
VII.10.2- Détermination des électro-facies diagraphiques.....	188
VII.10.3- Détermination des électro-séquences diagraphiques.....	190
VII.10.4- Corrélations diagraphiques.....	193
 CHAPITRE (5) : GEOPHYSIQUE	
VIII- INTERPRETATION SISMIQUE DU DEVONIEN INFÉRIEUR.....	198
VIII.1- Qualité des sections sismiques.....	198
VIII.2- Lecture géologique des sections sismiques.....	198
VIII.3- Calage sismique des horizons.....	203
VIII.4- Corrélation sismique.....	207
VIII.5- Interprétation des cartes en isochrones.....	208
VIII.6- Stratigraphie sismique.....	220
VIII.6.1- Examen des terminaisons des réflexions dans la zone d'étude.....	222
VIII.6.2- Séquences sismiques dans l'intervalle étudié.....	224
VIII.7- Attributs sismiques.....	230

VIII.7.1- Attributs géométriques.....	231
VIII.7.2- Attributs physiques.....	235
VIII.7.2.1- Impédance acoustique.....	235
VIII.8- Relation sismique et diagrapie.....	237
VIII.8.1- EasyTrace.....	237
VIII.8.2- Relation sismique et diagrapie dans l'intervalle réservoir.....	238
VIII.9- Identification de la lithologie à partir de l'impédance acoustique.....	248
IX- INVERSION SISMIQUE.....	249
IX.1- DEFINITION ET PROCEDURE.....	249
IX.1.1- Interwell.....	250
IX.1.2- Organisation d'Interwell.....	250
IX.1.3- Procédure de travail.....	250
IX.2- Inversion sismique dans la zone d'étude.....	252
IX.2.1- Import des données.....	252
IX.2.2- Calibration au puits.....	254
IX.2.3- Création du modèle structural.....	269
IX.2.4- Modeling.....	272
IX.2.5- Création du modèle d'impédance acoustique.....	276
IX.2.6- Inversion sismique.....	280
X- Interprétation des modèles.....	282
XI.1- Interprétation du modèle d'impédance acoustique.....	282
XI.2- Interprétation du modèle d'impédance acoustique inversé.....	290
CONCLUSION GENERALE.....	296
BIBLIOGRAPHIE.....	299
INDEX.....	304
Liste des figures.....	305
Liste des photos.....	312
Liste des tableaux.....	314

INTRODUCTION

Dans le contexte actuel, les compagnies pétrolières continuent à chercher et à découvrir les principaux objectifs de la prospection pétrolière qui sont les pièges structuraux, bien que l'essentiel à déjà été découvert. Cependant les pièges stratigraphiques et surtout les pièges par biseau, souvent en relation avec des discordances constituent quelques uns des plus importants pièges stratigraphiques. Leur exploration nécessite une amélioration des différentes techniques d'exploration. Aucune méthode ne garantit encore aujourd'hui le succès de l'exploration des pièges stratigraphiques malgré que au cours des 20 dernières années, la sismique de réflexion à pris une place prépondérante dans la recherche de ce type de pièges. Leur exploration suppose donc la mise en œuvre de techniques plus élaborées que celles qui sont utilisées en sismique structurale, il s'agit de l'inversion sismique qui permet de calculer un modèle d'impédance acoustique qui est en relation directe avec la distribution de faciès.

Dans notre cas d'étude, l'ensemble Silurien supérieur-Dévonien inférieur du bassin de Berkine qui est l'équivalent du réservoir F6 du bassin d'Illizi, a subi une intense érosion d'âge hercynien dans la partie Nord Ouest du bassin atteignant l'Ordovicien et qui a conduit à la formation des pièges de type biseaux sous discordance (Pinchout) qui sont très mal définis et qui pourront être des objectifs pétroliers prometteurs à savoir le Gédinnien où son intérêt pétrolier a été mis en évidence par la société pétrolière italienne AGIP suite aux forages BRN dans la partie Nord du bassin où une importante accumulation d'huile et de gaz a été trouvée dans des pièges structuraux, ces derniers ont été identifiés à la base d'une réinterprétation d'une ancienne sismique (1962), alors que 25 ans avant la cartographie des horizons plus profonds que le Mésozoïque était impossible, vu la qualité médiocre de cette sismique. Donc on ne pouvait pas parler sur la cartographie des pièges stratigraphiques.

Mais il soulève aujourd'hui une question majeure concernant la géométrie et la répartition spatiale de faciès au niveau de pièges en biseau.

Le travail présenté ici vise donc à apporter des éléments de réponses sur la question posée où nous avons exploité une technique plus élaborée que celles qui sont

utilisées en sismique structurale, il s'agit de l'inversion sismiques qui permet de générer un modèle d'impédance acoustique qui est en relation directe avec la distribution de faciès.

Le travail a été réalisé au cours de trois phases à savoir :

- 1- une première phase de travaux bibliographiques préparatoires qui nous a permis de constituer une vision détaillée sur l'objet d'étude.
- 2- Une deuxième phase de travaux techniques géologiques et géophysiques qui ont permis de mettre en évidence certains éléments de réponse sur la problématique posée.
- 3- Une troisième phase de synthèse au cours de la quelle ont été analysés et structuré tous les résultats atteints.

Ainsi, le travail effectué dans cette étude peut être résumé en cinq chapitres :

- Deux premiers chapitres (généralités), ils sont constitués de deux parties :
 - La première partie est consacrée à l'analyse tectonique et géodynamique de la plate forme saharienne à l'échelle des plaques ainsi que son évolution en litho-stratigraphie et en paléogéographie.
 - La deuxième partie consiste en une synthèse générale sur le bassin de Berkine et en particulier sa partie Nord Ouest (région de ZEMOUL EL AKBAR) qui constitue notre zone d'étude.
- Troisième chapitre : l'explication de la méthode de travail.
- Quatrième chapitre : est le volet géologique, il est fondé sur :
 - Une analyse sédimentologie du Dévonien inférieur et son découpage litho-stratigraphique.
 - Une interprétation diagraphique du Gédinnien et son découpage séquentiel.
- Cinquième chapitre : est le volet géophysique, il s'agit de :
 - Une interprétation sismique du Dévonien inférieur avec l'application du principe de la stratigraphie sismique et déduction de certains attributs sismique au niveau du Gédinnien.
 - L'inversion sismique au niveau du Gédinnien en réalisant un cube d'impédance acoustique (3D) et son n'impact sur la lithologie.

CHAPITRE : 1

GENERALITES

I- EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA PLATE
FORME SAHARIENNE.

II- LITHOSTRATIGRAPHIE PALEOZOIQUE DE LA
PLATE FORME SAHARIENNE.

III- PALEOGEOGRAPHIE PALEOZOIQUE DE LA
PLATE FORME SAHARIENNE

I- L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA PLATEFORME SAHARIENNE

Le but de ce chapitre est de conclure la géodynamique de la partie orientale de la plateforme saharienne qui contrôle directement la géodynamique interne du bassin d'étude (Berkine).

La plateforme saharienne représente la partie septentrionale du craton Ouest africain (HANNICHE, M. 2002), elle s'étend entre les boucliers précambriens Eglab et Hoggar au Sud et les zones plissées d'Atlas au Nord. Cette plateforme cratonique (1800 à 2000 Ma) (HANNICHE, M. 2002) était structurée en différents bassins sédimentaires de type intra-cratonique et d'avant pays (DAVID, R., BOOTE, D., DANIEL, D., CLARK-LOWES, D et MARC., TRAUT, W. 1998 in MACGREGOR, D. S., MOODY, R.T.J., et D.D.CLARK-LOWES. 1998), qui offrent la plus part des zones pétrolières d'Afrique du Nord. Son histoire géologique s'inscrit dans le cadre géodynamique global de la tectonique des plaques, liée généralement à la formation, ensuite la fragmentation polyphasée du super-continent Gondwana (GUIRAUD, R et BOSWORTH. 1999).

L'image structurale actuelle de la plateforme saharienne était le résultat de la superposition de plusieurs phases tectoniques étalées dans les temps géologiques (BOUDJEMA, A. 1987).

I.1- La période précambrienne

Les grands traits structuraux de la tectonique précambrienne étaient les résultats de trois grands cycles orogéniques généralement anté-ordoviciens et qui étaient bien enregistrés dans le Nord Ouest d'Ahaggar (CABY, R. 1970).

I.1.1- Le cycle Archéen

- A l'échelle du globe

Cette période correspond à la formation du méga-continent « Ur » à 3000 Ma, ensuite sa fragmentation progressive en plusieurs cratons (2500 à 1500 Ma) (ROGERS et SANTOSH. 2003 in BURGOYNE, P.M., VAN WYK, A.E.J., ANDERSON, M., SCHRIRE, B.D. 2005), séparés par des zones mobiles (KAME, B. 1986), avec l'apparition du craton Ouest africain (1800 Ma) (HANNICHE, M. 2002).

- A l'échelle de la plateforme saharienne

La plateforme précambrienne à cette époque était subdivisée en deux grandes zones ; zone stable à l'Ouest (3000 Ma) dans Yetti et Oued Souss et une zone mobile à l'Est (fig.1) séparées par une zone de suture représentée par le Hoggar occidental et le Tanezrouft (BEUF, S et al. 1971).

Les terrains archéens ont été représentés dans le môle granitique d'In Ouzzal (rameau oriental du Hoggar occidental-chaine pharusienne) (FERRARA, G., GRAVELLE, M. 1966 in CABY, R. 1970) où les anciennes roches éruptives étaient datées différemment 2860 Ma, Rb/Sr sur R.T par G. FERRARA et M. GRAVELLE, 1966 et 3300 Ma, Rb/Sr sur R.T par ALLEGRE, J et CABY, R en 1972.

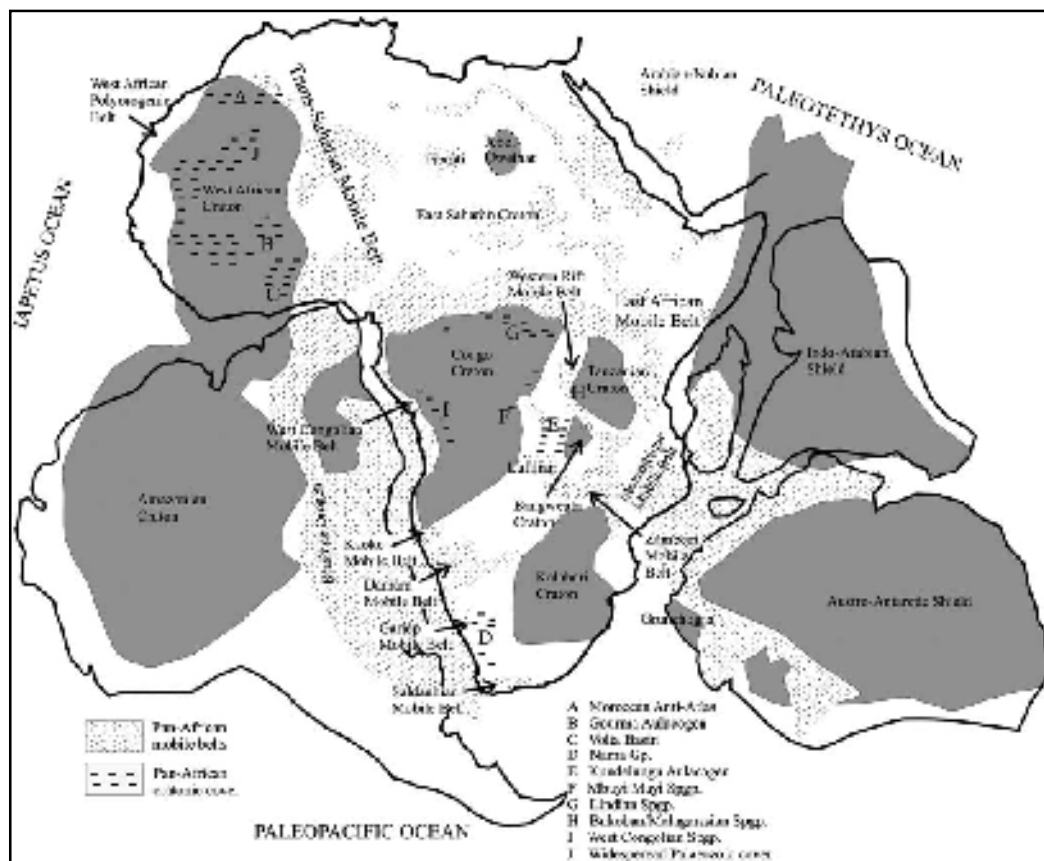


Figure.1. Les cratons pré-pan-africains, les zones mobiles pan-africaines et les roches couvertures pan-africaines dans la Gondwana (PETTERS. 1991., UNRUG. 1997., De Wit et al. 1999).

I.1.2- Le cycle eburnéen

- A l'échelle du globe

La période eburnéenne correspond également à la formation du super-continent « Rodinia » (1100 Ma), ensuite sa fragmentation (BURGOYNE, P.M et al. 2005) avec l'apparition du Gondwana orientale et Gondwana occidentale (750 à 600 Ma) (CONDIE, K. 1997) (fig.2a) à cette dernière appartient la plaque africaine (CABY, R et al. 1981 in KAME, B. 1986), avec des mouvements distensifs à 800 Ma, liés à l'ouverture d'un large océan entre le craton Ouest africain et l'actuelle chaîne pan africaine marquée par des intrusions basiques injectées dans le Nord Ouest du Hoggar et des mouvement verticaux importants à 780 Ma, volcanisme calco-alcalin et changement complet de la sédimentation liés à la période majeure de l'accrétion continentale, conduisant à la cratonisation Protérozoïque terminale.

- A l'échelle de la plateforme saharienne

Le cycle eburnéen était représenté par le socle du Tanezrouft d'Ouallen (ALLEGRE, C et CABY, R. 1968 in CABY, R. 1970) et le socle de Tassendjanet (rameau occidental du Hoggar occidental). Ce socle eburnéen était daté différemment (in KAME, B. 1986) : 2000 Ma par ALLEGRE, C et CABY, R. 1968 in CABY, R. 1970 et 2090 Ma, Rb/Sr sur granite à biotite par ALLEGRE, R et CABY, R. 1972 et 1960 Ma, Rb/Sr sur granite à muscovite par ALLEGRE, C et CABY, R. 1972 et 2080, isotopes du Pb sur feldspaths potassiques par DURPE et al. 1975.

I.1.3- Le cycle pan-africain

- A l'échelle du globe

L'orogénèse pan-africaine était associée à la suture entre la Gondwana Est et la Gondwana Ouest de 900 à 550 Ma (SCOTese et MARERROW. 1990; SCHANDELMIER et al. 1997 in HANNICHE, M. 2002 et P.M. BURGOYNE, P.M et al, 2005) et de (990 à 550 Ma par FLECK et al. 1976; STACEY et STOESER. 1984; KLEMENIC. 1985; POLLISTER et al. 1988 in CABY, R. 1997).

Sur le continent africain qui était à la marge du Gondwana Ouest (BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005), cet événement thermo-tectonique (FABRE, J. 1976., Kennedy. 1964 in BLACK, R et LIEGEOIS, P.J. 1993) était restreint à la période de 750 à 550

Ma (SCHANDELMIER et al. 1991 in BLACK, R. 1997) et de 685 à 560 Ma (FRIZON de LAMOTTE et al. 2006). Il était traduit par la collision continentale (BOUDJEMA, A 1987) entre le craton Ouest africain rigide (1800 Ma) et le craton Est saharien moins rigide suivant un raccourcissement Est-Ouest (BALL, E. 1980 in BOUDJEMA, A. 1987., BLACK, R. 1997) créant une zone mobile Trans-saharienne orientée Nord-Sud à partir de l'Algérie jusqu'à la côte atlantique nigérienne (BLACK, R et LIEGEOIS, J.P. 1993., UNRUG. 1997 in BUMBY, A.P et GUIRAUD, R. 2005) (fig.1).

▪ A l'échelle de la plateforme saharienne

Les affleurements de la chaîne pan-africaine étaient restreints au massif du Hoggar (chaîne pharusienne) (BUMBY, A.J., GUIRAUD, R. 2005). Sa surrection était guidée par des grands accidents sinueux orientés Nord-Sud (fig.3) et interprétés comme des décrochements anciens (CABY, R. 1968 in CABY, R. 1970), ces affleurements avaient montré plusieurs phases de plissement qui étaient bien enregistrées au Nord Ouest d'AHAGGAR (môle d'In Ouzzal) (CABY, R. 1970., CABY, R. 1970 in BERTRAND, J.M.L., CABY, R et MONTEPELLIER. 1978).

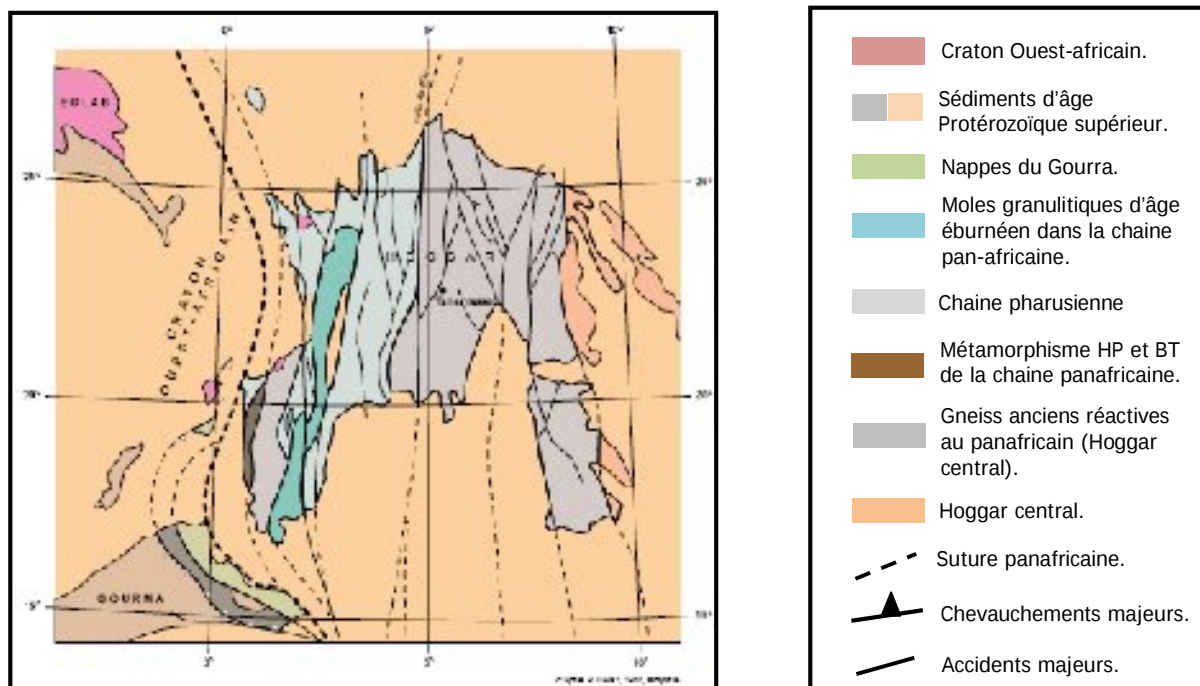


Figure.3. Les grands accidents affectant le massif du Hoggar (simplifié par CABY, R. 1987).

1.3.1- La première phase

Une phase majeure de 750 à 620 Ma (BEUF, S et al. 1971) avait engendré des mouvements décrochants sénestres le long des grands accidents sub-méridiens et des plis couchés vers le Sud ou Sud/Sud-Est associés à un métamorphisme.

1.3.2- Les phases secondaires

Elles étaient contemporaines aux plissements cadomiens-baikaliens tardif (570 Ma) (BEUF, S et al. 1971). Elles avaient repris les structures antérieures avec des intrusions granitiques postérieures. Les mouvements étaient de directions assez constantes dans les parties profondes (Adrar Tideridjaouine) et les mouvements décrochants senestres étaient matérialisés par des plis droits en échelon.

1.3.3- Les phases tardives

Elles correspondent à un réajustement tardi-orogénique (540 Ma) (BEUF, S et al. 1971), elles étaient exprimées par des mouvements dextres le long des décrochements, elles étaient en partie contemporaines à l'individualisation et le comblement des grabens (les bassins résiduels de la série pourprée), d'orientation Est-Nord Est / Ouest-Sud Ouest (BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005).

Cette succession de phases en horsts et grabens était jalonnée par des phases d'érosion (molasses post orogéniques) et une glaciation éo-cambrienne (620 à 570 Ma) séries intermédiaires (BEUF, S et al. 1971).

L'orogénèse pan-africaine avait duré 80 à 50 Ma (FABRE, J. 1976., CABY, R. 1987), et était achevée au cours du Cambrien inférieur, dont les datations avaient donné des âges différents ; vers 500 Ma par CABY, R (1970), 550 à 600 Ma par FABRE, J (1976) et 550 Ma par BOUDJEMA, A (1987). A cette époque l'Afrique était située entre 10° à 15° Sud (SCHANDELMEIER et al. 1997 in HANNICHE, M. 2002) et son pôle Sud était localisé ce qui est actuellement le littoral Nord africain dans l'océan Paléo-téthys (PETTERS. 1991., GUIRAUD, R et al 1987 in BUMBY, AJ., GUIRAUD, R. 2005).

I.2- La période paléozoïque

Elle se caractérise par deux mouvements ; le premier mouvement est le démembrement du méga-continent Rodinia de la fin du Protérozoïque et le deuxième mouvement, est le rassemblement qui conduit à la Pangée. Ce grand rassemblement cause des collisions qui conduisent à la formation des chaînes de montagnes.

A l'échelle de la plateforme saharienne la tectonique était contrôlée par trois principaux facteurs (HANNICHE, M. 2002) :

- L'héritage précambrien et en particulier celui pan-africain qui était traduit par le jeu des grands accidents sub-méridiens (FABRE, J. 1976., BOUDJEMA, A 1987., BLACK, R. 1984 in HANNICHE, M. 2002).
- La position de l'Afrique à l'intérieur du super-continent Gondwana, limitée au Nord et au Sud respectivement par la Paléo-téthys et la Paléo-pacifique (HANNICHE, M. 2002., BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005). Ces dernières avaient contrôlé les épisodes transgressifs et régressifs affectant la plateforme saharienne.
- La position du pôle géographique Sud qui avait traversé toute l'Afrique et engendre le passage de ses régions successivement sous des latitudes boréales, tropicales et équatoriales (HANNICHE, M. 2002).

I.2.1- La distension Cambrien moyen-Ordovicien moyen

▪ A l'échelle du globe

Cet intervalle était contemporain à l'ouverture de l'océan Iapetus qui sépare Laurentia et Baltica (540 à 510 Ma), ensuite sa fermeture (550 à 460 Ma) engendrant plus tard la chaîne Taconique (première phase de la formation des Appalaches) (fig.2b). Durant cette époque le Gondwana avait migré de l'équateur vers le Sud dont le pôle Sud était occupé par sa marge, qui est actuellement le Nord africain (BUROLLET, P.F. 1995 in FARBEY, J et LORENZ, J. 1995) (SCOTSE. 2001., PTTERS. 1991., GUIRAUD, R et al. 1987 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005) et (BURGOYNE, P.M et al. 2005). Sur le craton Nord africain, l'intervalle Cambrien moyen-Ordovicien moyen était marqué par une distension orientée Nord-Ouest/Sud-Est, résultant de l'étirement de la croûte continentale, associé à une double subsidence tectonique et thermique (BOUDJEMA, A. 1987., GUIRAUD, R., RIES. 2003 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005), dont la première avait créé une architecture des bassins sédimentaires en

blocs basculés (ASKRI, H et al. 1995). Cette distension était accompagnée par la mise en place des roches volcaniques trouvées intercalées dans les grès du Cambrien, ou les argiles tremadociennes d'El Gassi de la région de Hassi Messaoud, et également trouvées dans le Sud tunisien dans la formation argilo-gréseuse tremadocienne de Sanrhar (FABRE, J. 1976., BEICIP-SONATRACH. 1972 in BOUDJEMA, A. 1987., ASKRI, H et al. 1995).

▪ A l'échelle de la plateforme saharienne

L'orogénèse pan-africaine était suivie par plusieurs phases d'érosion successives (620 à 570 Ma, 550 à 540 Ma et 540 à 500 Ma) (BEUF, S et al. 1971) affectant le Hoggar occidental (Série Pourprée), Adrar des Iforas (Série Nigritienne) et le Hoggar oriental (Série de Tiririne) (FABRE, J. 1976), ces phases d'érosion avaient abouti à la formation d'une surface plane légèrement inclinée vers le Nord, appelée « La pénéplaine infra-tassilienne » (BEUF, S et al. 1971., ASKRI, H et al. 1995., BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005), sur laquelle était déposée une nappe de molasses gréseux quasi continue de l'Ouest vers l'Est (PTTERS. 1991., BURKE et al. 2003 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005) indiquant une période de calme orogénique (BEUF, S et al. 1971., J. FABRE. 1976).

Les premiers mouvements distensifs (Nord-Ouest/Sud-Est) (Rapport interne Sonatrach. 1999) avaient commencé à l'Ordovicien avec la subsidence lente des bassins de Tindouf, Taoudeni, Ougarta et Berkine (BUROLLET, P.F et BUSSON. 1983., BUROLLET, P.F et BYRAMJEE. 1969., BEUF, S et al. 1971 in BUROLLET, P.F. 1997), provoquant des instabilités tectono-sédimentaires manifestées par le rejeu des accidents sub-méridiens en failles normales (BOUDJEMA, A. 1987), associé à des variations d'épaisseur (fig.4) et de faciès observées en surface à Foug Belrem et en subsurface au môle d'El Biod (ASKRI, H et al. 1995., BOUDJEMA, A. 1987., HANNICHE, M. 2002).

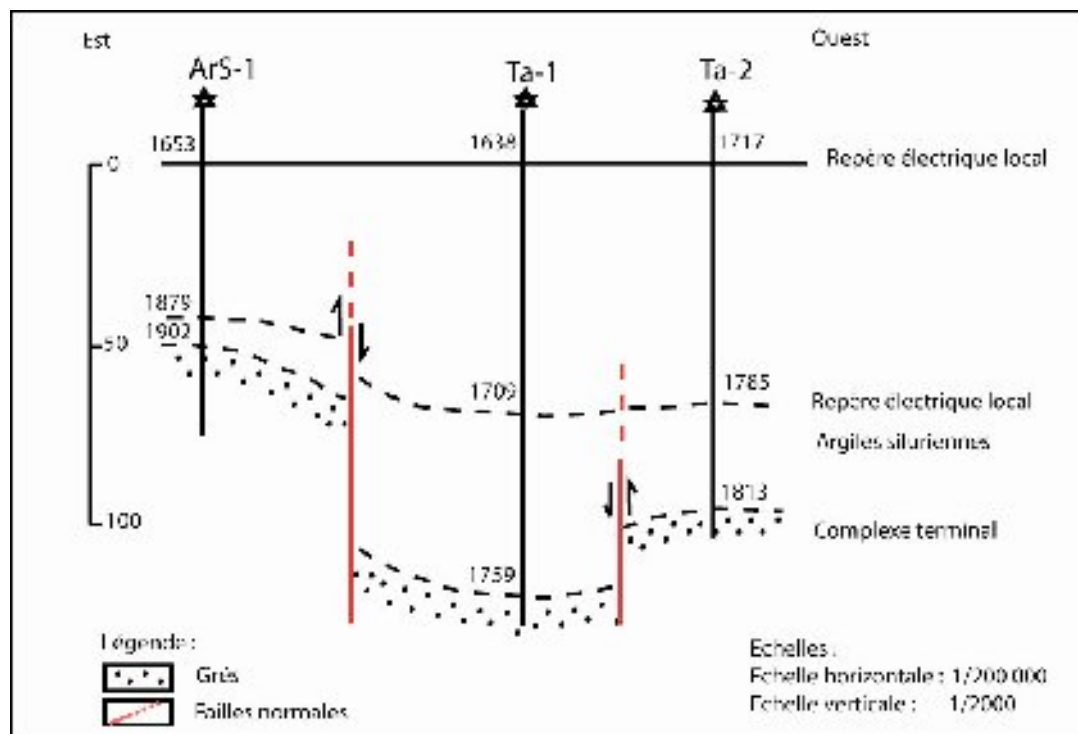


Figure.4. Les variations locales d'épaisseur à la base du Silurien argileux mettant en évidence les rejeux isostasiques post-glaciaires (BEICIP-SONATRACH. 1975 in BOUDJEMA, A. 1987).

Le basculement de la plateforme saharienne vers le Nord-Ouest (BOUDJEMA, A. 1987) avait favorisé un changement dans la sédimentation de faciès mixtes (Tassili N'Ajjer) vers des faciès marins (bassin d'Ahnnet) et la réduction d'épaisseur de l'Est (Adrar Kes Kesat) vers l'Ouest (Foum Belrem), et avait induit la rotation des paléocourants depuis une direction Nord vers le Nord-Ouest (HANNICHE, M. 2002).

La phase cambro-ordovicienne était terminée par une transgression marine généralisée vers le Sud par la Paléo-Téthys (BUMBY, A.J et GUIRAUD, A. 2005) d'âge arenigien supérieur-Llanvirien (BOUDJEMA, A. 1987., ASKRI, H et al. 1995), durant laquelle avait déposé la formation de In Tahouite (FABRE, J. 1976., BOUDJEMA, A. 1987) qui était discordante sur les séries sous jacentes et même sur le socle.

I.2.2- La phase compressive de l'Ordovicien supérieur

▪ A l'échelle du globe

A –458 Ma, le super-continent Gondwana avait atteint le pôle Sud qui était occupé par sa marge (fig.2c), ensuite elle avait commencé de remonter vers le Nord (SCOTSE. 2001., BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005).

Par rapport au continent africain qui était à la latitude de 60° après diverses rotations (BUROLLET, P.F in ARBEY, F et LORENZ, J. 1995., BUROLLET. 1997), le pôle Sud était dans la partie septentrionale (Nord du Cameroun) (BUROLLET, P.F in ARBEY, F et LORENZ, J. 1995), ce qui explique la présence des dépôts glaciaires au Maroc d'âge Ordovicien supérieur (SCOTES. 2001) et le pôle géographique devait se trouver au Nord des régions tassiliennes (ELHINNY, Mc et al. 1974 in FABRE, J. 1976).

▪ A l'échelle de la plateforme saharienne

Elle avait subi plusieurs déformations (FREULON, J.M. 1963., BEUF, S et al. 1971 in FABRE, F. 1976) considérées comme les contrecoups de la grande phase taconique (FREULON, J.M. 1964., CLIFFORD, T.N. 1967 in FABRE, F. 1976), ces déformations étaient exprimées par des mouvements compressifs le long des accidents sub-méridiens (fig.5), entraînant des plis à axes Nord-Sud accompagnés par des soulèvements régionaux des boucliers Réguiabat (Eglab) et Touareg (Hoggar), qui étaient affectés par une érosion intense atteignant le socle (BEUF, S. 1971., BEUF, S et al, 1971., BOUDJEMA, A. 1987., ASKRI, H. 1995., RAPPORT SONATRACH. 1999 et HANNICHE, M. 2002).

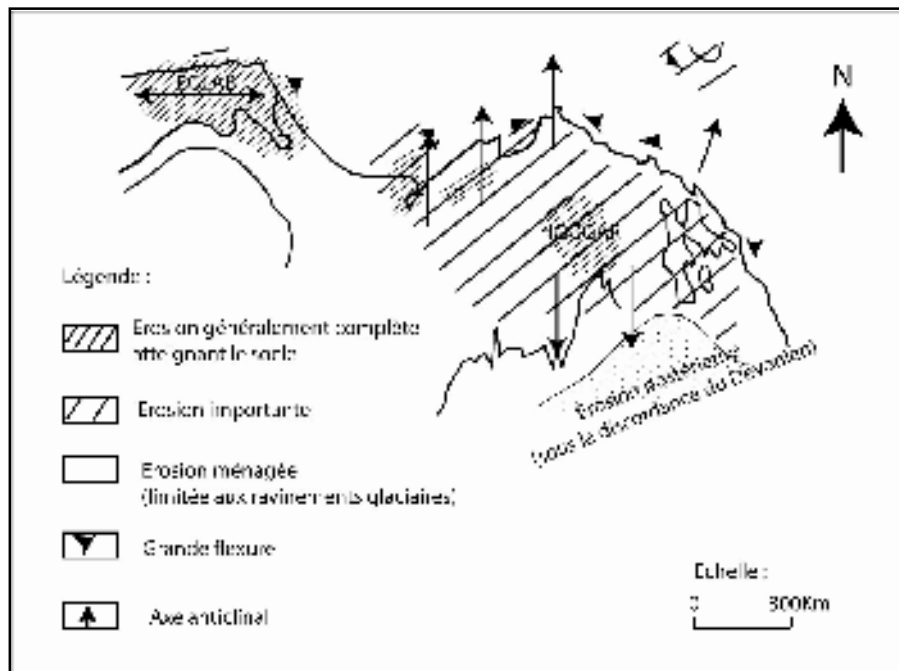


Figure.5. Les mouvements tectoniques du l'Ordovicien supérieur aux pourtours du Hoggar (BOUDJEMA, A. 1987).

Après ces mouvements, des variations paléo-climatiques majeures représentées par l'installation d'une calotte glaciaire tardi-ordovicienne (BEUF, S. 1971., FABRE, F. 1976., BUROLLET, P.F. 1997., SCOTSE et al. 1990., SCHANDELMEIER et al. 1997 in HANNICHE, M. 2002., GUIRAUD, R et BOSWORTH. 1999 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005) qui est étendue sur l'Afrique (fig.6) entre Caradoc et le Llandovérien moyen (LEGRAND, Ph. 1962., BRP et AL. 1964., GATINSKIY, YU.G et AL. 1966., DESTOMBES, J. 1968., BEUF, S et al. 1971) et était centrée au Sahara central (BUROLLET, P.F in ARBEY, F et LORENZ, J. 1995., H. ASKRI et al. 1995). Cette glaciation avait favorisé le dépôt des sédiments glaciaires et périglaciaires (formation de Tamajert ou l'unité (IV) (DEYNOUS. 1980-1985 in HANNICHE, M. 2002., BOUDJEMA, A. 1987) avec de nombreuses discordances de ravinement atteignant parfois le socle (ASKRI, H et al. 1995) sur les axes les plus structurés (Foum Belrem, môle de Tihemboka) (BEUF, S. 1971).

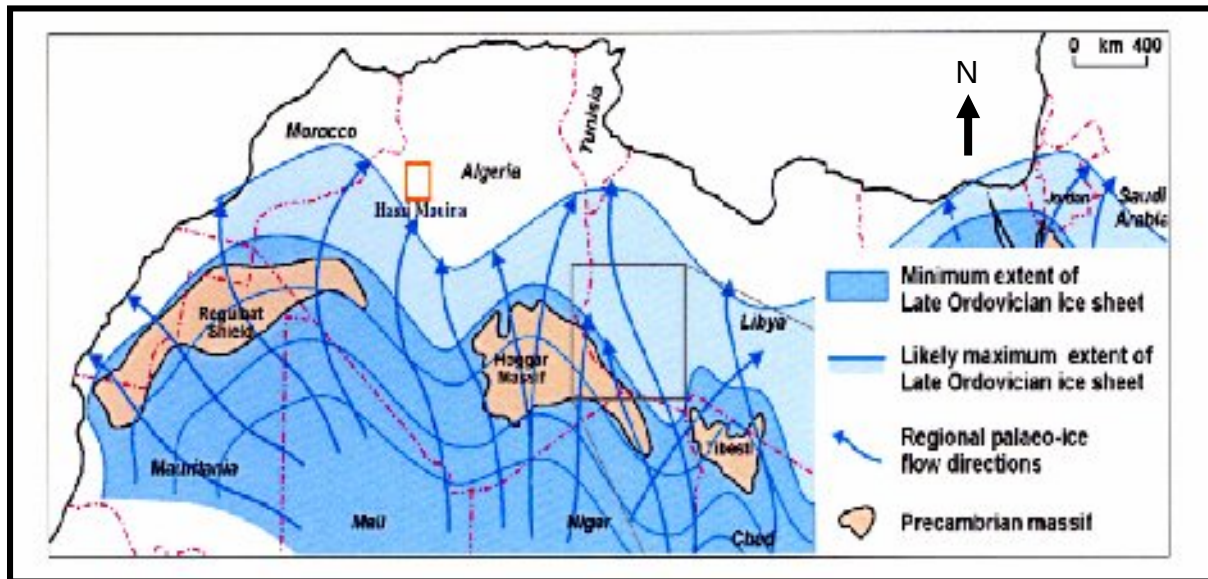


Figure.6. Les courants paléo-glaciers à l'Ordovicien supérieur (SONATRACH. 2009).

La variation latérale et verticale de dépôts glaciaires indique que la période Caradoc-Llandovery (10 Ma) avait connu plusieurs phases glaciaires séparées par des phases interglaciaires (FABRE, F. 1976., BEUF, S et al. 1971) liées à la fluctuation de l'islandsis (ROGNON, P et al. 1968., O. DI et al. 1969 in BEUF, S et al. 1971). Une tectonique glaciaire était enregistrée sur le terrain (Gevin, P. 1960-1968., DOURTHE, P et SERA, O. 1961 in JFABRE, J. 1976) exprimée par des chevauchements de front et sous glaces, des plis de moindre ampleur et enfin un épaissement de l'Ordovicien supérieur (1040 m) (D.D et SERA, O. 1961 in FABRE, F. 1976).

I.2.3- La distension de l'Ordovicien terminal- début Silurien

▪ A l'échelle du globe

A la fin de l'Ordovicien et le début du Silurien (440 à 430 Ma) l'océan Iapetus était devenu un océan étroit et la Gondwana migrait toujours vers le Nord (fig.2d) (SCOTES. 2001, CONDIE, k. 1997) et le mouvement de plaques était rapide durant le Silurien (SCOTSE. 1986 in BUMBY, A.J et Guiraud, R. 2005).

L'Afrique du Nord avait atteint une latitude basse (BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005), elle était sous des latitudes tempères puis tropicales (BUROLLET, P.F. 1997) conduisant à la fonte de la calotte glaciaire (BOUDJEMA, A. 1987., BEUF, S et al

1971., BUMBY, A.J et GUIRAUD. 2005) suivie par un réajustement isostasique, entraînant le remaniement superficiel des dépôts glaciaires (A. BOUDJEMAA, A. 1987., BEUF, S et al. 1971., FABRE, J. 1976). Cette fonte avait provoqué une transgression généralisée affectant la plus grande partie du Nord africain (BERRY et BOUCOUT. 1973., GRAY. 1985 in HANNICHE, M. 2002., BUMBY, A.J et R. GUIRAUD. 2005).

- A l'échelle de la plateforme saharienne

Le Nord du Hoggar était une zone subsidente au début du Silurien (LEGRAND, Ph. 1993 in PIERRE, F., BUROLLET, F in ARBEY, F et LORENZ, J. 1995). Cette transgression généralisée (CUNING. 1999-2000, SUTCHIFFE et al. 2000., CARR. 2002 in HANNICHE, M. 2002., FABRE, J. 1976) était échelonnée du Llandovérien inférieur-Llandovérien moyen (BEUF, S et al. 1971), elle n'était pas synchrone en tous points (FABRE, J. 1976., BEUF, S et al. 1971., A. BOUDJEMA, 1987). Jhon FABRE (1976) avait expliqué le diachronisme comme le résultat du dépôt des argiles à Graptolites dans des zones relativement indépendantes et différemment subsidées.

En effet, cette déglaciation était interrompue par des mouvements tectoniques exprimés par le jeu en failles normales des accidents sub-méridiens, ensuite le rejeu en inverse pour donner la place à des niveaux doléritique au passage Ordovicien-Silurien (BOUDJEMA, A. 1987), d'autres mouvements avaient débuté vers la fin du Wenlockien supérieur (410 à 420 Ma) et avaient duré jusqu'au Dévonien (FABRE, J. 1988), affectant les anciens accidents et engendrant un apport important du matériel détritique provenant du Sud-Est (BEUF, S et al, 1971).

I.2.4- La phase compressive de la fin Silurien

- A l'échelle du globe

La collision entre Laurentia et Baltica avait formé la chaîne des calédonides en Scandinavie (CONDIE, K. 1997., SCOTSESE. 2001) (fig.2e) et la chaîne des Appalaches en Amérique du Nord (CONDIE, K. 1997). L'océan Rheïque qui sépare le nouveau continent (Laurentia-Baltica) et la Gondwana qui avait été centrée approximativement au dessus du pôle Sud (CONDIE, K. 1997) avait commencé à se fermer progressivement (SCOTSESE. 2001).

- A l'échelle de la plateforme saharienne

Les contrecoups de l'orogénèse calédonienne récente (phase ardennaise) (MASSON et CIE. 1995) ont donné naissance à des plissements Est-Ouest et à la formation des bassins continentaux subsidés (RAPPORT SONATRACH. 1999), qui seront alimentés par les épandages détritiques du Dévonien inférieur orientés Sud-Est (FREULON, M.J. 1964., BOUDJEMA, A. 1987), résultant de l'érosion du Hoggar et ses parties méridionales (FREULON, J.M. 1964., BEUF, S et al. 1971., BOUDJEMA, A. 1987). L'exondation du Hoggar s'était fait par saccades et avait atteint son maximum au Wenlockien entraînant au Gédinnien la création de la première discontinuité sédimentaire régionale (BEUF, S. 1971). Les mouvements contemporains à cette phase avaient plissé et faillé les séries gothlandiennes observées dans la région de In Fezzan (FREULON, J.M. 1964).

I.2.5- La phase distensive du Dévonien inférieur

- A l'échelle du globe

Au cours de cette période, l'océan Rheïque était en cours de fermeture et les microcontinents d'Avalonia ont heurté Laurentia pour former plus tard la seconde phase des Appalaches ; la chaîne Acadienne d'âge Dévonien moyen 390 Ma (SCOTSE. 2001., BEUF, S et al. 1971) (fig.2f).

L'Afrique avec sa position interne dans le Gondwana, était localisée à la latitude moyenne du pôle Sud dont ce dernier pourrait être localisé ce qui est actuellement la Namibie (SCOTSE. 2001 et ANDERSON et al. 2005 in BURGOYNE, P.M et al. 2005). Le Nord africain était caractérisé par une régression généralisée (BUMBY, A.J et R. GUIRAUD. 2005) qui était également marquée à l'échelle de la plateforme saharienne.

- A l'échelle de la plateforme saharienne

Elle avait subi un changement tectono-sédimentaire lié aux rejeux de failles sub-méridiennes et des structures pré-existantes engendrant des mouvements distensifs, orientés Nord-Ouest/Sud-Est d'âge Gédinnien-Siegénien (BOUDJEMA, A. 1987) et Lochkovien-Praguien (ASKRI, H. 1995., HANNICHE, M. 2002), associés à une activité volcanique sous forme des coulées basiques dans la partie méridionale et orientale du Hoggar (Formation de Efeimazerta) (ASKRI, H et al. 1995., BOUDJEMA,

A. 1987., HANNICHE, M. 2002). Au cours de cette période, des nouvelles aires sédimentaires étaient individualisées (BEUF, S. 1971). Sur le plan sédimentaire, ces rejeux étaient accompagnés par des variations des épaisseurs et des faciès observées au niveau des môles de Tihemboka et d'Ahara et de nombreuses surfaces d'érosion (BOUDJEMA, A. 1987., HANNICHE, M. 2002).

Cette phase s'était terminée par une transgression générale d'âge Emsien, qui avait favorisé le dépôt de la formation d'Orsine, qui recouvre partiellement et en discordance les môles de Tihemboka et d'Ahara (BEUF, S et al, 1971., MOUSSINE-POUCHKINE. 1972 in BOUDJEMA, A. 1987).

I.2.6- La phase frasnienne : Dévonien moyen-Dévonien supérieur

▪ A l'échelle du globe

La collision définitive entre les microcontinents d'Avalonia et Laurentia (390 à 360 Ma) avait conduit à la formation de la chaîne acadienne (deuxième phase des Appalaches) et l'océan Rheïque en cour de fermeture (fig.2g) (SCOTSE. 2001).

Sur le continent africain cette période était marquée par une transgression favorisant le dépôt des carbonates.

▪ A l'échelle de la plateforme saharienne

La nature de cette phase est inconnue (BOUDJEMA, A. 1987; ASKRI, H et al. 1995), mais au Maroc (PIQUE, A. 1981-1983 in BOUDJEMA, A. 1987) avait motionné des mouvements distensifs dans la Méseta marocaine Nord occidentale (Bassin de Sidi Bettache) d'âge Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, de même WENDI, J (1985 in BOUDJEMA, A. 1987) avait mentionné des mouvements distensifs dans la partie orientale de l'Anti-Atlas d'âge Dévonien moyen-Dévonien supérieur.

BEICIP-SONATRACH (1975 in BOUDJEMA, A. 1987) avaient indiqué la présence d'une discordance dite "discordance frasnienne" dans la région de Zarzaitine (fig.7) (basin d'Illizi) et le flanc Ouest du môle de Tihemboka (fig.8), cette discordance est en effet la superposition de deux discordances suivie chacune par une transgression marine (dépôts carbonatés) ; la première discordance marque le sommet de l'Emsien qui était légèrement érodé et la deuxième est intra-Dévonien supérieur (Famennien) (BOUDJEMA, A. 1987), avait érodé les formations sous jacentes pour se

superposer à la première (absence des séries du Dévonien moyen et les termes anté-famenniens) (ESCHARD et al. 2000).

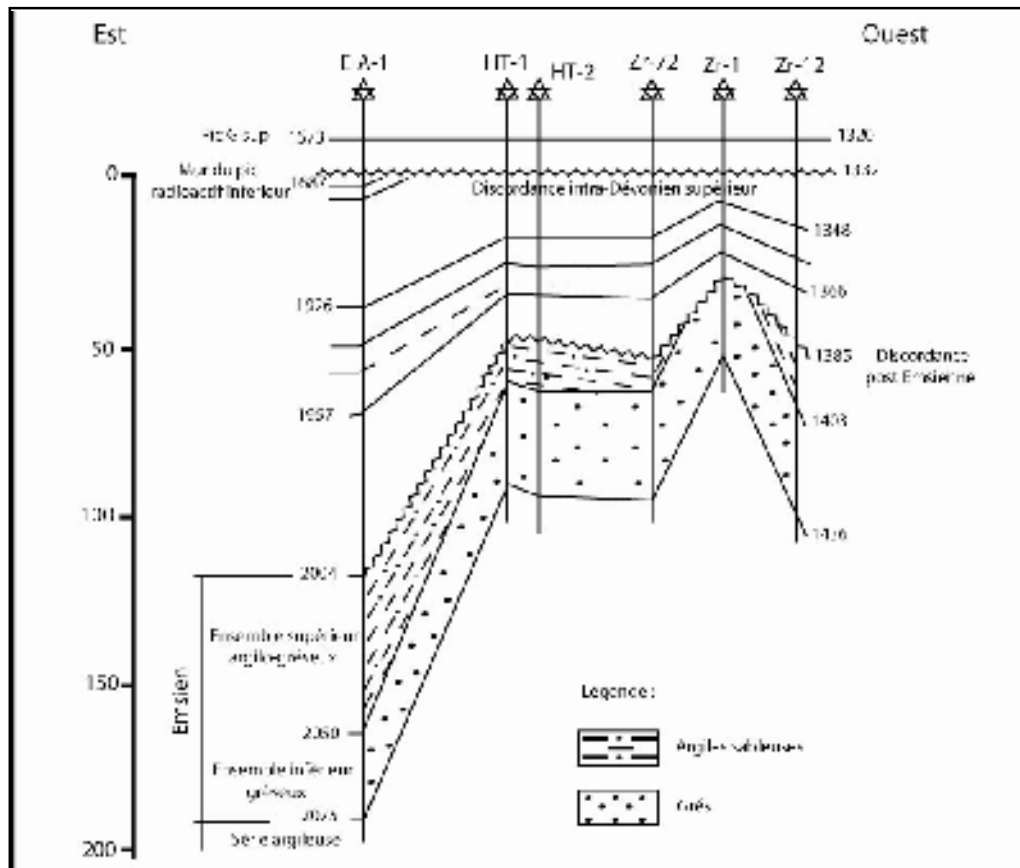


Figure.7. La discordance poste-emsienne et la discordance intra-Dévonien supérieur dans la région de Zarzaïtine- bassin d'Illizi (BOUDJEMA, A. 1987).

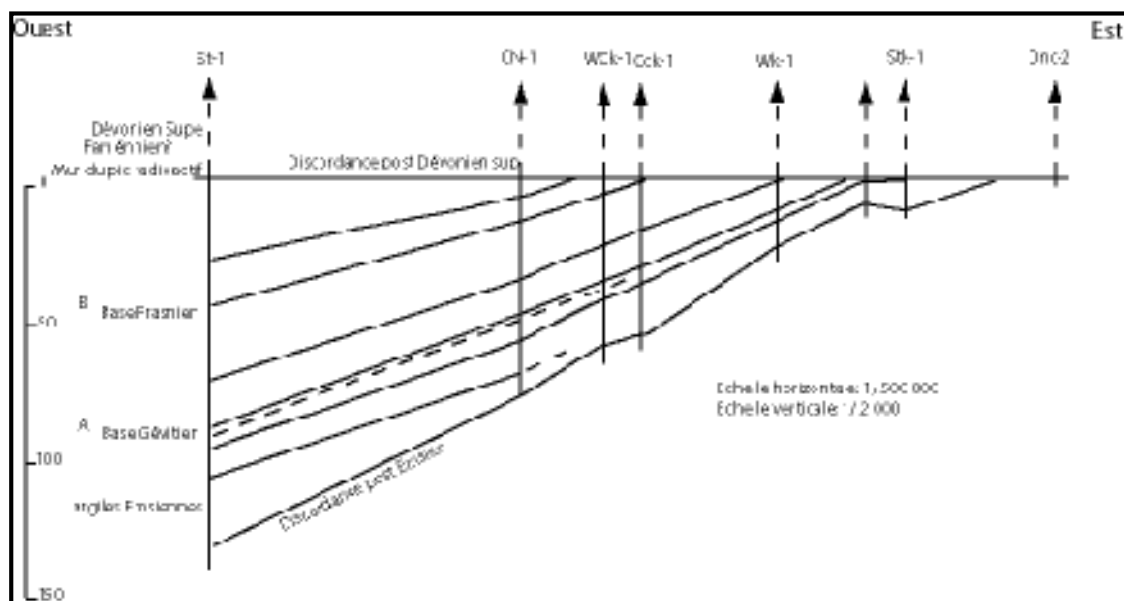


Figure.8. La discordance intra-dévonienne supérieure sur le flanc occidental du môle Tihemboka (BOUDJEMA, A. 1987).

I.2.7- La phase post Famennien : fin Dévonien-Début Carbonifère

▪ A l'échelle du globe

L'ensemble des continents (Gondwana, Laurentia et Avalonia) s'était rapproché et l'océan Rheique était presque fermé (fig.2h) (SCOTSE. 2001). Tandis que l'Afrique s'était heurtée à Laurentia du Sud Est (CONDIE, K. 1997), alors que le Nord africain avait subi une déformation mineure liée à l'évènement bretonne (Phase varisque ancienne) (MASSON et CIE. 1965), associée au départ de la subduction vers le Nord de la Paléo-Téthys (BUMBY, A.J et Guiraud, R. 2005).

▪ A l'échelle de la plateforme saharienne

La phase était manifestée en forme d'une discordance qui était mise en place par les corrélations électriques réalisées par BEICIP-SONATRACH (1975) dans le réservoir F₂ de la structure d'Assekaifaf (bassin d'Illizi) (fig.9) à la base du Carbonifère (BOUDJEMA, A. 1987). Elle était interprétée comme une zone de lacune micro-paléontologique (zone à *Lepidophytus* SO) (ATTAR, A et al. 1980 in BOUDJEMA, A. 1987). Cette zone était réduite à absence au Sud-Ouest de la plateforme saharienne et plus développée vers l'Est (BOUDJEMA, A.1987., ASKRI, H et al. 1995).

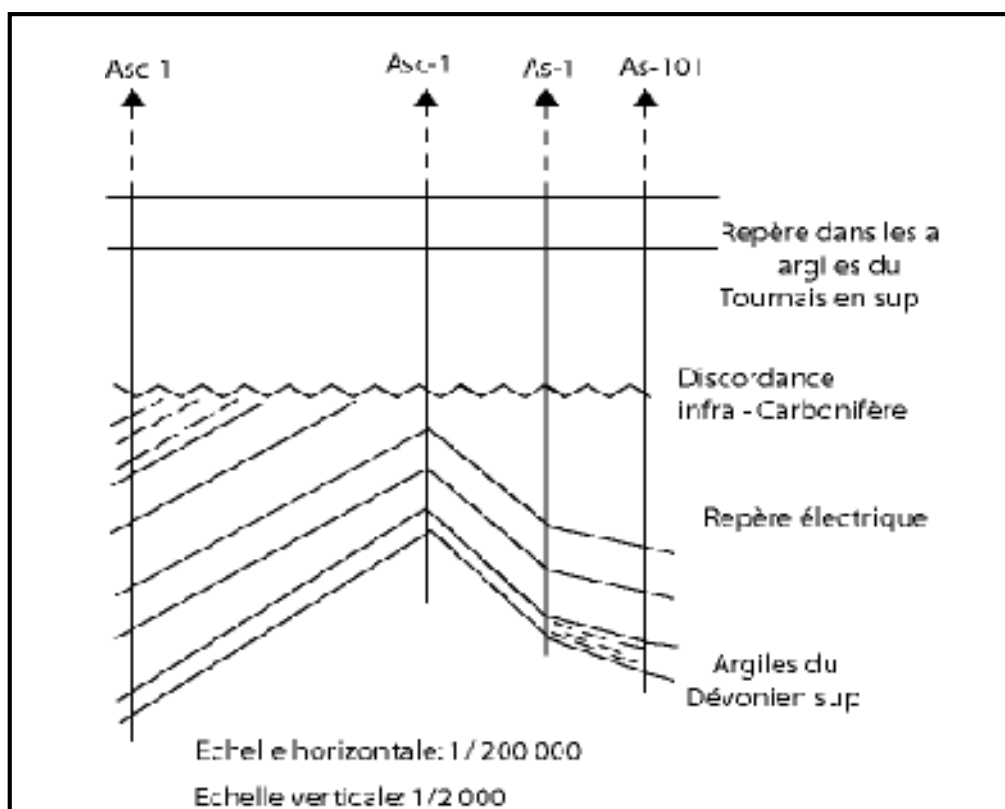


Figure.9. La corrélation électrique dans le F₂ de la structure d'Assekaifaf qui a mis en évidence une discordance infra-carbonifère (BOUDJEMA, A. 1987).

I.2.8- L'orogénèse hercynienne : Carbonifère-début Permien

▪ A l'échelle du globe

L'orogénèse hercynienne date de 350 à 280 Ma (GUIRAUD, R et CIE. 2003 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005), elle était contemporaine avec la collision entre Laurentia-Baltica et la Gondwana (fig.2i) (TORSVIK. 1998 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005., SCOTSE. 2001).

La plaque africaine avait une position relativement couchée par rapport au méridien et sa partie Sud s'était trouvée près du pôle Sud (fig.2i) (BUROLLET, P.F et al. 1995), l'orogénèse hercynienne était enregistrée dans sa partie Nord occidentale, qui était affectée à quelque degré (absence des zones de suture) (HADDOUM et al. 2001; GUIRAUD, R et al. 2005).

▪ A l'échelle de la plateforme saharienne

L'orogénèse était traduite par des déformations intra-plaques (HADDOUM et al. 2001 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005) et parfois par réactivation le long des anciennes zones de suture d'âge pan-africain; le cas du bassin de l'Ahnet qui s'est développé le long de la zone mobile Trans-saharienne (BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 2005) avec des plis moulés dans les sédiments (BUROLLET, P.F. 1997).

Une chaîne d'âge hercynien était formée au Nord Ouest du bassin d'Illizi par la suite de la phase compressive hercynienne d'âge Viséen-début Permien (BOUDJEMA, A. 1987) dont l'analyse micro-structurale avait indiqué une direction de serrage N040° compatible avec les structures Nord-Ouest/Sud-Est (ASKRI, H et al. 1995) et les mouvements tectoniques étaient attribués à deux phases (BEICIP-SONATRACH. 1975) :

▪ Une phase hercynienne précoce

C'est une phase compressive N040°, qui avait lieu au Viséen supérieur, elle a engendré :

- L'individualisation de certaines structures sur les accidents orientés Nord-Ouest/Sud-Est dans la région orientale du bassin d'Illizi (Zarzaïtine-Ilfane).
- La formation des plis dans la chaîne d'Ougarta (BLES, J.L. 1969 in BOUDJEMA, A. 1987).
- La formation des structures Nord-Ouest/Sud-Est le long des accidents sub-méridiens.

- L'apparition des dépôts détritiques dans le bassin de Bechar provenant de l'Ouest/Sud-Ouest (emplacement actuel des monts d'Ougarta).

- Une phase hercynienne majeure

C'est une phase compressive orientée N120° d'âge post namurien-anté-permien, elle était retrouvée au Maroc avec un âge identique (FABRE, J. 1976 in HANNICHE, M. 2002), elle a provoqué l'arrêt complet de la sédimentation détritique dans le bassin d'Illizi, dont la série de Tiguentourine était d'origine lagunaire (Argiles rouges et gypse) et la mise en place des structures Nord-Est/Sud-Ouest.

Dans la partie occidentale du bassin d'Ahnet deux directions majeurs de compression Nord-Est/Sud-Ouest et Ouest-Nord/Est-Sud est correspondant à une déformation continue, dont la géométrie reflète l'association de deux régimes transcurrents et chevauchements, contrôlés par la présence d'un couloir de déformation d'une pré-fracturation du bâti précambrien (ZAZOUN, R.S. 2002).

Par ailleurs les mouvements majeurs de l'orogénèse hercynienne avaient favorisé l'apparition d'une discordance infra-westphalien qui était localisée dans la structure d'Edjeleh (Bassin d'Illizi) et dans la région de Bordj-Nili (Nord Ouest du bassin triasique) (BEICIP-SONATRACH. 1975), ils avaient provoqué le bombement des monts d'Ougarta. Ces mêmes mouvements avaient été signalés au Maroc central (WENDT. 1988 in HANNICHE, M. 2002).

I.2.9- Les mouvements distensifs du Permien

- A l'échelle du globe

La Gondwana avait été dérivée vers le Nord et était entrée en collision avec Laurentia pour former le super-continent de la Pangée (fig.2j), elle était étendue du pôle au pôle (SCOTSE. 1997 in BUMBY, P.M et al. 2005). A la fin du Permien l'équateur avait été localisé entre les deux super-continents (Gondwana et Laurentia) (BURGOYNE, P.J et al. 2005).

Egalement l'Afrique avait été dérivée vers le Nord $\pm 35^\circ$ (BUROLLET, P.F. 1997), caractérisée par une émergence généralisée avec des incursions marines. Un caractère distensif apparaît au Maroc avec de demi-fossés à sédimentation continentale rouge (BUROLLET, P.F. 1997). La marge Nord de l'Afrique avait été changée à partir d'une marge convergente (associée avec la fermeture de la Paléo-Téthys) à une marge

passive où la Néo-Téthys avait commencé à s'ouvrir (WILSON et GUIRAUD, R. 1998 in BUMBY, A.J et GUIRAUD, R. 1998).

▪ A l'échelle de la plateforme saharienne

L'image structurale de la plateforme saharienne au cours du Permien est illustrée par la figure.10, cette dernière montre que le raccourcissement du fin Carbonifère orienté Nord Ouest/Sud Est a engendré la formation de plusieurs zones de plissement accompagné par le soulèvement des principaux moles préexistants, réactivation des principales failles subméridiennes en jeux décrochant.

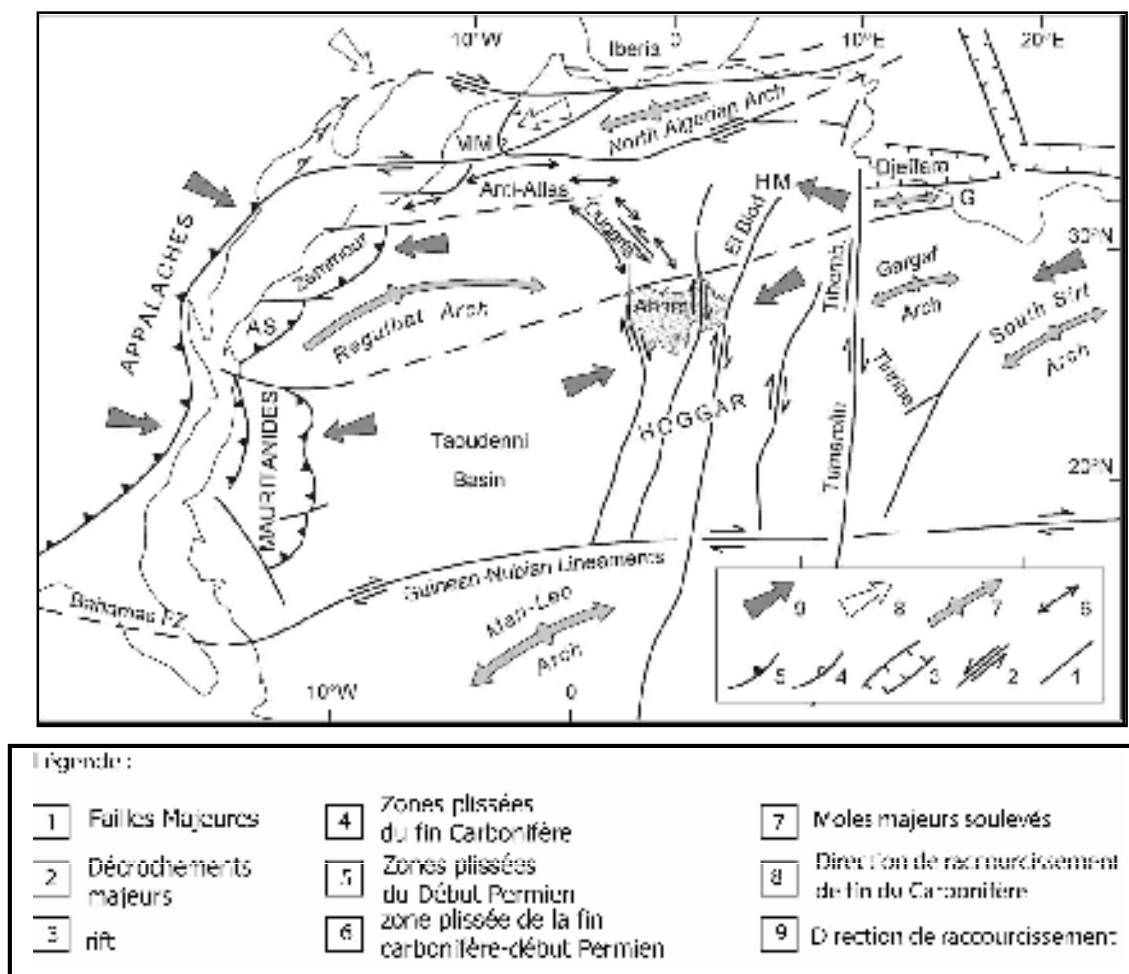


Figure.10. La déformation de la plateforme saharienne au début du Permien (modifié par HADDOUM et al. 2001).

Résumé (1)

Les principaux traits structuraux de la plateforme saharienne étaient acquis au cours de deux périodes :

➤ La période précambrienne : la majeure structuration de la plateforme saharienne a été acquise au cours de l'orogénèse pan-africaine, qui a été à l'origine d'un grand réseau de fractures ; Nord-Sud, Nord Est-Sud Ouest, Nord Ouest-Sud Est (ZAZOUN, R.S. 2002) caractérisé par des accidents sub-méridiens interprétés comme des décrochements à rejet horizontal (100 Km) (CABY, R. 1968 in CABY, R. 1970). Les décrochements dextres étaient affectés par un réseau de failles conjuguées Nord-Est/Sud-Ouest et les décrochements senestres étaient décalés par des failles orientées Nord-Ouest/Sud-Est (BOUDJEMA, A. 1987., ASKRI, H et al. 1995., Ball, 1980 in GUIRAUD, R et al. 2005). Les grands accidents avaient découpé le socle précambrien de la plateforme saharienne en trois compartiments principaux (occidental, centrale et oriental) (BOUDJEMA, A. 1987) :

➤ La période paléozoïque a été la période de la succession d'au moins de six phases tectoniques qui ont structuré et restructuré la plateforme saharienne :

- La phase distensive post pan-africaine du Cambrien moyen-Ordovicien moyen avait favorisé la mise en place des premiers termes de la couverture sédimentaire paléozoïque de la plateforme saharienne et avait dessiné les grands traits de ses futurs bassins sédimentaires, qui étaient présentés sous forme de secteurs plus ou moins subsidés avec des conditions de dépôt homogènes à tout point (J.C. CARRIGER, J.C et SURUM, J. 1963 in FABRE, J. 1976).
- La phase compressive du Caradoc-Ashgillien (Ordovicien supérieur) était liée à la grande phase Taconique caractérisée par des changements radicaux sur le plan tectonique et le plan climatique, le premier était exprimé par le soulèvement régional des boucliers Réguibat (Eglab) et Touareg (Hoggar) et le deuxième par l'installation d'une calotte glaciaire au Sahara central.
- La fonte de la calotte glaciaire fini-ordovicienne associée aux rejeux isostasiques avait provoqué une transgression généralisée sur toute la plateforme saharienne qui avait entraîné le dépôt des argiles noires à Graptolites du Silurien inférieur. Les contrecoups de la phase orogénique calédonienne avaient provoqué l'exondation du

Hoggar et ses parties méridionales, suivi par une érosion intense atteignant le socle.

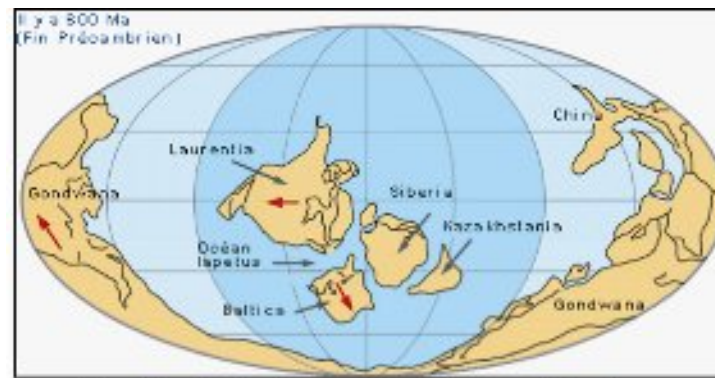
- La phase Frasnienne (Dévonien supérieur) était matérialisée par la présence de deux discordances d'âge Emsien (Dévonien moyen) et Famennien (Dévonien supérieur), qui étaient souvent superposées par la suite d'une érosion, dont la nature des mouvements reste inconnue.
- La phase post Famennien avait mis en place une discordance à la base du Carbonifère « Discordance infra-carbonifère » dont les formations du Tournaisien supérieur étaient reposées sur les formations du Dévonien (lacune micro-paléontologique).
- L'orogénèse Hercynienne (Viséen supérieur-anté Permien) était bien exprimée dans le bassin d'Illizi où l'ensemble Tournaisien-Viséen supérieur avait enregistré les mouvements précoces de cette phase (N040°) accompagnés par l'individualisation de certaines structures sur les axes orientés Nord-Ouest/Sud-Est (Zarzaïtine-Iferane), suivie par des discordances bien marquées à la base du Westphalien, à eux-mêmes se rattache le bombement des monts d'Ougarta. Or les mouvements majeurs de cette phase avaient lieu au post namurien-anté permien et avaient conduit à l'arrêt total de la sédimentation lagunaire dans le bassin d'Illizi.

La partie orientale de la plateforme saharienne a été structurée durant cette géodynamique globale en (03) trois grands gradins structuraux plongeant successivement vers le Nord (ALIEVE et al. 1971) :

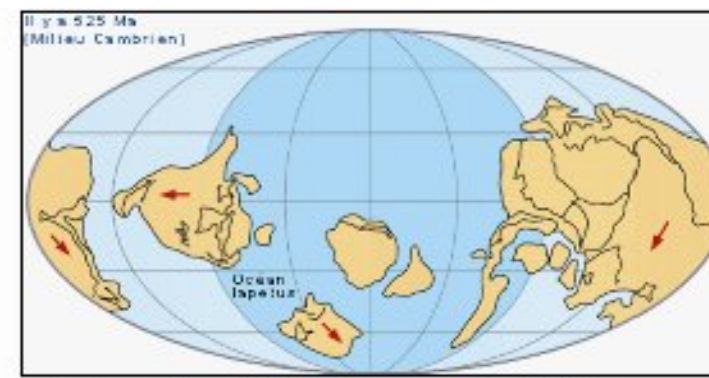
A- Le gradin Sud : contigu au massif de Hoggar représente un grand monoclinal et homoclinal d'Illizi sud. Il se situe entre les môles d'Amguid et de Tihemboka avec une couverture sédimentaire d'épaisseur varie entre 1000-1500 m reposée sur un socle à pendage doux ;

B- Le gradin central : englobe la demi dépression d'Illizi central, le môle de Zarzaine-Alrar (à l'Est) et la demi voûte de Tin Fouyé à l'Ouest ;

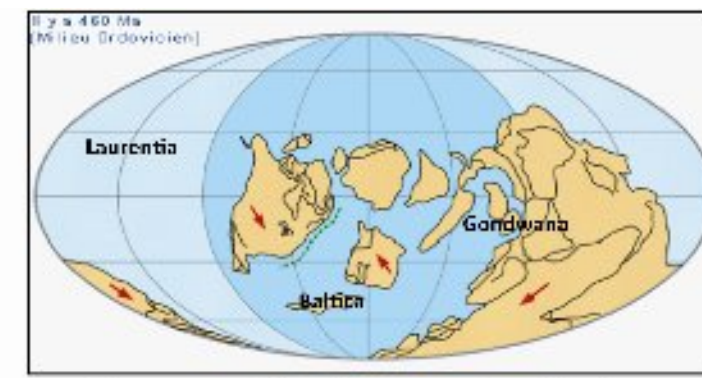
C- Le gradin Nord : le plus abaissé, forme la dépression Berkine où l'épaisseur de la couverture sédimentaire dépasse 7000 m. Au Nord, la dépression est limitée par le soulèvement de Karkef dont le Paléozoïque repose à la profondeur moins de 1500 m.



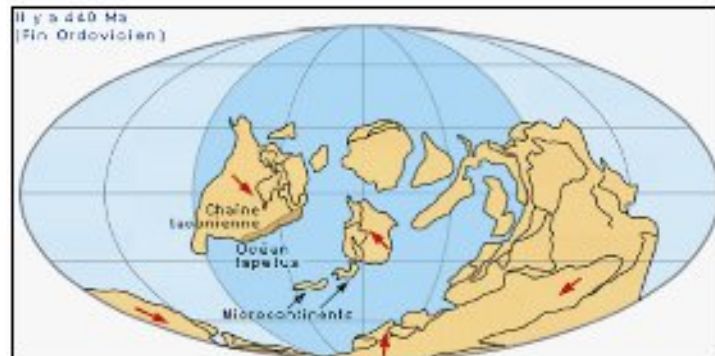
a: Apparition du Gondwana Est et Gondwana Ouest



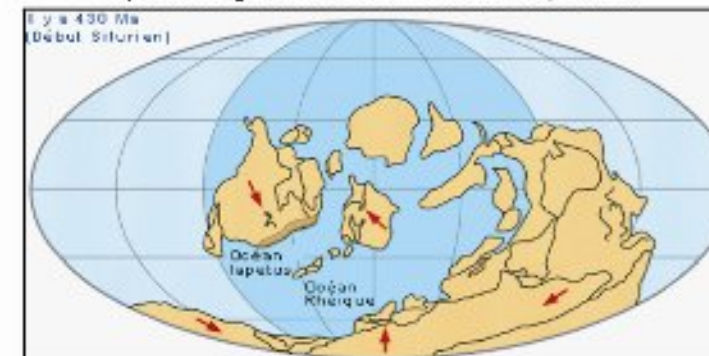
b: Ouverture ensuite fermeture progressive de l'océan Iapetus et migration du Gondwana vers le pôle Sud



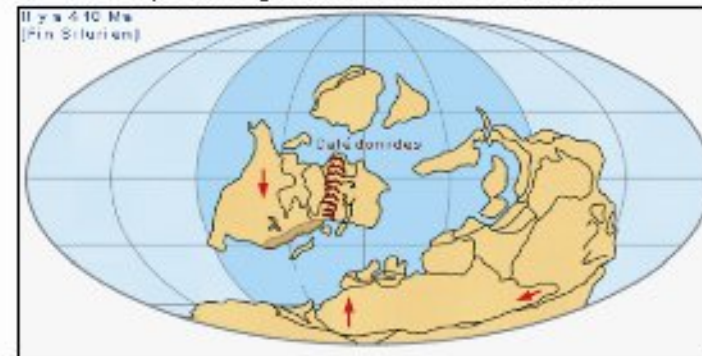
c: Ouverture ensuite fermeture progressive de l'océan Iapetus et migration du Gondwana vers le sud



d: Migration du Gondwana Vers le Sud ensuite vers le Nord



e: Ouverture ensuite fermeture progressive de l'océan Iapetus et migration du Gondwana vers le pôle Sud



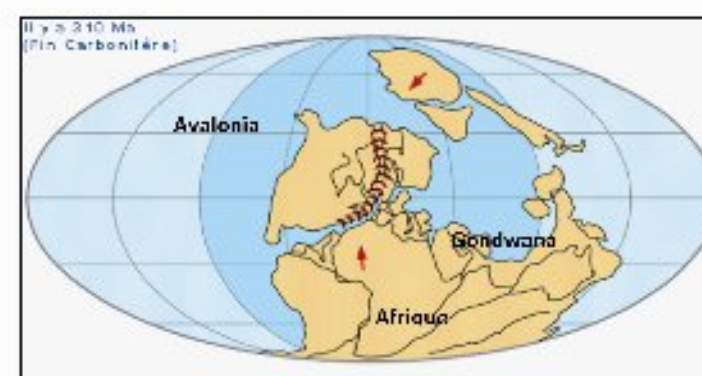
f: Formation de la chaînes des calédonides



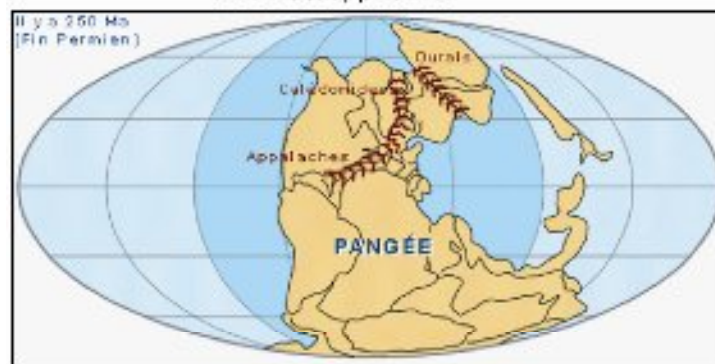
g: Fermeture de l'océan Rheique et la formation de la chaîne des appalaches



h: Fermeture de l'océan Rheique et migration du Gondwana vers le Nord



i: Collision entre Laurentia-Baltica et migration du Gondwana vers le Nord



j: Formation de la Pangée par la collision entre la Gondwana, Laurentia Baltica

→ Sens de déplacement relatif des plaques continentales

II- LITHOSTRATIGRAPHIE PALEOZOIQUE DE LA PLATE FORME SAHARIENNE

Cette partie a pour but l'évolution litho-stratigraphique vertical du Paléozoïque et faire une première synthèse sur le système dévonien et connaître la situation stratigraphique du réservoir gédinnien dans la partie orientale de la plate forme saharienne.

La plate forme saharienne comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins sédimentaires séparés par des zones hautes.

Actuellement ces bassins appartiennent à trois provinces pétro-gazeifères (fig.11), de l'Ouest en Est:

A- La Province Occidentale

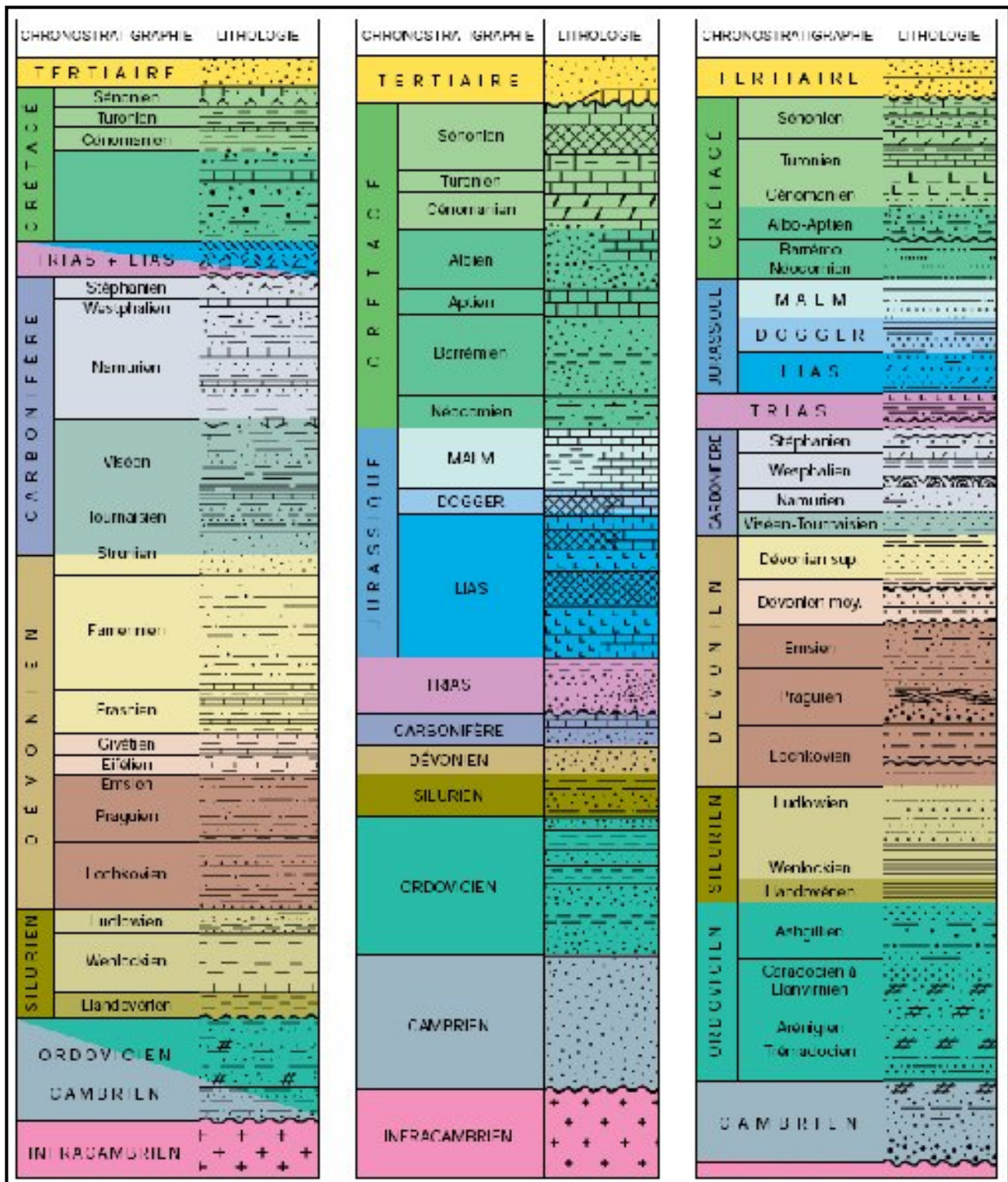
Elle comprend les bassins de Tindouf, Reggane, Ahnet-Timimoun, Béchar, Mouydir et la cuvette de Sbâa. Ces bassins sont à remplissage essentiellement paléozoïque (Cambrien au Namurien) et le Mésozoïque y est peu développé. La puissance de la couverture sédimentaire varie de 3500 m (Reggane) à 8000 m (Tindouf).

B- La Province Centrale (Triasique)

Elle représente la partie septentrionale de la plate forme saharienne, englobe les bassins de Mouydir et de l'Aguemour-Oued Mya, comblée par une puissante série sédimentaire (5000m à Oued May) dont le Paléozoïque est souvent érodé, le Mésozoïque est présent du Trias au Crétacé et le Cénozoïque est représenté par du Mio-Pliocène.

C- La Province Orientale

Elle rassemble les bassins de Berkine et d'Illizi. La série sédimentaire est complète, dont l'épaisseur est supérieure à 6000 m dans le bassin de Berkine et va du Cambrien à l'Actuel.



La colonne
stratigraphique de la
province Occidentale

La colonne
stratigraphique de la
province Centrale

La colonne
stratigraphique de la
province Orientale

Figure.11. La couverture sédimentaire dans les trois provinces pétrolières

(WEC. 2007)

II.1- Le Paléozoïque

Les sédiments paléozoïques sont bien développés dans la partie orientale et centrale de la plate forme saharienne étant partout transgressifs et discordants sur le socle précambrien. La sédimentation apparaît débiter au Cambrien moyen mais sans preuves paléontologiques (FABRE, J in BEKKOUCHE, D. 1992).

Du point de vue stratigraphique, les couches paléozoïques s'organisent en six principales séquences de deuxième ordre représentant des cycles eustatiques de longue durée (15 à 80 Ma) (FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in MACGREGOR, S.D et al. 1998). Des corrélations stratigraphiques à travers la plate forme saharienne ont été établie pour chaque séquence afin d'illustrer leur continuité latérale ainsi que la variation de faciès et d'épaisseur.

II.1.1- La séquence (1) : Cambrien-début Ordovicien

En générale elle est représentée par des grès et des quartzites à passés conglomératiques et elle est mieux connu dans la province triasique (Champ de Hassi Messaoud ; H. ASKRI et al, 1995).

La limite inférieure coïncide avec la discordance pan-africaine sur le soubassement précambrien (surface intra-tassilienne) (BEUF, S et al. 1971) et elle est corrélable à l'échelle de la plate forme saharienne (fig.12a). Elle est affectée par une pente sédimentaire vers le Nord au cours du Cambrien, qui persiste durant tout l'Ordovicien et qui se répète au Dévonien (BEUF, S et al. 1969 in BEUF, S et al. 1971), ce qui favorise l'apparition d'une polarité sédimentaire ; généralement un amont au Sud et un aval en direction du Nord (BERTRAND et SARFATI et al. 1977 in BEKKOUCHE, D. 1992).

A- Le prisme de bas niveau (Lowstand Systems Tract, LST)

Il correspond aux formations molassiques de la chaîne pan-africaine, conservées dans les bassins résiduels et les grabens étroits. Les dépôts de ce prisme affleurent dans (FABRE, J. 1971) (Tab.1) :

- Le Hoggar occidental : représentées par la série pourprée de l'Ahnnet.
- L'Adrar des Iforas : représentées par la série Nigritienne.
- Le Hoggar oriental : représentées par série Tiririne.

De l'Ouest vers l'Est (fig.12a) a montré que le prisme LST est plus développé à l'Ouest qu'à l'Est avec un faciès plus au moins constant :

Au niveau des monts d'Ougarta, il est représenté par deux formations :

- La formation d'Arkose Sebkha El Mellah : formée par des grès arkosiques grossiers à débris de roches volcaniques à la base, suivis par un banc de grès à stratifications obliques à Tigillites surmontés de grès grossiers quartzeux à minces niveaux argileux (BELHADJ et FEKIRINE, 1997-2003). Cette formation est l'équivalent du Cambrien inférieur du Maroc (Excursion géologique. 2000).

- La formation de Quartzites de Ain Nechâa : composée de deux ensembles de grès quartzitiques moyens à grossiers, à Tigillites séparés par des intervalles plus argileux. Vers l'Est et au niveau du puits TG-1, le prisme LST devient moins épais représenté par la formation de Grès de Hassi Leila qui est l'équivalent de quatre unités réservoirs (FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in MACGREGOR, S et al. 1998 et BOUD, A. 1987), de bas en haut (BRP et al. 1964 in FABRE, J. 1976) on a :

- * L'unité « R₃ » : grès grossiers à conglomératiques à la base correspondant au comblement de la pédiplaine tassilienne.
- * L'unité « R₂ » : grès moyens à grossiers très argileux.
- * L'unité « Ra » : grès grossiers à fins, à passées d'argiles.
- * L'unité « Ri » : grès isométriques, glauconieux avec dominance de Tigillites et de Lingulidae, surmontée par une zone d'alternance d'argile et de grès.

Plus au Sud Est au niveau des affleurements de Tassili N'Ajjer le LST est toujours détritique formé par deux formations :

- La formation de conglomérats d'El Mongar (unité « I ») : des lentilles à caractère intra-formationnel (ABDESSELAM ROUGHY, F. 1989).
- La formation de Grès de Tin Taradjelli (l'unité « II ») : des épandages sableux d'un fleuve en tresses provenant du Sud à grand litage oblique (BEUF, S et al. 1971; LATRACH; ABDESSELAM ROUGHY, F. 1989), ils sont appelés aussi par KILAN (1971) «les grès inférieurs».

Le cortège de bas niveau marin se termine par un niveau repère connu sous le nom de « la dalle à Lingules » d'âge trémadoc avec l'apparition des premiers fossiles (B. FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in D.S. MACGREGOR, D.S et al. 1998). Ces dépôts sont

développés dans un milieu fluviatile à haute énergie à la base passant vers le haut à un milieu côtier peu profond (BOOT, D et al in MACGREGOR, D.S et al. 1998; BEUF, S et al. 1971; LEGRAND, Ph. 1983; BEUF, S et al. 1971 in MACGREGOR, D.S et al. 1998 et FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in MACGREGOR, D.S. 1998).

B- L'intervalle transgressif (Transgressive Systems Tract, TST)

Les dépôts reposent sur le prisme de bas niveau marin séparés par une surface de transgression (Dalle à Lingules), ils sont présents dans les affleurements d'Ougarta représentés par la partie inférieure des argiles de Foum-Tineslem, se sont des argiles sombres, gréseuses, micacées, glauconieuses (BELHADJ, H et FEKIRINE, B. 2003). Comme ils sont présents dans la partie centrale de la plate forme saharienne où le puits UC-301 a traversé les grès de Miribel sous forme d'une alternance d'épais lits de grès quartzeux et argiles noires silteuses glauconieuses (fig.12a). De même le puits TG-1 a rencontré les sédiments transgressifs au niveau de la zone d'alternance de grès fins, bioturbés à stratification en mamelonné (hommoky cross bedding), à argiles noires et argiles silteuses grisâtres.

C-La surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface, MFS)

La ligne de rivage pendant l'inondation maximale est probablement placée au Sud (FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in MACGREGOR, D.S. 1998). Elle est manifestée au niveau des affleurements d'Ougarta par un intervalle condensé à glauconite et phosphate.

D- Le prisme de haut niveau (Highstand Systems Tract, HST)

Au niveau des monts d'Ougarta, les dépôts de HST sont représentés par la partie supérieure des argiles silto-gréseuses de Foum Tineslem, en allant vers l'Est au niveau du puits TG-1 le HST est plus épais représenté par deux formations :

- Argiles d'El Gassi : formée d'argiles noires carbonatées, glauconieuses, avec une faune planctonique (Trémadoc supérieur).
- Grès d'El Atchan : composé de grès feldspathiques, localement conglomératiques, glauconieux, à forme micro-planctonique et de Graptolites (Trémadoc supérieur).

A l'Est et au niveau des Tassili N'Ajjer, le prisme de haut niveau marin est réduit (40 m) représenté par la formation de Vire du Mouflon (unité « III-1 ») d'âge trémadocien (ABDESSELAM ROUGH, F. 1989), elle repose en discordance sur l'unité « II » (discordance de l'Oued Messiradjène- phase Taconique) (IFP de 1961-1962 in BEUF, S. 1965). Elle est formée de grès fluviatiles anostomosies au Sud (BEUF, S. 1965, LEGRAND, Ph. 1983 et BEUF, S et al. 1971 in BEKKOUCHE, D. 1992). Le faciès à Tigillites et d'autres fossiles (Trilobites, Brachiopodes) indiquent un régime marin interrompu par des périodes d'arrêt de sédimentation (BEUF, S. 1965).

Cette tendance de sédiment est progressivement plus marine à partir du Sud-Est au Nord-Ouest, avec une ligne de rivage placée dans la région de Tassili N'Ajjer.

II.1.2- La Séquence (2) : Début Ordovicien-Fin Ordovicien

La limite inférieure est très bien marquée en affleurement dans la chaîne d'Ougarta, cette limite se manifeste comme une surface d'érosion claire recouverte par un intervalle ferrugineux à oolites et galets d'argiles. Au niveau des affleurements des Tassili N'Ajjer (fig.12b) elle est prise au sommet des grès massifs, tandis qu'en subsurface (puits TG-1) la limite est prise à la fin de l'augmentation de la réponse du Gamma Ray (FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in MACGREGOR, D.S. 1998).

A- Le prisme de bas niveau marin (Lowstand Systems Tract, LST)

Il est composé de grès massifs à rares stratifications horizontales, grès moyens à Scolithes, vers le haut la granulométrie devient fine par endroit.

A l'Ouest et au niveau des monts d'Ougarta, le LST est présenté par la formation de Kheneg El-Aatene (200m) composé de grès-argileux micacée à la base surmontée d'un ensemble massif de quartzites à grandes Tigillites à niveaux ferrugineux, qui annoncent une transgression. Le prisme de bas niveau marin est totalement absent au niveau du puits UC-101 et réapparaît au niveau du puits TG-1 avec une épaisseur plus importante représentée par la formation de Quartzites de Hamra. A l'Est au niveau de Tassili N'Ajjer le LST beaucoup moins épais (50 m), matérialisé par formation de la Banquette (unité « III-2 »), qui est constituée de grès fins à grossiers quartzeux à dominance de joints stylolithiques et Tigillites (ABDESSELAM ROUGH, F. 1989).

Les dépôts du prisme de bas niveau marin proviennent de Sud et déposés dans un milieu côtier peu profond de haute énergie, avec variation de subsidence et une déformation syn-sédimentaire (FABRE, J. 1976).

B- L'intervalle transgressif (Transgressive Systems Tract, TST)

Généralement les dépôts transgressifs sont formés des alternances de grès et d'argiles à dominance argileuse vers le haut. En affleurement des monts d'Ougarta les dépôts transgressifs sont représentés par le membre inférieur de la formation d'argile de Foug Ezeidya qui débute par un horizon ferrugineux surmonté par une argile silteuse. En profondeur ces dépôts sont traversés par le puits TG-1, le puits a mis en évidence deux formations :

- Les grès d'Ouargla : grès fins à moyens, quartzitiques, argileux avec une faune d'âge Arenig supérieur.
- Les argiles d'Azzel : argiles noires fossilifères (Graptolites, Brachiopodes, Lamellibranches et Trilobites) d'âge Llanvirien à Liandeilien.

Au Sud Est et dans les affleurements des Tassili N'Ajjer le facies est conservé ; les grès de l'unité III-2 sont surmontés par des argiles. La limite supérieure du prisme coïncide avec la surface d'inondation maximale, marquée dans les Tassili N'Ajjer par un mince intervalle d'argiles glauconieuses et dans l'Ougarta par un intervalle de carbonates noduleuses.

Les dépôts transgressifs indiquent une plate forme continentale approfondie progressivement, à dominance d'action de marées dont la ligne de rivage a été migrée encore progressivement vers le Sud.

C- Le prisme de haut niveau marin (Highstand Systems Tract, HST)

Il est très développé dans les monts d'Ougarta, il est composé par :

- Le membre inférieur de la formation d'argile de Foug Ezeidya, qui est formé de grès fins silteux à miches carbonatées et se termine par un membre grès-argileux, à niveaux ferrugineux (Excursion géologique. 2000).
- La formation de Bou-M'Haoud (100m) : est constituée de grès quartzeux et argileux, ferrugineux à niveaux conglomératiques et à stratifications entrecroisées.

Au niveau du puits TG-1, le HST est beaucoup moins épais, représenté par :

- Les grès d'Oued Saret : grès argileux ou quartzitiques à conglomérat, clôturés par un banc de calcaire ou de dolomie fossilifère d'âge caradocien.
- La formation d'In Tahouite «unité III-3 » : elle est composée à la base des grès fins à stratifications horizontales et à Tigillites, passant au sommet à des grès fins à grossiers à Tigillites et stratifications obliques.

II.1.3- La séquence (3) : Ashgill-Début Llandovery

La limite inférieure correspond à un réseau de vallées affaissées (Tassili), parfois repose sur le socle, conséquence de l'érosion liée à l'évènement taconique. En affleurement la limite est prise à la base d'un lit conglomératique ferrugineux (Excursion géologique. 2000), qui coïncide parfois avec une discordance de ravinement (Ougarta), c'est une surface de base (Surface bondary, SB) (fig.12c).

A- Le prisme de bas niveau (Lowstand Systems Tract, LST)

Le prisme de bas niveau marin au niveau des monts d'Ougarta est présenté par la formation des grès de Djebel Serraf : attribués à l'épisode glaciaire (Ordovicien terminal), elle est composée de grès quartzitiques, la surface supérieure comporte des silts en plaquettes ; c'est une limite séquence incomplète (BELHADJ, H et FEKIRINE, B. 1997-2003). En allant vers le centre et le Sud Est de la plate forme saharienne le LST est totalement absent en affleurement et en sub-surface.

B- L'intervalle transgressif (Transgressive Systems Tract, TST)

Il est présent partout avec des épaisseurs variables. Il est composé des argiles monotones noires avec fragments de roches dispersées et grains de quartz.

Au niveau des monts d'Ougarta les dépôts transgressifs sont formés par la formation des argiles d'El Kseib (FABRE, J; in Excursion géologique. 2000) qui sont d'origine marine, comportant des intercalations gréseuses et de silts en plaquettes à galets de quartz.

Au niveau du puits UC-101 l'intervalle transgressif est plus épais, représenté par des argiles micro-conglomératiques, noires silteuses à nombreuses dragées de quartz déposées dans un milieu marin lors de la fonte d'Iceberg associées à un matériel silico-argileux apporté par les eaux continentales (BEUF, S et al. 1971 in BOUDJEMA,

A. 1987), elles sont présentées sur toute la plate forme saharienne. Ce faciès est conservé au niveau des puits EK-1, TXE-1 et Tassili N'Ajjer

C- Le prisme de haut niveau marin (Highstand Systems Tract, HST)

Il est plus au moins développé à l'échelle de la plate forme saharienne, au niveau des affleurements d'Ougarta les sédiments de HST sont représentés par les grès d'Ougarta, qui sont considérés comme les sédiments de l'Ordovicien terminal (Excursion géologique. 2000). Leurs équivalents au niveau du puits UC-101 sont les grès de Ramades (grès de Tabaloulet), ce sont des grès quartzitiques à fines intercalations d'argiles surmontés par la dalle de M'Kratta. Passant aux affleurements de Tassili N'Ajjer la formation de Tamadjert (formation argilo-gréseuse Félar-Félar) : L'équivalent de l'unité «IV», elle est d'origine glaciaire, d'âge Ashgillien, c'est un complexe argilo-gréseux à éléments hétérogènes et des argiles micro-conglomératiques (ABDESSELAM ROUGH, F. 1989). La surface supérieure est modelée par une glaciation continentale et fossilisée par des accumulations glaciaires et périglaciaires (BEUF, S et al. 1971).

II.1.4- La séquence (4) : Silurien

La limite inférieure est une surface transgressive glacio-eustatique liée à la fonte définitive de la calotte glaciaire de l'Ordovicien terminal (SOUGY, J et LECORCHE, J.P. 1963 et BEUF, S et al. 1966 in BEUF, S et al. 1998). C'est une surface de comblement en milieu périglaciaire sur laquelle s'est avancée la mer silurienne à la fin de la période froide (BEUF. S et al. 1971) (fig.12d).

En sub-surface à Hassi Messaoud la limite correspond à un horizon radioactif (LEGRAND, Ph in FABRE, J. 1976 et FEKIRINE, B; ABDALLAH, H. 1998 in MACGREGOR, D.S et al. 1998). En affleurement, la limite est marquée par une forte bioturbation (Tassili) ou bien elle est représentée par un épais lit conglomératique.

A- Le prisme de bas niveau marin (Lowstand Systems Tract, LST)

Soit il est absent (FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in MACGREGOR, S.D et al. 1998) soit les argiles micro-conglomératiques et les grès de Ramades sont déposés au Silurien inférieur (BOUDJEMA, A. 1987), bien que WHITEMAN, A.J (1971 in BOUDJMA, A.

1987) signale un âge caradoc-silurien inférieur dans la base des argiles micro-conglomératiques (Grès d'El Golea), par la présence de *Sowerbyella* Sp, Sp *Ctenodonta*.

B- L'intervalle de transgression (Transgressive Systems Tract, TST)

Probablement il est représenté au niveau des monts d'Ougarta par une partie des argiles à Graptolites ou argiles noires (Black shales) de la formation d'Oued Ali (ASKRI, H et al. 1995 ; FEKIRINE, B et ABDALLAH, H in MACGREGOR, S.D et al. 1998). Les équivalents en sub-surface sont rencontrés au niveau du puits MRK-1 avec un faciès constant, même au niveau des affleurements de Tassili N'Ajjer (Formation d'Oued Imirhou).

La surface d'inondation maximale est facilement reconnue par le pic du Gamma Ray (FEKIRINE, B ; ABDALLAH, H in MACGREGOR, S.D et al. 1998). En affleurement elle correspond à un lit de carbonates noduleux.

C- Le prisme de haut niveau marin (Highstand Systems Tract, HST)

A partir du Wenlockien supérieur, les apports silico-clastiques progressent vers le Nord-Ouest, tandis que dans la mer à Graptolites ; le style de sédimentation change progressivement et devient plus carbonaté (LEGRAND, Ph. 1981 ; KAZI TANI. 1986 et ATTAR, A ; KHEBALA, A. 1980 in LATRACH. 1999). Le prisme de haut niveau marin est très développé à l'échelle de toute la plate forme saharienne ; en affleurement des monts d'Ougarta la formation de l'Oued Ali (500m) est composée d'argiles noires à Graptolites riches en matière organique à aspect charbonneux, vers le haut apparaissent des niveaux de calcaires à Orthocères et le sommet est marqué par un banc de calcaire bleu violacé à Crinoïdes, appelé «niveau à scyphocrinites».

Le puits ODZ-1bis a montré le même faciès presque, mais au niveau du puits MRK-1 les argiles à Graptolites sont surmontées par trois unités gréseuses ; l'unité M₁, l'unité M₂ et les unités A et B, ce changement de faciès a été observé également au niveau du puits TXE-1.

Les affleurements de Tassili N'Ajjer ont montré le même faciès avec la formation d'Oued Imirhou d'âge Llandivérien –Wenlockien, formée d'argiles noires fossilifères (argiles à Graptolites), à rares intercalations silteuses, surmontées par la formation

d'Atafaitafa ou zone de transition « zone de passage » (DUBOIS et al. 1967 in BEKKOUCHE, D. 1992 ; ATTAR, A ; KHEBALA. A. 1980 in LATRACH, 1999) qui a marqué le retour à la sédimentation détritique provenant du Sud-Est. Elle est formée d'une alternance d'argiles silteuses, de silts et de grès fins à grossiers, micacés, à rares stratifications obliques. La formation de Tifernine (Unités A, B₁ et B₂) est formée par deux termes (ATTAR, A ; KHEBALA, A. 1980 in LATRACH, 1999) :

- * La Barre inférieure : grès moyens à grossiers à stratifications obliques.

- * Le Talus à Tigillites : alternance d'argiles silteuses de silts et de grès fins argileux à Tigillites, la limite supérieure est marquée par la discordance calédonienne.

La fin du prisme de haut niveau marin est marquée par une granulométrie grossière et un épaississement vers le haut indiquant une progradation peu profonde et le remplissage du bassin à la fin du Silurien.

D- La zone de passage

Le matériel détritique de la fin Silurien provenant du Sud-Est forme la zone de passage Silurien-Dévonien. D'après BEUF, S. (1965) elle représente un faciès intermédiaire particulier entre les argiles à Graptolites et les grès grossiers du Dévonien, leur synchronisme dans les différentes régions n'est pas prouvé.

- La répartition géographique de la zone de passage

Il s'agit des affleurements autour de Tassili N'Ajjer :

- Tassili N'Ajjer : la zone de passage est formée de silts micacés, grès fins, galets d'argiles, argiles gréseuses et parfois barres discontinues de grès friables grossiers. Elle est surmontée en discontinuité lithologique par le Dévonien inférieur.

- A l'Ouest de Tassili N'Ajjer : le passage du Silurien vers le Dévonien est progressif où la base du Dévonien possède les mêmes caractères lithologiques que la zone de passage.

- A l'Est de Tassili N'Ajjer : grès fins, silts, apparaissent plus dans les argiles à Graptolites et la limite supérieure est plus nette.

- Au Sud-Est de Tassili N'Ajjer : (Sud de Djado) la zone de passage est absente par non dépôt ou probablement par érosion.

II.1.5- La séquence (5) : Début Dévonien-Namurien

La limite inférieure (Lochovien-Pragunien) est prise à la discordance calédonienne (FEKIRINNE, B ; ABDALAAH, H. 1998 ; L. YAPAUDJAN. 1972 ; LEGRAND, Ph. 1983 in KAZI, T. 1986 ; BEUF, S. 1965 et LEGRAN, Ph. 1959 in BOUDJEMA, A. 1987), qui est bien connue dans le bassin d'Ilizi et entièrement traversée par le forage de Haiad (Had-1) dans la dépression de Berkine (BOUDJEMA, A. 1987). Cette limite est manifestée différemment (fig.12e) :

- Au Sud-Est du Hoggar : lacune stratigraphique due à une érosion généralisée des séries antérieures (BEUF, S et al. 1971).
- Au Sud-Est d'In Azaoua : le Dévonien inférieur repose en discontinuité cartographique sur les séries antérieures (zone de passage), elles-mêmes sont discordantes sur les argiles à Graptolites, puis directement sur les grès de l'unité II, enfin sur le socle (BEUF, S. 1965).
- Au Nord-Ouest du Hoggar (Oued Amassine, Ahnet-Mouydir) : une sédimentation continue entre la zone de passage et le Dévonien (BEUF, S. 1965) et la limite est prise lorsque le faciès change (FEKIRINE, B ; ABDALLAH, H in MACGREGOR, D.S et al. 1998).

Sur le reste ; plusieurs discontinuités lithologiques sont bien visibles le long de certains môles ou axes structuraux (Tihemboka, Fadnoun et Foug Belrem) (BEUF, S et al. 1971).

A- Les dépôts de bas niveau marin : (Lowstand Systems Tract, LST)

Sont représentés par des grès grossiers avec des intercalations d'argiles rouges d'origine terrigène. A l'Ouest du Sahara, ces dépôts renferment des intercalations de grès marins peu profonds. Dans les affleurements de l'Ougarta les dépôts de bas niveau marin sont formés par :

- La formation de Zeimilet (100 m) : d'âge Lochkovien, elle est formée de grès fins à minces niveaux conglomératiques bioclastiques et silts en plaquettes à intercalations argileuses et de bancs calcaires gréseux.
- La formation de Sahab El Djir : d'âge Lockovien, elle est constituée d'argiles intercalées de bancs de grès ferruginisés et de silts en plaquettes, avec des bancs de calcaires bleus violacés.

- La formation de Dkhissa : d'âge Gédinnien-Siegénien, c'est une séquence grès-carbonatée répétitives d'échelle métrique, elle est formée d'un membre inférieur argilo-gréseux, surmonté d'un membre supérieur de grès massif et calcaires fossilifères.

En sub-surface et au niveau du puits ODZ-1bis, le prisme est très réduit avec un faciès gréseux, tandis qu'au niveau du puits RE-1 est mieux développé avec des grès à la base et les argiles au sommet. Vers le Sud Est les sédiments deviennent beaucoup moins épais (MRK-1) ainsi que dans les affleurements des Tassili N'Ajjer (DUBOIS et al. 1967 in BEKKOUCHE, D. 1992) où ils sont composés par :

- La formation de l'Oued Karkai (le membre de Tamelrik) :

- * Barre moyenne (Unité C₁): discordante sur le Talus à Tigillites, épaisse de 40 à 50m et probablement d'âge gédinnien. Il s'agit de grès fins à grossiers et à stratifications obliques.

- * Trottoirs (Unité C₂) : d'âge gédinnien à siegénien et d'épaisseur de 20 à 40 m, ils sont représentés par des alternances de grès fins à très grossiers et d'argiles silteuses.

- Le membre de l'Oued Samène :

- * Barre supérieure (Unité C₃) : d'épaisseur de 80 à 100 m et d'âge Siegénien, elle est principalement gréseuse.

Le plus fréquent pour ce cortège sédimentaire est le changement latéral de son faciès qui apparaît être lié à l'activité tectonique anté /synsédimentaire (B. FEKIRINNE, H. ABDALLAH in D. S. MACGREGOR et al, 1998 ; BEUF. S, 1965) et les effets eustatiques (B. FEKIRINNE, H. ABDALLAH in D. S. MACGREGOR et al, 1998).

B- L'intervalle transgressif (Transgressive Systems Tract, TST)

C'est le Dévonien inférieur (Emsien-Famennien), argilo-gréseux avec une diminution générale du rapport grès/argile en allant de la région de Tassili vers les affleurements d'Ougarta, où dominant les carbonates (FEKIRINNE, B ; ABDALLAH, H in MACGREGOR, D.S et al. 1998). Dans les monts d'Ougarta les sédiments transgressifs sont représentés par :

- La formation de Teferguenit (Emsien): débute par une barre calcaire massif (7 à 8 m d'épaisseur), compact, caractérisée par la dominance d'Orthocères de grande taille

connue sous le nom de « Muraille de chine », suivie d'une succession en alternance d'argiles et argiles gréseuses entrecoupées de quelques bancs de calcaires coquilliers devenus marneux vers le sommet et elle se termine par un banc de calcaire coralligène (150 à 250m).

- La formation de Chefar El Ahmar (Eifélien-Givétien- Frasnien): est formée des niveaux argilo-carbonatés coralligènes, elle se termine par des marnes surmontées de calcaires griottes, représentant un intervalle de condensation et marque la surface d'inondation maximale (MFS).

Vers l'Est et au niveau des puits ODZ-1bis et RE-1 la sédimentation est argileuse à argilo-silteuse, tandis que au niveau du puits MRK-1 une alternance des séries gréseuses et argileuses (CREPS-CLARACQ et al. 1963 in BEKKOUCHE, D. 1992). Les affleurements de Tassili N'Ajjer ont montré des dépôts appartenant à la formation d'Orsine d'âge Emsien, c'est une série argilo-gréseuse d'épaisseur de 80m dont les bancs gréseux ont des stratifications fines et parallèles, avec des oolites ferrugineuses. Cette formation englobe les deux réservoirs (F₄) et (F₅).

Le modèle de faciès de l'intervalle transgressif indique une tendance à partir d'un milieu peu profond à un milieu profond probablement associé à une augmentation du niveau marin ou retrait de rivage (FEKIRINE, B ; ABDALLAH, H in MACGREGOR, D.S et al. 1998).

C- La surface d'inondation maximale

Elle est marquée dans le Tassili N'Ajjer par un horizon glauconieux et en sub-surface au Sahara oriental et occidental par un pic radioactif du Gamma Ray. Tandis que dans les monts d'Ougarta la surface coïncide avec le sommet de l'intervalle condensé «calcaire à griottes». C'est une roche mère à Berkine.

D- Le prisme de haut niveau marin (Highstand Systems Tract, HST)

Il est représenté par une alternance de grès et d'argiles (Frasnien-Tournaisien) avec prédominance générale d'argiles.

Dans la partie occidentale de la plate forme saharienne, les sédiments de HST des monts d'Ougarta sont représentés par la formation de Marhouma (Famennien-Strunien), qui est formée d'alternances rythmiques argilo-calcaires et argilo-

gréseuses suivies par des argiles et se terminent par un important banc de grès fins à slumps. Le HST est très épais au niveau des puits ODZ-1bis et MRK-1 avec un faciès argileux à argilo-carbonaté. La stratigraphie la plus complète est enregistrée au niveau des affleurements orientaux de Tassili N'Ajjer (FEKIRINNE, B ; ABDALLAH, H in MACGREGOR, D.S et al. 1998) elle est composée de :

- La série de Tin Méras (CREPS-CLARACQ et al. 1963 in BEKKOUCHE, D. 1992) : d'âge Eifélien à Famennien et d'épaisseur de 110m, elle est formée d'un banc de calcaire bleuté à la base (niveau repère), surmontée d'argiles à passées de calcaires, parfois lumachellique et de grès. Elle renferme le réservoir (F₃).
- La formation d'Issendjel (Tournaisien supérieur-Viséen) : d'épaisseur de 200 m, c'est une alternance de grès et d'argiles qui évoluent parfois vers des calcaires gréseux.
- La formation d'Assekaifafet d'Oued Oubarakat (Viséen supérieur-Namurien) : d'épaisseur de 200 m, c'est une formation argilo-gréseuse admettant des bancs de calcaires au sommet et à la base, tandis que la partie médiane présente un faciès de grès à champignons.
- La série de Gara Mas-Melouki (CREPS-CLARACQ et al. 1963 in BEKKOUCHE, D. 1992) : d'épaisseur 40 à 70m, d'âge Strunien, il s'agit d'une série argilo-gréseuse, carbonatée à la base. Elle renferme le réservoir (F₂).

La limite supérieure correspond à la chute rapide globale du niveau marin Serpukhovien-Bashkirien, elle est exprimée par un retranchement fluvatile. Dans la région de l'Ougarta, cette limite coïncide avec la discordance de la phase Bretonne de l'orogénèse Hercynienne.

II.1.6- La séquence (6) : Fin Carbonifère (Namurien-Stephanien)

Dans le Sahara central la séquence du Namurien-Stephanien est complètement tronquée par la discordance Hercynienne. Sa limite inférieure est une surface d'altération sub-aérienne de retranchement fluvatile et d'érosion dans la région de Tassili. En affleurement des monts d'Ougarta cette limite est prise à l'apparence des grès chenalisés ferrugineux (fig.12f).

A- Le prisme de bas niveau marin : (Lowstand Systems Tract, LST)

Au niveau du puits NEK-1, les dépôts sont représentés par des sédiments fluvio-deltaïques et des argiles, suivis par une couche de charbon (Namurien-Westphalien), liée au retrait de la ligne de rivage à partir de l'Ouest au Nord-Est (Sahara occidental) (FEKIRINNE, B ; ABDALLAH, H. 1998 in MACGREGOR, D.S. 1998). Au niveau des affleurements des Tassili N'Ajjer, ils sont représentés par :

- La série d'El Abed Larache (Westphalien) : d'épaisseur de 160m, elle est argileuse à la base, à banc de gypse (20m) au milieu et marno-dolométique au sommet.
- La série de Tiguentourine (Stephanien-Permien) : d'épaisseur variable en liaison avec la discordance Hercynienne, c'est une série argileuse, clôturée par un banc de calcaire passant latéralement à des gypses.

La partie supérieure du prisme bas niveau marin contient des argiles carbonatées et évaporitiques déposées sous des conditions d'un bassin restreint, résultant à partir du retrait de la mer au Sud et le soulèvement des chaînes maghrebiennes au Nord. La limite supérieure de la séquence (6) est la discordance Hercynienne.

La variation latérale rapide de faciès du Carbonifère rend difficile la corrélation de ces formations définies en surface avec celles traversées par les sondages (BOUDJEMA, A. 1987).

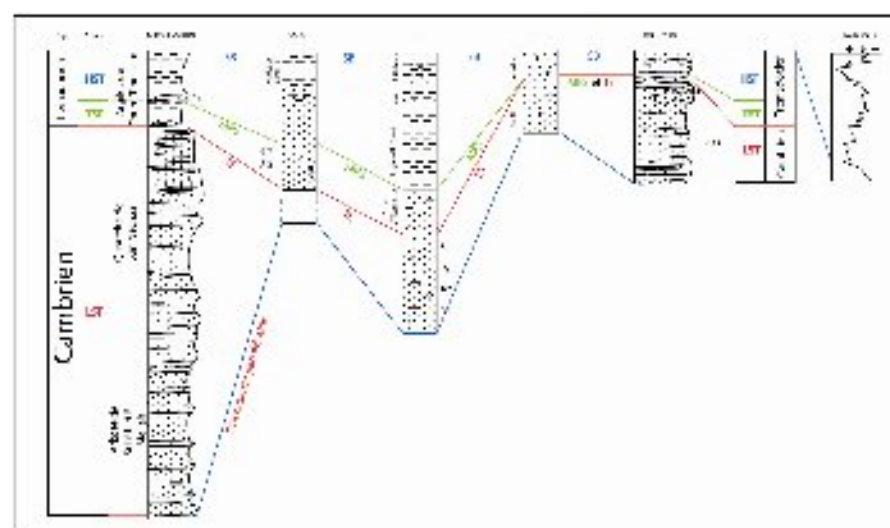


Figure 12a. Corrélation de la séquence (1) Cambrien (Début Ordovicien)

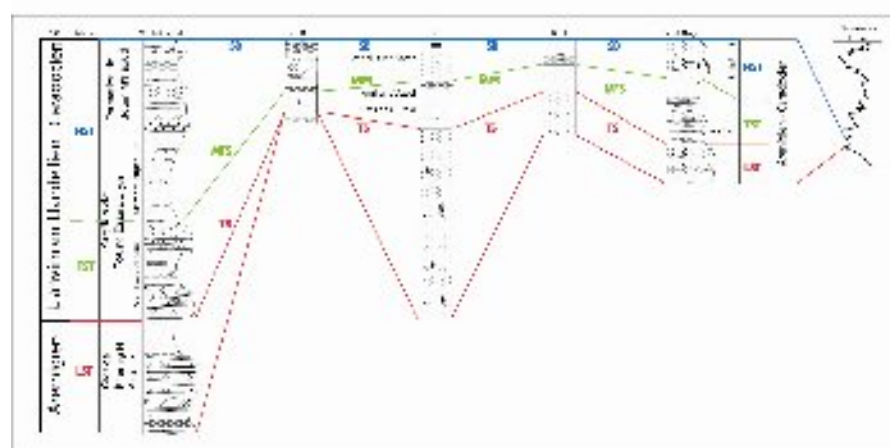


Figure 12b. Corrélation de la séquence (2)-Début Ordovicien-Tin Ordovicien

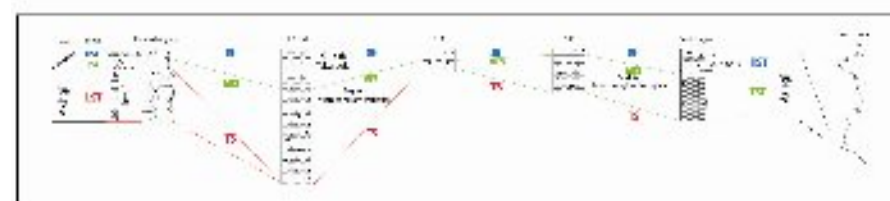


Figure 12c. Corrélation de la séquence (3)-Aship-T-Début Llandovery

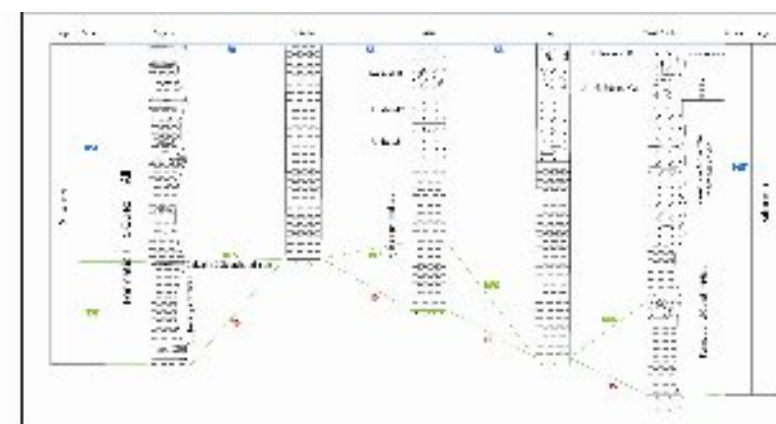


Figure 12d. Corrélation de la séquence (4) à l'union

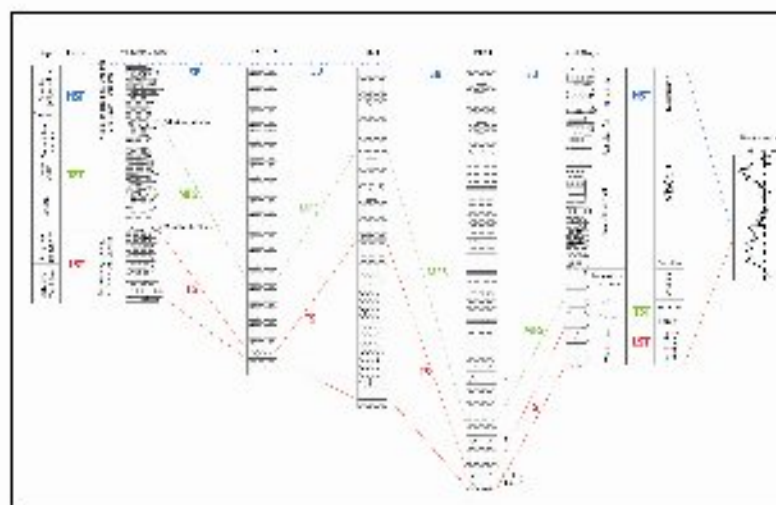


Figure 12e. Corrélation de la séquence (5)-Début Dévonien-Karnien

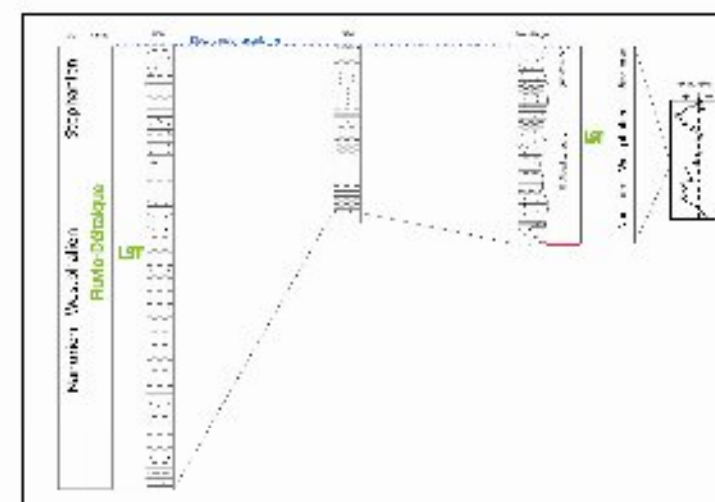


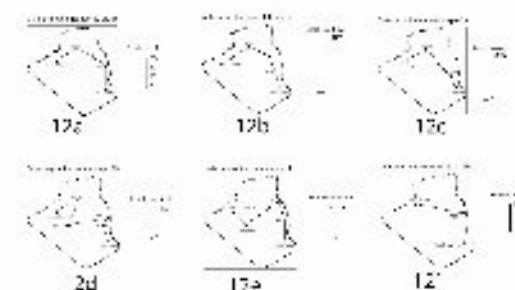
Figure 12f. Corrélation de la séquence (6)-Fin Carbonifère (Namurien-Stéphanien)

Légende

- Stratifications horizontales
- Stratifications obliques
- Stratifications ondulées
- Distribution

- SB : Sequence Boundary
- MFS: Maximum Flooding Surface
- TST: Transgressive Systems Tract
- LST: Lowstand Systems Tract
- HST: Highstand Systems Tract
- IS: Ingressive Surface

Positionnement des profils de corrélation



ure.12. Les différentes corrélations des séquences paléozoïques.

Résumé (2)

Une comparaison litho-stratigraphique des systèmes paléozoïques à l'échelle de la plate forme saharienne a été réalisé afin de connaître les équivalents latéraux de chaque terme de chaque séquence (Tab.1).

Du point de vue stratigraphie séquentielle, la couverture paléozoïque est organisée en six principales séquences de deuxième ordre déposées pendant des cycles eustatiques de longue durée (15 à 80 Ma). Elles sont plus complètes dans la partie orientale de la plate forme saharienne dont l'épaisseur totale atteint les 8000m.

La séquence dévonienne est l'avant dernière séquence, couvrant l'intervalle du temps Dévonien-Namurien, ses limites inférieure et supérieure sont des discordances d'origine eustatique, d'âge calédonien et bretonne respectivement. Elle est constituée de la succession de trois prismes sédimentaires ; LST, TST et HST qui sont corrélables à l'échelle de la plate forme saharienne.

		BECHAR	CHAÎNE D'OUGARTA	IMMOUN	AL NET - MOUYDIR	EL AZIZ LAYS - DZAÏERS		ALGER, ZAGHARA, ET TASSAFALUT
		MEHAREZOUED NAMOUS	APPLI HIRHIRENTS			SUB-SURFACE	AFFLEUREMENTS	
CRETACE		CONTINENTAL INTERCALAIRE	CONTINENTAL INTERCALAIRE	CONTINENTAL INTERCALAIRE	CONTINENTAL INTERCALAIRE	CONTINENTAL INTERCALAIRE		CONTINENTAL INTERCALAIRE LASSO SABOUCH
JURASSIQUE TRIAS		TRIAS				ZARZAITINE		UNITE SOUTIERE APPLI HIRHIRENTS APPLI HIRHIRENTS
CARBONIFERE	STEFANIAN					APPLI HIRHIRENTS		EL AZIZ LAYS
	WESTPHALIEN	MULTIPLE FORMATIONS				UNITE F	EL AZIZ LAYS	APPLI HIRHIRENTS
	NAMURIEN	MULTIPLE FORMATIONS				UNITE E	EL AZIZ LAYS	APPLI HIRHIRENTS
	SUPERIEUR	MULTIPLE FORMATIONS				UNITE D	EL AZIZ LAYS	APPLI HIRHIRENTS
	INTERIEUR	MULTIPLE FORMATIONS				UNITE C	EL AZIZ LAYS	APPLI HIRHIRENTS
	TOURNAISIE	MULTIPLE FORMATIONS				UNITE B	EL AZIZ LAYS	APPLI HIRHIRENTS
DEVONIEN	SUPERIEUR	ARGILES DE HASSI GHILMA				UNITE A	EL AZIZ LAYS	APPLI HIRHIRENTS
		ARGILES D'OUED BOU HADJO						
		ARGILES D'OUED BOU HADJO						
		ARGILES D'OUED BOU HADJO						
	MOYEN	ARGILES DE MARIHOUMA						
		ARGILES DE MARIHOUMA						
		CALCAIRES GRIOTTES						
	INFERIEUR	ARGILES DE TEFERGUENIT						
		ARGILES DE TEFERGUENIT						
		ARGILES DE TEFERGUENIT						
SILURIEN		ARGILES DE TEFERGUENIT						
ORDOVICIEN		ARGILES DE TEFERGUENIT						
CAMBRIEN		ARGILES DE TEFERGUENIT						
PRE-CAMBRIEN		ARGILES DE TEFERGUENIT						

Tableau.1. Le tableau comparatif des formations paléozoïques.

III - PALEOGEOGRAPHIE PALEOZOIQUE DE LA PLATE FORME SAHARIENNE

Il est difficile de pouvoir rétablir l'histoire paléogéographique d'un aussi complexe bassin qui est le bassin de Berkine, vu la non disponibilité de toutes les données nécessaires. Pour cela nous avons basé surtout, sur les travaux de synthèses réalisés à l'échelle de la plate forme saharienne ainsi que celles à l'échelle du bassin.

Les dépocentres sédimentaires de la plate forme saharienne sont principalement contrôlés par les événements tectoniques et les variations eustatiques. Ils sont mis après l'orogénèse panafricaine et accentués ensuite par l'orogénèse calédonienne et hercynienne (BEUF, S et al. 1971 ; BOUDJEMA, A. 1987 ; PETTERS. 1991).

III.1- Au Précambrien supérieur

La formation de la chaîne pan-africaine, suivie dans le temps d'érosion, de démolition et de dépôt de molasses dans les bassins intra-montagneux (Exemple la Série pourprée du bassin d'Ahnet). Cet événement est pratiquement achevé avec le début du Cambrien (KHENNOUS, M. 1997).

III.2- Au Paléozoïque

La première sédimentation avait lieu après la pénéplanation régionale de la chaîne pan-africaine.

III.2.1- Le Cambrien

Dit « Le Cambrien présumé » (KHENNOUS, M. 1997), la surface intra-tassilienne est envahie par le premier épandage sableux fluvial en tresses (BEUF, S et al. 1971 ; KHENNOUS, M. 1997 et SAHOU, S. 2005) avec la prédominance des stratifications obliques. Les paléo-courants aux pourtours du Hoggar ont montré l'unidimensionnalité de transports du Sud et Sud-Est vers le Nord et Nord-Ouest, cette direction suggère que la source d'apport pourrait se situer bien au Sud du Hoggar.

Le faciès de grès cambrien évolue d'un faciès continental à mixte aux pourtours du Hoggar et aux pourtours de la dorsale Reguibat vers un faciès marin franc, vers le

Nord-Est et le Nord-Ouest sous un climat tempéré et humide interrompu par des périodes d'aridité (fig.13).

▪ Le bassin de Berkine

Après une phase de soulèvement ayant affecté toute la région et une période d'érosion intense qui s'est prolongée pendant tout le Cambrien supérieur, le Cambrien inférieur est caractérisé par un milieu continental alors que le Cambrien moyen est caractérisé par un milieu transitionnel et marin dans la partie Sud du bassin (fig.13a).

III.2.2- L'Ordovicien

Il est représenté par deux ensembles ; un ensemble basale plus ou moins argileux et un ensemble sommitale gréseux. Après la lacune du Cambrien supérieur, la mer trémadocienne revient par le Nord et l'épandage détritique d'orientation Sud et Sud-Est continuait. L'ensemble inférieur présente un faciès fluvatile continental à mixte au Sud et Sud-Est évoluant vers un faciès marin vers le Nord-Ouest.

Pendant l'Ashgillien l'installation d'une vaste calotte glaciaire continentale (45000 000Km²) (RAPPORT Sonatrach. 2005) au Sud du Hoggar et les dépôts glaciaires et périglaciaires s'étaient vers le Nord et le Nord-Ouest. Les planchers glaciaires striés et les vallées glaciaires avec des stries indiquent un écoulement glaciaire orienté du Sud vers le Nord. L'ensemble supérieur présente un faciès glaciaire continental au Sud évolue à un faciès marin littoral plus au Nord, tandis qu'à l'extrême Nord le faciès devient marin franc (fig. 13b et 13c).

▪ Le bassin de Berkine

L'affaissement de la synéclyse Est saharien a favorisé une transgression marine sur une grande partie du bassin. L'unité III possède une partie inférieure à faciès grés-argileux de type côtier et lagunaire déposé en pente douce dans les bordures Sud de la dépression. Tandis que sa partie supérieure présente un faciès épicontinental plus profond sur la majorité du bassin, cet approfondissement est indiqué par la présence de Trilobites et de Brachiopodes. La présence des faciès récifaux dans la zone entourant le bassin d'Illizi indique un climat chaud et humide.

L'unité IV est formée par des sédiments marins avec le développement des Graptolites sous un climat froid (fig.13b et 13c).

III.2.3- Le Silurien

La glaciation s'est prolongée jusqu'à la première moitié du Gothlandien où la nouvelle régression s'est traduite par le dépôt des tillites. Une transgression glacio-eustatique généralisée sur toute la plate forme saharienne a favorisé le dépôt des argiles à Graptolites. La répartition des faciès montre la présence de deux zones

- Une zone Nord à faciès marin relativement profond.
- Une zone Sud à faciès marin peu profond.

Cette zonation est guidée par la transgression marine venue du Nord suite à la fonte des glaces fin-ordoviciens. Au Llandovery supérieur-Wenlockien, un basculement saharien (LEGRAND, Ph. 1983 et FABRE, J. 1988 in KHENNOUS. 1997) s'est produit suivant un axe Est-Ouest conduisant à l'affaissement des zones septentrionales et l'émersion des zones méridionales (fig.13d).

▪ Le bassin de Berkine

Le domaine marin ne s'est conservé vraisemblablement que dans les limites de la dépression et ses bordures. La deuxième moitié du Gothlandien est caractérisée par une extension du bassin à la suite du réchauffement climatique et la fonte des glaciers. Sur la majorité du bassin se dépose un matériel grés-argileux dans un milieu marin (Côtier, intralittoral et sublittoral) (fig.13d).

III.2.4- Le Dévonien

III.2.4.1- Le Dévonien inférieur : (Lochkovien –Pragnien et Emsien)

Les grés du Dévonien inférieur constituent le deuxième épandage fluvatile (méandrique) du Paléozoïque inférieur de la plate forme saharienne suivant une direction allant du Sud-Est vers le Nord-Ouest (RAPPORT SONATRACH. 2005) (BEUF, S et al. 1971) sous un climat semi-aride. Latéralement, et vers le Nord la sédimentation est devenue marine. La répartition de faciès a défini deux zones :

- Une zone Nord à faciès marin peu profond riche en faune et un faciès de la plaine côtière.
- Une zone Sud-Est à faciès fluvatile méandrique.

▪ Le bassin de Berkine

Les contrecoups de la phase ardennaise a provoqué le soulèvement de différentes parties du bassin (également le bassin d'Illizi) qui ont intensifié l'érosion et par

conséquence le dépôt de la puissante couche du Siegénien à la suite de nouvelle transgression. Une sédimentation marine a été observée sur le bassin (WT-1, HDL-1, RYB-1 et AKF-1). A l'Emsien, un approfondissement du centre du bassin (Puits HDL-1) et la diminution du rapport grés/argile accompagné par la réduction du bassin. A l'Est du bassin la sédimentation s'est faite dans un milieu marin de faible profondeur (RYB-1 et AKF-1) de même pour la bordure Sud (fig. 13e, 13f et 13g).

III.2.4.2- Le Dévonien moyen

La sédimentation argilo carbonatée annonce l'installation d'une transgression qui se généralise au Givetien (Mer peu profonde) (FABRE, J. 1976) liée à une remontée générale du niveau marin.

La répartition des faciès montre un faciès mixte aux pourtours du Hoggar et un faciès marin franc peu profond plus au Nord avec des édifices récifaux localisé autour de la dorsale Reguibat et dans l'Ahnet et Azzel Matti.

▪ Le bassin de Berkine

Des sédiments argileux ont été déposés sur la majorité du bassin dans un milieu marin peu profond (milieu ouvert) (RAPPORT SONATRACH. 2000). A l'Est (RYB-1) et au Sud (EAL-1) une sédimentation grés-argileuse dans un milieu côtier peu profond. En allant vers l'Ouest, le bassin est plus profond favorisant le dépôt des argiles et des carbonates. La présence de matière organique, Brachiopodes et des Coraux indique un climat humide et chaud (fig.13h).

III.2.4.3-Le Dévonien supérieur

Le Frasnien est argilo-carbonaté, le Faménien est argileux et le Strunien est argilo-gréseux. Ces faciès se développent dans un milieu marin peu profond.

La transgression marine se fait du Nord Vers le Sud, tandis que plus au Nord des apports de silt et de sable proviennent du domaine orogénique des Atlas associés à des sédiments argilo-carbonatés avec des édifices récifaux.

▪ Le bassin de Berkine

Les sédiments sont loin de la ligne côtière et suite à la phase hercynienne un léger soulèvement favorisant le dépôt des faciès régressifs qui sont bien exprimés à l'Est (fig.13i).

III.2.5- Le Carbonifère

III.2.5.1- Le Carbonifère inférieur

L'évolution sédimentaire a suivi celle du Dévonien terminal où l'orogénèse hercynienne au Nord-Ouest exerce son influence plus en plus. La répartition de faciès montre un faciès marin au Nord qui est alimenté en apport détritique venu du Nord et Nord-Ouest. Des édifices récifaux d'âge Viséen sont localisés dans l'Anti Atlas oriental et dans le bassin de Bechar.

- Le bassin de Berkine

Le début du Carbonifère est marqué par une régression maximale exprimée par l'absence du Tournaisien inférieur et la réduction de l'épaisseur du Tournaisien dans le centre de la dépression (HDL-1 et SED-1). Tandis qu'à l'Ouest (WT-1) et au Sud (SOH-1 et IM-1) l'absence totale du Carbonifère indique que la mer a occupé que la partie centrale du bassin et elle est ouverte du côté libyen.

Au Viséen une subsidence intense du bassin favorise le dépôt d'une puissante série sédimentaire grés-argileuse (HAD-1, 700m) au centre du bassin dans une mer chaude peu profonde largement ouverte à l'Est sous un climat aride (présence de montmorillonite).

III.2.5.2- Le Carbonifère supérieur

Au Diantrien-Namurien, la mer s'est retirée et des sédiments continentaux se développent provenant du Nord ou Nord-Ouest. Cela est synchrone avec la formation de la chaîne varisque (phase Sudète varixides) (EUROPE-PIOUE et al. 1991 in KHENNOU. 1987). La répartition de faciès montre un faciès continental au Nord-Ouest (avant pays) tandis qu'à l'Est et au Nord-Est le faciès est marin peu profond, au Namurien l'installation d'un régime continental sur une grande partie de la plate forme saharienne.

- Le bassin de Berkine

Une régression marine à l'échelle du bassin pendant le Namurien est suivie par une nouvelle transgression du Nord-Est sur toute la partie orientale du Sahara pendant le Westphalien. A la fin de ce dernier s'est produit un nouveau retrait de la mer et l'installation d'un milieu lagunaire et continental.

Résumé (3)

Les conditions paléo-géographiques du bassin de Berkine pendant le Paléozoïque ont favorisé le dépôt des sédiments qui représentent les différents éléments du système pétrolier du bassin. Le dépôt est contrôlé par un climat chaud à humide.

La subsidence constante du bassin et les rares soulèvements favorisent le dépôt des couches argileuses riches en matière organique, qui sont considérées comme des roches mères, et le dépôt des roches gréseuses constituent les roches réservoirs. L'augmentation de la vitesse de sédimentation favorise la conservation de la matière organique.

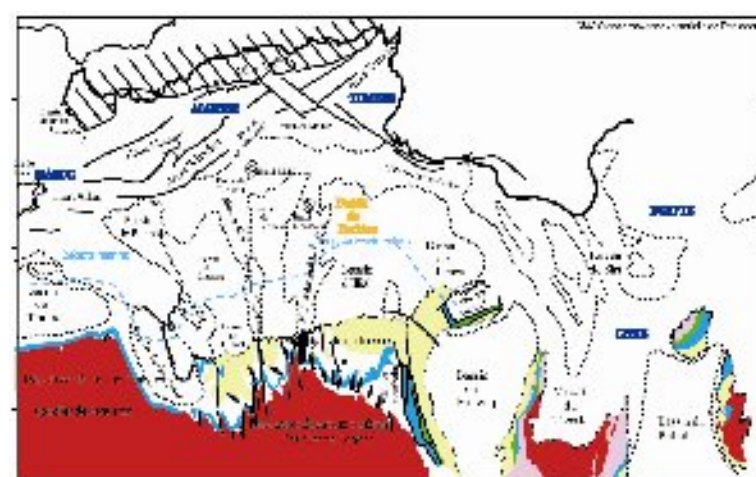


Figure n° 13a: Carte paléogéographique au Cambrien

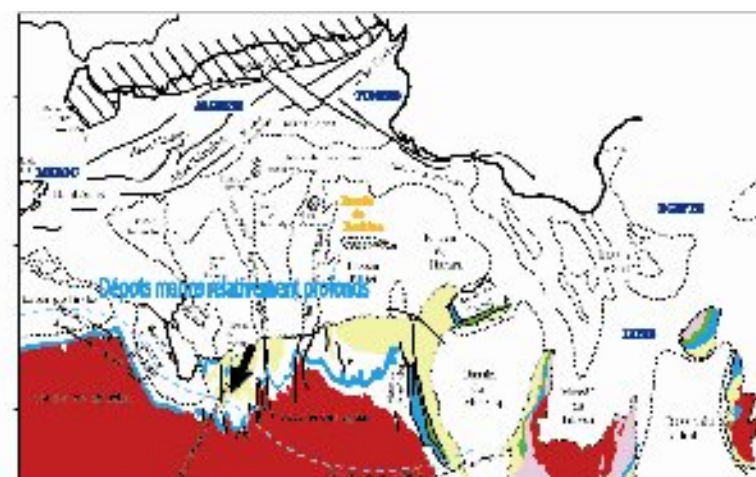


Figure n° 13d: Carte paléogéographique au Silurien

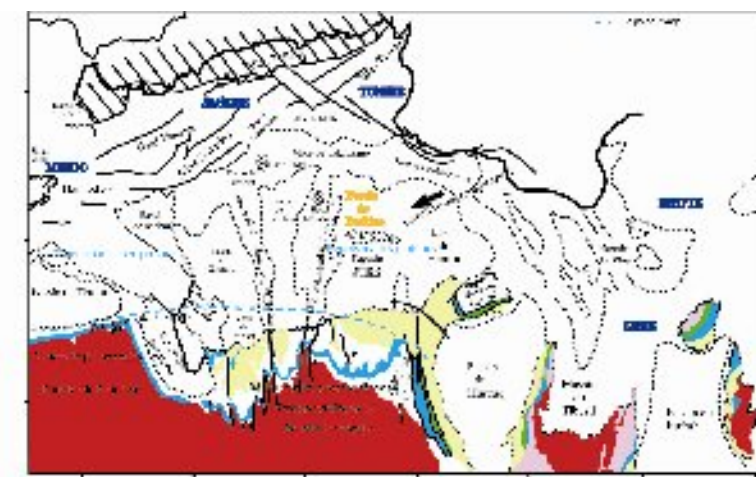


Figure n° 13g: Carte paléogéographique au Permien

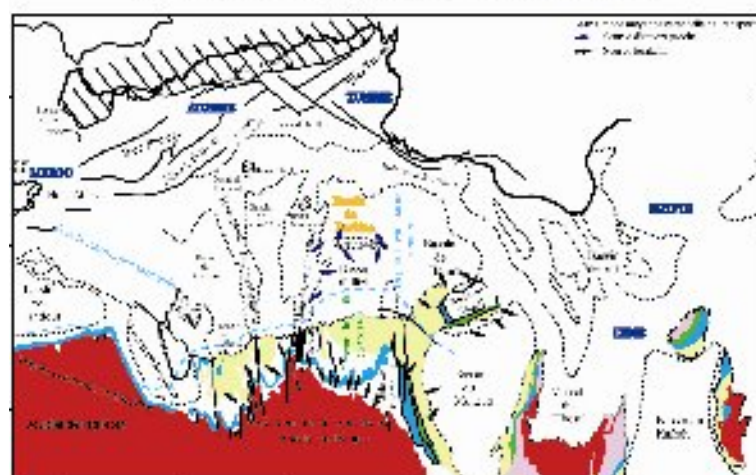


Figure n° 13b: Carte paléogéographique à l'Ordovicien inférieur

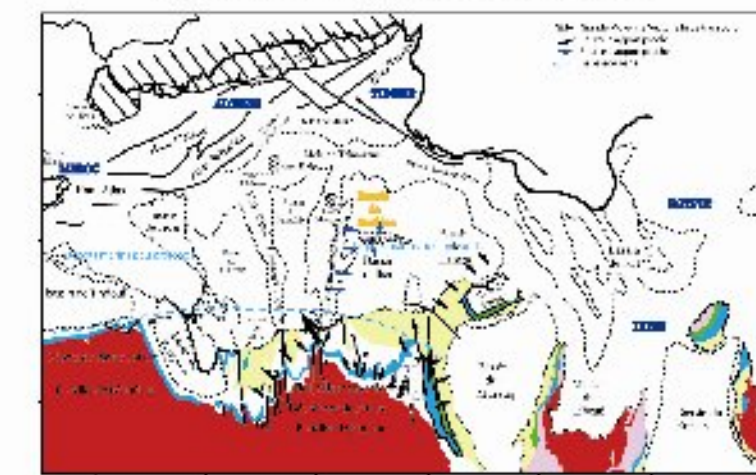


Figure n° 13e: Carte paléogéographique au Carbonifère

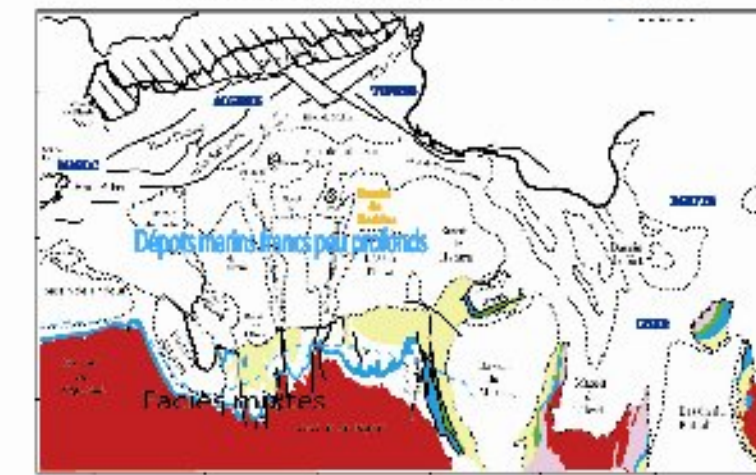


Figure n° 13i: Carte paléogéographique à l'Émsien

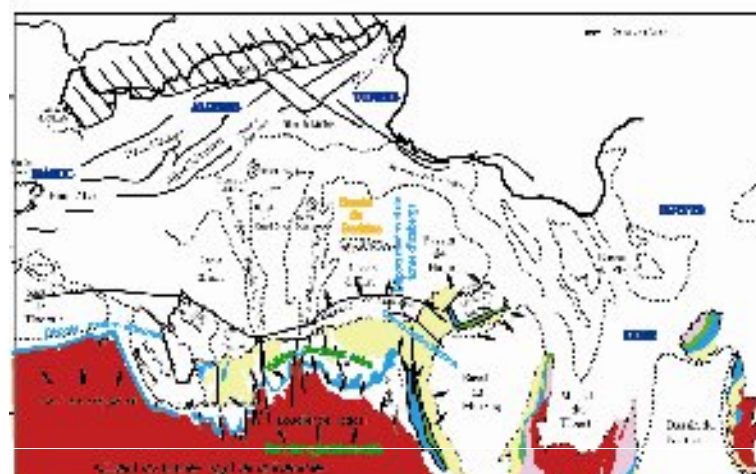


Figure n° 13c: Carte paléogéographique à l'Ordovicien supérieur

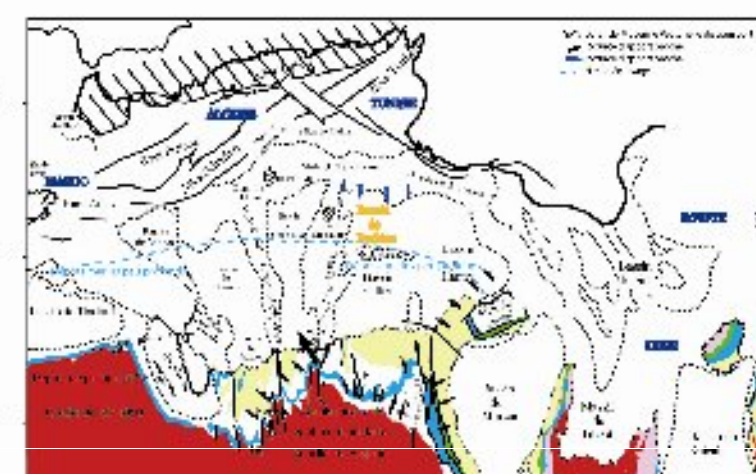


Figure n° 13f: Carte paléogéographique au Sinien

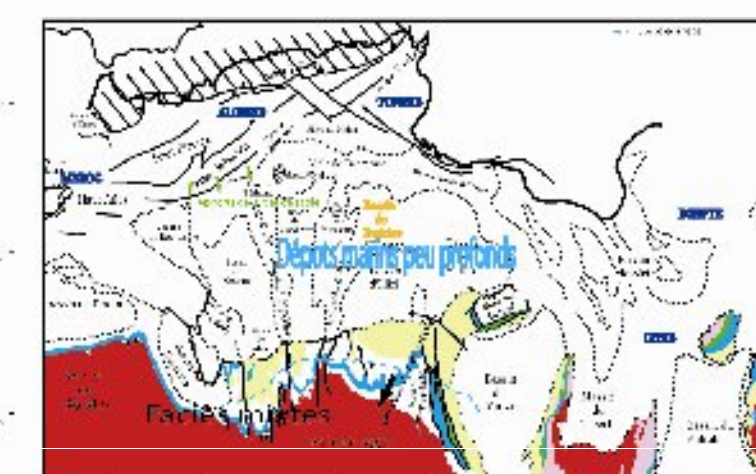


Figure n° 13h: Carte paléogéographique à l'Émsien

Figure.13. Les cartes paléogéographiques de la plate forme saharienne au cours du Paléozoïque.

CHAPITRE : 2

GENERALITES SUR LE BASSIN DE BERKINE

IV- GENERALITES SUR LE BASSIN DE BERKINE.

V- GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE.

IV- GENERALITES SUR LE BASSIN DE BERKINE

Le bassin de Berkine-Ghadamès est un bassin intra-cratonique (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S. 1998), représente la partie la plus affaissée de la synéclyse Est saharienne (OVODOV, N., GHOMARI, A., MELEKHINE, V. 1991) où le socle est rencontré à la côte absolue 7500m. Le bassin s'étend sur une superficie de 350 000 Km² (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S. 1998) couvrant des portions de trois pays (BEKKOUCHE, D. 1992) (fig.14) :

- L'Algérie orientale : sur environ de 50 000 Km², à l'Ouest.
- La Libye occidentale : (Tripolaïne) sur environ de 20 000 Km² à l'Est.
- Le Sud de la Tunisie au Sud.

Il est limité au Nord par le môle de Dahar-Naffusah, au Sud-Est par le soulèvement de Qarquaf (la Libye), au Sud par le bouclier du Hoggar (l'Algérie), la limite occidentale est représentée par le môle Amguid El Biod (l'Algérie). Tandis que la limite orientale n'est pas bien définie, peut être chevauchée par le flanc occidental du grand bassin de Sirt (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998) (fig.14).

IV.1- BASSIN DE BERKINE

Le bassin de Berkine occupe la partie Nord-Est du grand Erg oriental de la plate forme saharienne algérienne, il englobe trois entités géologiques (RAPPORT SONATRACH. 2000), délimitées suivant leur contexte tectonique, structural et facial (fig.14 et 15):

- Le sub-bassin de Berkine dans sa partie centrale fait partie à l'Est du grand bassin de Ghadamès en Libye.
- La dépression Sud-Est triasique à l'Ouest.
- La dépression de Dahara au Nord à forts reliefs hercyniens.

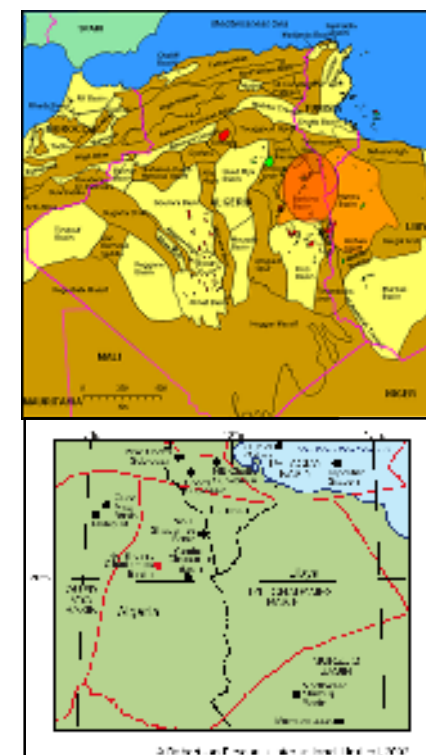
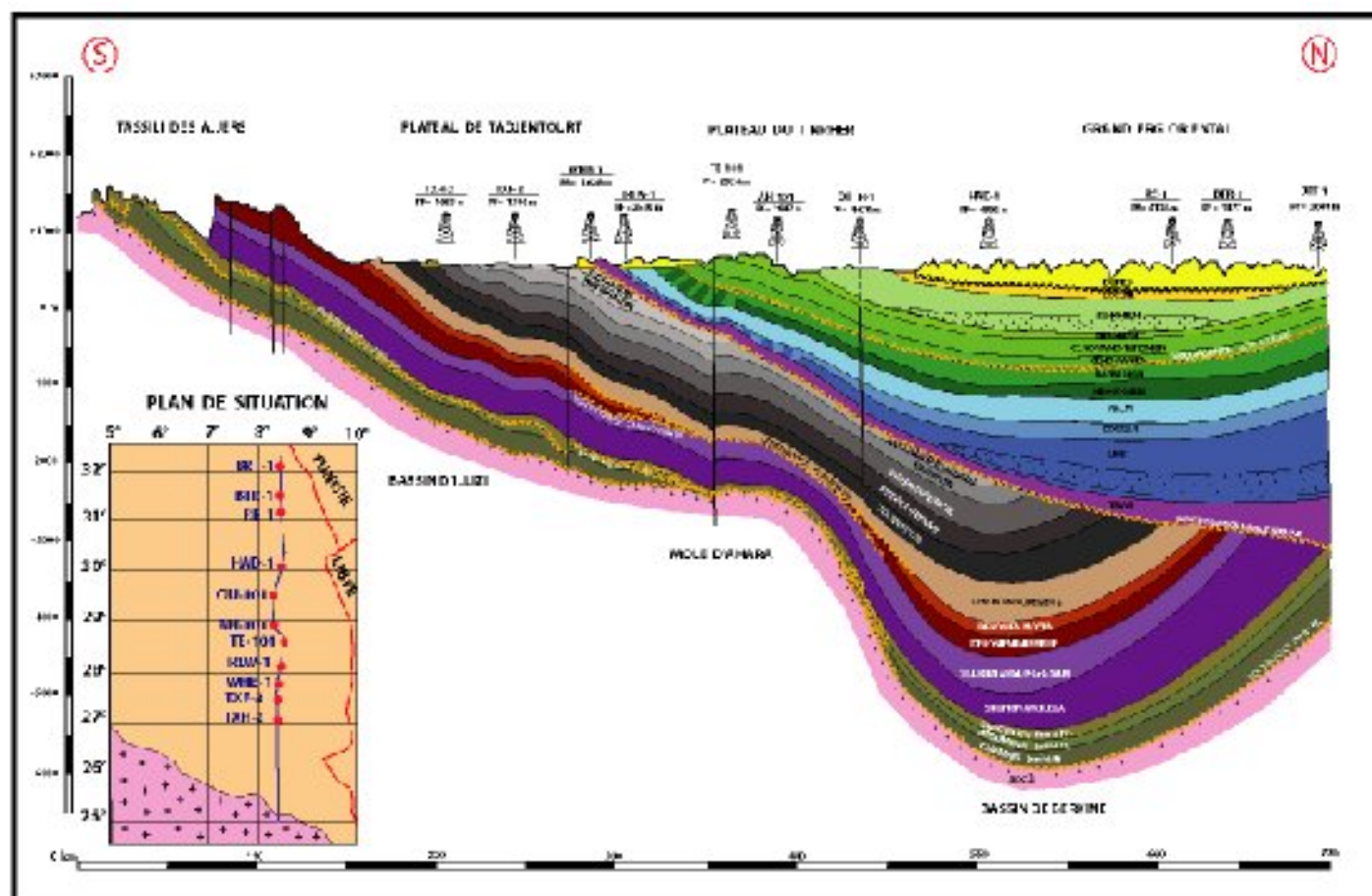


Figure.14. La coupe géologique Nord-Sud à travers le Sahara Sud Est traversant le bassin de Berkine
(RAPPORT SONATRACH. 2006).

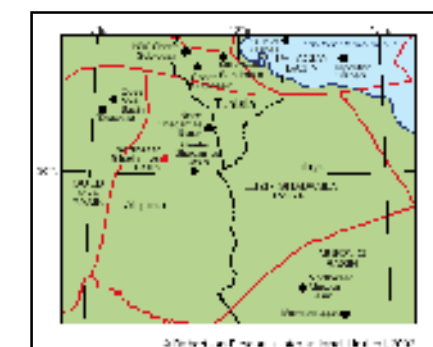
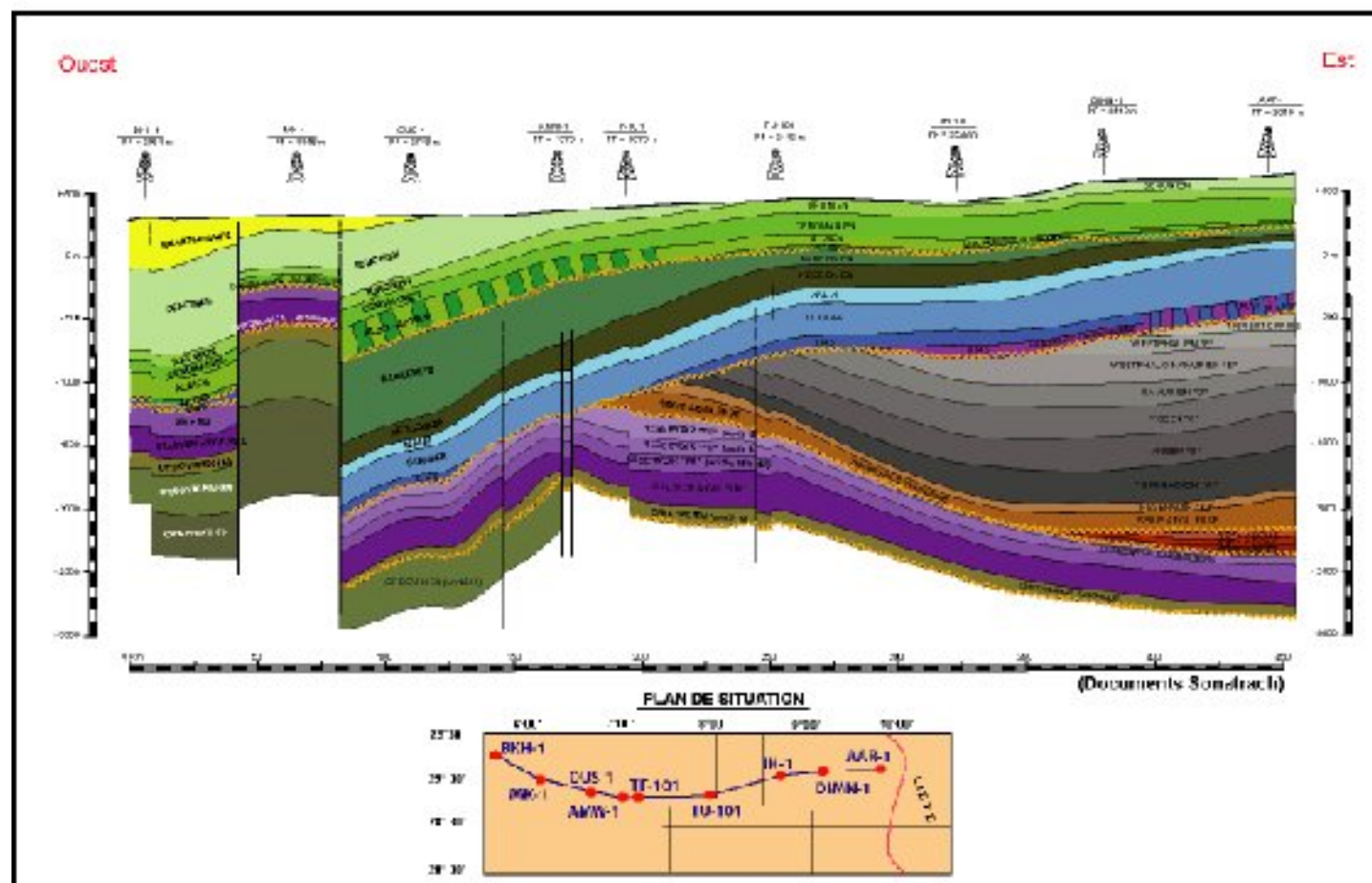


Figure.15. La coupe géologique Ouest-Est à travers le Sahara Sud Est traversant le Bassin de Berkine
(RAPPORT SONATRACH. 2006).

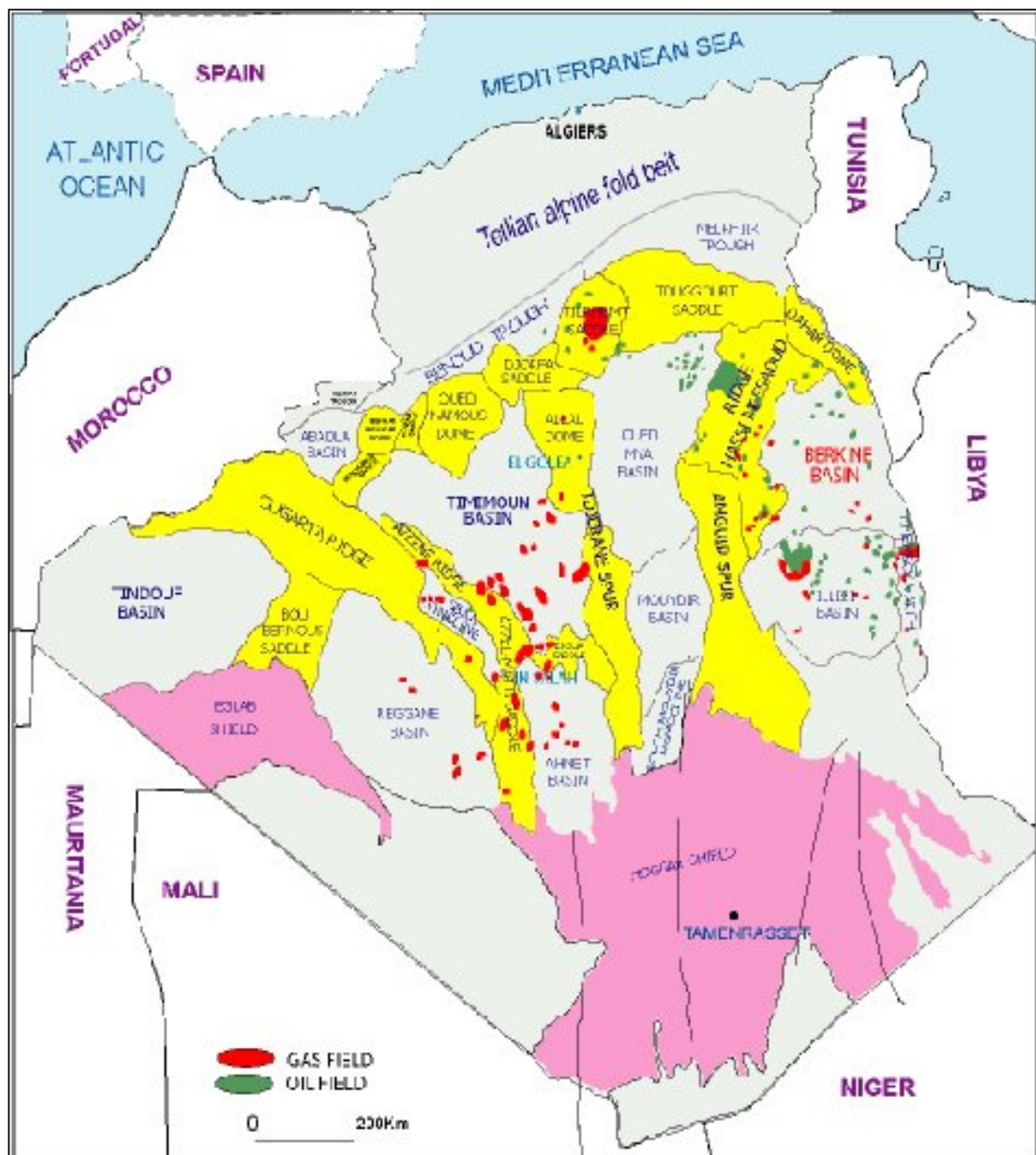


Figure.17. La situation géologique du bassin de Berkine
(RAPPORT SONATRACH. 2000).

IV.1.3- Le cadre structural

Le bassin de Berkine est classé comme un bassin intra-cratonique (SAHOUI, S. 2005) où la déformation se propage sur de vaste surface (KAZI TANI, N. 1998), il est caractérisé par deux domaines structuraux différents (SAHOUI, S. 2005) :

- Un domaine central : fortement structuré avec des failles de rejets importants (> 500m) et des fermetures structurales appréciables atteignant les 900m (Exemple : structure de Rhourde Nouss).
- Un domaine Ouest: faiblement structuré avec une remontée en monoclinal prononcée vers le Sud.

Plusieurs axes structuraux ont été mis en évidence dans le bassin, de l'ouest vers l'Est (fig.18):

- L'axe structural de Zemoul Kbar-Rec (ZEK-REC).
- Les axes structuraux Oued El Teh-Bir Berkine (WT-BBK) et El Borma.
- L'axe structural d'Ourhoud-Sif Fatima.
- L'axe structural Rhourd Kerma-Rhourd yakoub (RKE-RY).
- Le complexe structural Menzel Ledjemat sud Est-El Merk Nord (MLSE-EMN).
- L'axe structural Akfadou Zemlet cherguia-El Merk est (ZCH-EME).

Les failles sont réparties sur trois directions (fig.19) :

- Une direction principale d'orientation subméridienne dont les structures et les accidents associés sont de grande ampleur. Cette direction se domine au Sud-Ouest et à l'Ouest du bassin dans le prolongement Nord du môle d'Amguid El Biod (Exemple : faille de Ramade, structure de Hassi Chergui-Gassi Touil).
- Une direction Nord-Est s'évaluant de N030° à N060° et interfère avec les accidents sub-méridiens, les structures liées à ce trend possèdent des amplitudes importantes à l'Ouest (Ex : Rhourde Adra, Rhourde El Baguel, Brides) et celles situées à l'Est et au centre possèdent des dimensions faibles (Bir Rebâa Nord).
- Une direction secondaire dont l'orientation est variable:
 - Une orientation N070° : est l'orientation du trend recoupant le périclinal Nord de la structure de Hamra, domine dans la région de Rhourde Nouss et au niveau de la structure de Taouil et dans la région de Menzel Ledjmat.

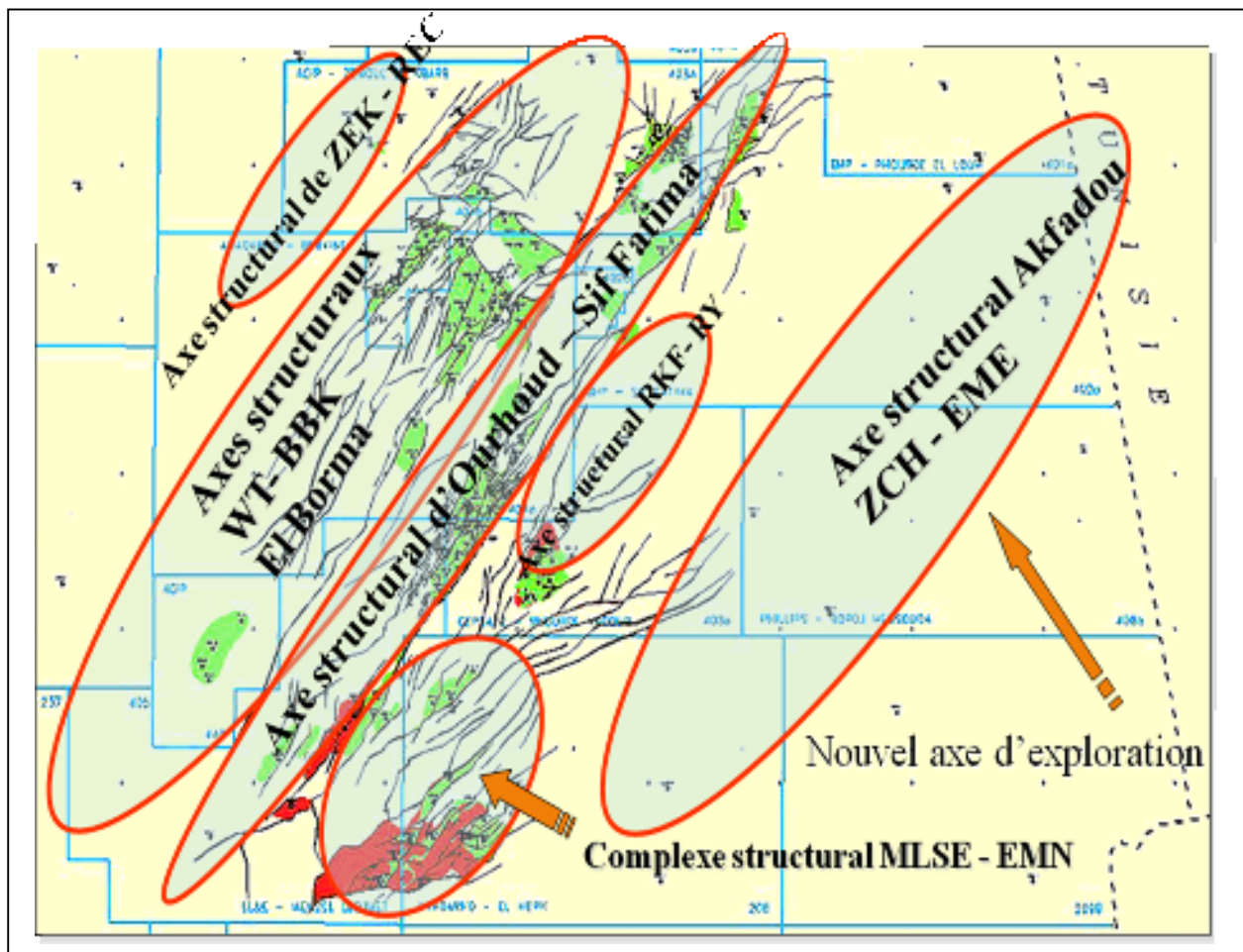


Figure.18. Les axes structuraux du bassin de Berkine
(RAPPORT SONATRACH. 2006).

- Une orientation Sud-Est : sur le môle d'Ahara et à l'Ouest sur le trend de Tartrat.
- Une orientation N150° : au Nord-Est du bassin au niveau des trends de Keskassa, Bir Rebâa, Zemlet El Arbi et Bir Berkine Nord-Rhourde Naga.

Notable : les structures anticlinales de grandes amplitudes et de petites surfaces sont liées aux directions des failles inverses Nord-Sud, localisées dans la partie Sud-Est triasique. Tandis que les structures de faibles amplitudes et de grandes surfaces sont rattachées aux directions des failles normales décrochantes Nord-Est/Sud-Ouest localisées dans le reste du bassin (RAPPORT SONATRACH. 2000).

IV.1.4- L'évolution structurale du bassin de Berkine

IV.1.4.1- Les éléments structuraux

Les principaux éléments tectoniques délimitant le bassin de Berkine et qui contrôlent son évolution structurale sont les suivants (fig.18) :

- Au Nord : le môle Dahar-Naffusah (voûte de Telemzane).
- A l'Est : le flanc occidental du bassin de Syrte (Libye).
- Au Sud : soulèvement de Qarqaf et le bouclier du Hoggar.
- A l'Ouest : le môle Amguid El Biod.

A- Le môle de Tihemboka

Le môle de Tihemboka est morcelé en plusieurs panneaux d'orientation Nord-Sud (ABDALLAH, H ; MOUAICI, R-IFP. 1999). Le soulèvement du môle a débuté au Silurien, ainsi fourni le matériel dans la partie orientale du bassin de Berkine. Du Tournaisien supérieur à la fin du Paléozoïque, il est devenu relativement subsidant et permet la communication des deux bassins (LATRACHE. 1999).

B- Le môle d'Ahara

Le môle d'Ahara d'orientation Est-Ouest s'est présenté comme la limite méridionale du bassin de Berkine et le sépare du bassin d'Illizi, se comportant comme un bloc uni. L'évènement calédonien a accéléré le soulèvement du môle, qui a débuté au Dévonien (érosion ou condensation des séries sus jacentes) atteint son maximum durant l'Emsien à Eifelien et décroît durant le Givétien et le Frasnien (ABDALLAH, H ; MOUAICI, R-IFP. 1999 et LATRACHE. 1999).

C. Le môle d'Amguide El Biod

De direction sub-méridienne, Il est localisé à l'Est du bassin, actuellement correspond à une structure d'horsts sur la quelle les séries du Siluro-Dévonien sont érodées.

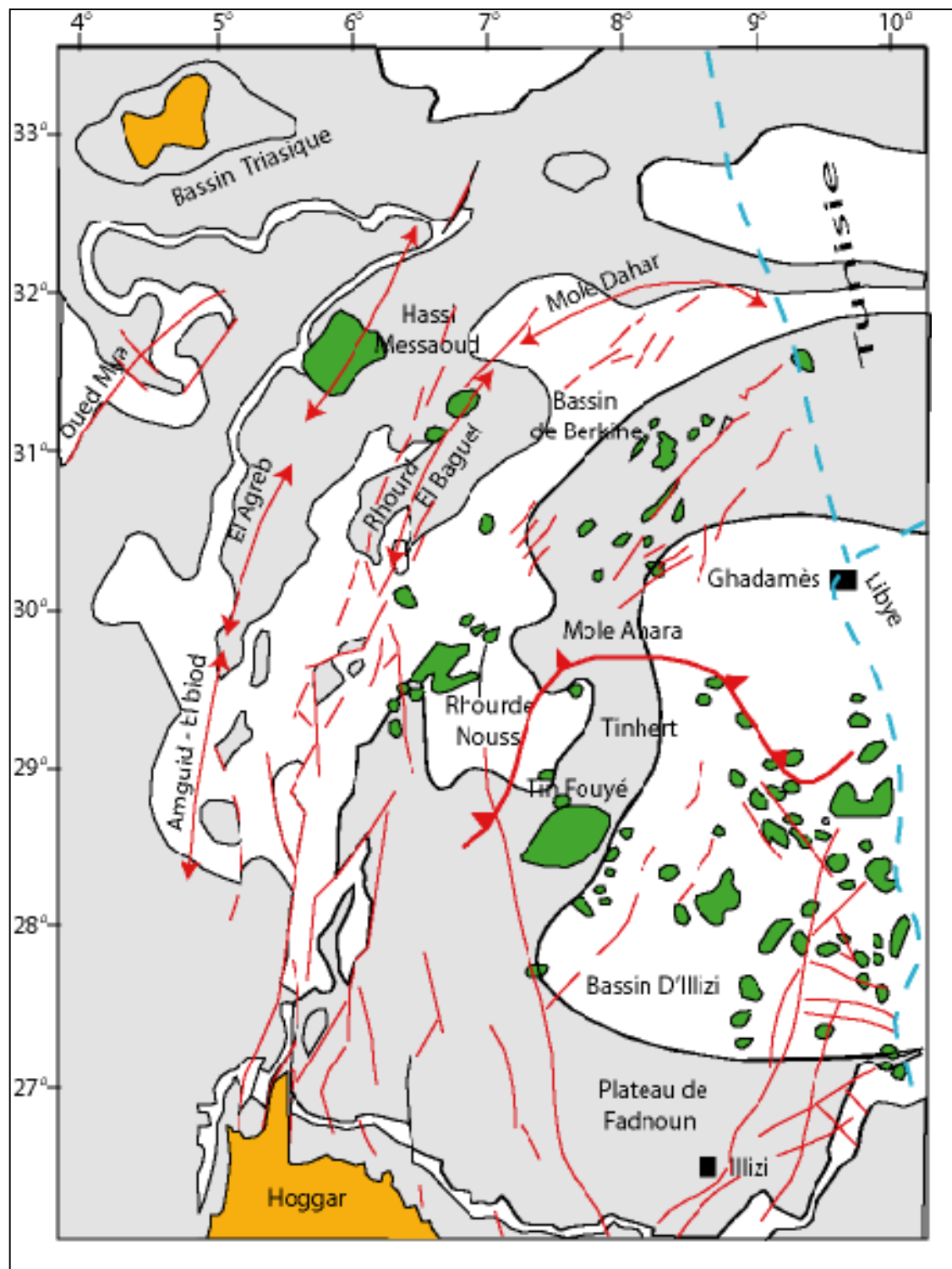


Figure.19. Les éléments tectoniques du bassin de Berkine
(RAPPORT SONATRACH. 2000).

IV.1.4.2- Les phases tectoniques

L'évolution structurale du bassin se résume en trois étapes principales (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998 et ABDALLAH, H., MOUAICI, R., IFP. 1999) :

- Réactivation du système de failles pan-africaines et création d'un bassin paléozoïque subsident.
- Soulèvement du bassin et érosion intense pendant la phase hercynienne.
- Surimposition d'un bassin mésozoïque et basculement Nord-Ouest avec la migration du dépo-centre du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Le schéma structural actuel du bassin de Berkine est le résultat de la superposition de plusieurs phases tectoniques discordantes dont les déformations sont discrètes et difficilement observables (SAHOUI, S. 2005) :

A- La phase pan-africaine

Elle a structuré le socle pré-cambrien par l'apparition des failles Nord-Sud jalonnées par un réseau de failles conjuguées d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest et Nord-Ouest/Sud-Est (ABDALLAH, H., MOUAICI, R., IFP. 1999 et OVODOV, N., GHOMARI, A., MELEKHINE, V. 1991).

B- La phase du Cambrien-Ordovicien inférieur

Une phase distensive exprimée par un enfouissement irrégulier de la surface érosive du socle et l'apparition d'une dépression au centre (600m de profondeur) et au Nord-Ouest du bassin (SOLDATENKO, E. 1991) orientée vers le Nord-Est. Le môle d'Ahara et le môle de Tihemboka étaient des points hauts au Sud sur lesquels le Cambro-Ordovicien se biseaute par Onlap (IFP-SONATRACH. 2006 et ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998), avec migration du dépo-centre de l'Ouest (au Cambrien) vers le Nord-Est et le Sud-Ouest à l'Ordovicien (IFP-SONATRACH. 2006).

C- La phase du Caradoc-Ashigillien

Les échos de la phase compressive tectonique ont engendré des mouvements compressifs le long des failles sub-méridiennes exprimés par des larges plissements Nord-Sud avec des failles actives (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998 et ABDALLAH, H., MOUAICI, R., IFP. 1999), qui ont contrôlé la distribution des épaisseurs

et des faciès dans les formations syn-tectoniques et post-tectoniques. Les soulèvements à failles actives provoquent une érosion qui engendre les séries de recouvrement lesquelles seraient tardivement remplies par les dépôts périglaciaires, où la discordance tectonique est bien manifestée au Nord du bassin (môle Dahar), et où l'unité périglaciaire IV repose en discordance sur les quartzites de Hamra (unité III.2), donc l'érosion de l'unité III.3 (IFP-SONATRACH. 2006 et ECHIKH, K in D.S. MACGREGOR, D.S et al. 1998). Cette discordance a été mise en évidence également en Libye (ECHIKH, K in MACGREGOR. D.S et al. 1998) et au Sud de la Tunisie (CHAUDOUL in ECHIKH, K in MACGREGOR. D.S et al. 1998).

Des coulées volcaniques ont été mentionnées dans le flanc occidental du bassin (région de Brides) et dans le bassin d'Illizi (Champs de Mereksène, Stah et Dimeta), lié à l'activité tectonique de cette période.

D- La phase de l'Ordovicien terminal - Silurien inférieur

La structuration du bassin n'a pas beaucoup changé, sauf la formation d'une structure positive au Nord du bassin (RER-1 et RER-2) et les mouvements tectoniques descendants, qui ont favorisé l'accumulation des sédiments siluriens ont fait l'avantage de ressortir le contraste entre les formes structurales antérieures fixées à la surface du socle (SOLDATENKO, E. 1991). Le dépôcentre s'allonge Est-Ouest.

E- La phase de fin Silurien-Début Dévonien

Elle est liée à la phase compressive calédonienne (ardennaise postérieure à Ludlow) (MASSON et CIE. 1992), les contrecoups de cette phase interviennent uniquement dans la structuration de la bordure Sud de la dépression par l'individualisation du môle d'Ahara et du môle de Tihemboka (OVODOV, N., GHOMARI, A., V. MELEKHINE, V. 1991., BEUF, S et al. 1971., FABRE, J. 1976 et LATRACH. 1981) et le môle d'Amguid El Biod (BEUF, S et al. 1971., FABRE, J. 1976). Ces grands axes antéclises séparent des aires sédimentaires et fournissent un nouveau stock de matériel disponible à leur comblement. Les données sismiques au Nord-Ouest de la Libye et au dessus du trend Al kabir (ECHIKH, K. 1992 in ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998) et dans le bassin d'Illizi (SONATRACH-BEICIP. 1995., ATTAR. 1987.,

BOUJDAMA, A. 1987), montrent le plissement de la série silurienne au-dessous des dépôts dévoniens (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998).

Le soulèvement est suivi par une érosion affectant surtout le flanc Sud-Ouest et Sud du bassin de Berkine, où le Dévonien inférieur (formation de Tadrart) repose directement sur le Silurien supérieur (formation d'Acacuse basale). A cette, les différentes unités d'Acacuse (Silurien supérieur) se tronquent progressivement à partir du Nord-Est vers le Sud-Ouest (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998). Le dépicentre a migré vers le Sud-Ouest.

Les mouvements épirogéniques qui ont affecté le bassin à la fin du Silurien ont entraîné la chute brutale du niveau relatif de la mer avec une vitesse excédant celle de la subsidence (KRACHA, S. 1998).

Notable : les bassins de Berkine et d'Illizi sont individualisés à partir des mouvements calédoniens (BEICIP-SONATRACH. 1975 et ATTAR. 1987 in BEKKOUCHE, D. 1992).

F- La phase du Dévonien inférieur

C'est une phase distensive exprimée par les rejeux syn-sédimentaires des failles des structures préexistantes au cours du Gédinnien-Siegénien (BEKKOUCHE, D. 1992), ces rejeux ont provoqué des variations d'épaisseur et de faciès observées au niveau des môles de Tihemboka et d'Ahara (HANNICHE, M. 2002) et la bordure Sud du bassin. Cette phase est clôturée par une transgression qui a conduit au dépôt de la formation d'Orsine, qui couvre partiellement et en discordance les môles de Tihemboka et d'Ahara (MOUSSINE-POUCHKINE in BOUDJAMA, A. 1987 et BEUF, S et al. 1971).

- Lochkovien : (Gédinnien)

- Lochkovien inférieur

Une remontée lente du niveau marin à partir du Nord-Ouest (BEUF, S et al. 1971) a permis la création de l'espace disponible à la sédimentation des grès massifs de Bir Berkine en progradation rapide, ces grès homogènes à stratifications obliques à grande échelle, suggèrent une pente régionale régulière orientée Sud-Est où les zones surélevées étaient soumises à des érosions intenses et continues.

- Lochkovien supérieur

Le paléorivage se situait probablement vers le Nord et le Nord-Est (BEUF, S et al. 1971) et la transgression s'est annoncée de manière rapide et instantanée « intervalle condensé » (BEKKOUCHE, D. 1992). Le dépôcentre s'est allongé suivant un axe Nord-Est/Sud-Ouest (IFP-SONATRACH. 2006), la direction des apports est du Sud au Nord ou Sud-Est/Nord- Ouest.

▪ Siegénien : (Praguien)

Au début du Siegénien le paléorivage se situait probablement vers le Sud ou le Sud-Ouest (SEGURA et al. 1987 in BEKKOUCHE, D. 1992). Les contrecoups de la phase ardennaise (Calédonien récent) (MASSON et CIE. 1965) affectant le môle Amguid El Biod (ASSES, A. 1987) sont exprimés par une inversion dans la direction des apports sédimentaires où le rapport grès/argile augmente en direction du Nord et Nord-Ouest (BERROUANE et FEDIACUSKY. 1985 ; SEGURA et al. 1987 in BEKKOUCHE, D. 1992 et ASSES, A. 1987).

L'individualisation de deux dépôcentres (carte en isopaques de l'unité C3) (ASSES, A. 1987) concentrés dans la région de Bir Berkine (BBK-1) et Bir Rebâa (BE-1) pour la première et dans la région d'Ouest El Teh (WT-1) pour la deuxième. Toutes deux orientées Ouest-Sud / Ouest, Est-Nord/Est.

A la fin du Siegénien le bassin change radicalement sa géométrie avec la migration du dépôcentre vers le Sud-Ouest (IFP-SONATRACH. 2006) ; la mer arrive de l'Est et envahie les zones centrales et orientales.

▪ Emsien

Le début de l'Emsien est marqué par une transgression générale brutale à l'échelle du bassin marquée par l'apparition des faciès marins profonds à Brachiopodes rétrogradants (argiles d'offshore) (RAPPORT SONATRACH. 1994). A la fin de l'Emsien une chute de grande ampleur du niveau relatif du niveau marin et localisation du dépôcentre au Nord Est du bassin avec un allongement vers le Sud (IFP-SONATRACH. 2006).

G- La phase du Dévonien moyen

- Eifelien

Une transgression brutale favorise le dépôcentre des argiles carbonatées sur tout le bassin (IFP-SONATRACH. 2006).

- Givétien

L'apparition de deux dépôcentres, le premier est localisé à l'Est et le second au centre du bassin avec un allongement Est-Ouest (SONATRACH-IFP. 2006).

H- La phase du Frasnien

Les mouvements frasniens sont indiqués par la présence de deux discordances localisées dans la bordure méridionale du bassin, où se trouve le môle d'Ahara qui est toujours en zone haute. Ces discordances sont liées aux derniers contrecoups de la phase calédonienne (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998) ; la première est observée au sommet de l'Emsien (SONATRACH-BEICIP. 1975 in ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998 ; ABDESSELEM ROUGHY. 1991 et ECHIKH, K. 1992 in ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S, et al. 1998) et la deuxième à la base de la couche radioactive argile-carbonatée du Frasnien (SONATRACH-BEICIP. 1975 in ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998). En Libye des lacunes bio-stratigraphiques sont mentionnées dans le Givetien et le Frasnien (ECHIKH, K. 1987-1992 in ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998).

- Frasnien inférieur

Le dépôcentre est localisé à l'Est du bassin avec un allongement Est-Ouest et l'absence de dépôt le long de la bordure Ouest du bassin (SONATRACH-IFP. 2006).

- Argiles radioactives du Frasnien

L'apparition de trois dépôcentres dans la partie centrale du bassin avec un allongement Est-Ouest.

I- Famennien

Une extension du bassin avec un allongement Est-Ouest et un dépôcentre localisé au centre avec le même allongement que le bassin (SONATRACH-IFP. 2006).

▪ Strunien

Réduction de l'extension du bassin avec une orientation Nord-Ouest/Sud-Est et un dépôcentre localisé au centre avec un allongement Nord-Ouest/Sud-Est (SONATRACH-IFP. 2006).

▪ La phase post-faménienne

A la fin du Dévonien le môle d'Ahara s'est envahit progressivement par la mer et la partie haute (LA-101, LH-101, OU-101 et ET-101) n'a été transgressée que tardivement (HACHED. R, 1985).

J- L'orogénèse hercynienne

C'est l'évènement majeur qui termine le cycle paléozoïque, cette phase a conduit à la configuration du bassin, elle se traduit par une inversion tectonique régionale.

▪ La phase hercynienne précoce

Elle est d'âge Tournaisien-Viséen inférieur (ABDALLAH, H., MOUAICIR-IFP. 1999 et ECHIKH, K in MACGREGOR.D.S et al. 1998). Au cours de cette phase les mouvements compressifs N040° sont modérés, provoquant une érosion partielle sur quelques structures locales du môle de Tihemboka (BOUDJAMA, A. 1987) et l'érosion totale des dépôts du Tournaisien précoce sur tout le bassin (ECHIKH, K in MACGREGOR.D.S et al. 1998).

▪ La phase hercynienne principale

D'âge post-Namurien (ABDALLAH, H ; MOUAICIR-IFP. 1999) ou fin Westphalien-début Permien (ECHIKH, K in MACGREGOR. D.S et al. 1998) de direction N120, a initié le soulèvement du môle d'Amguid El Biod, le haut de Dahar et le haut du Naffusah et l'érosion des termes paléozoïques (ECHIKH, K in MACGREGOR, D.S et al. 1998).

Le fond du bassin cesse d'enfouir pour être brutalement soulevé (SOLDATENKO, E. 1991., OVODOV, N., GHOMARI, A., MELEKHINE, V. 1991), ensuite a subi une érosion

intense sur une large partie, notamment dans la partie Nord-Ouest qui atteint l'Ordovicien ; exemple la région du bourrelet de Rhourde El Baguel où le système triasique repose directement sur l'Ordovicien (SOLDATENKO, E. 1991). Le soulèvement du bassin a donné naissance à des failles orientées vers le Nord-Est avec un rejet de 200 à 300 m et le fléchissement de la partie Sud-Est, la remontée de la partie Sud-Ouest a conduit à la formation d'une vaste dépression au Sud-Est (SOLDATENKO, E. 1991).

▪ Carbonifère

Les événements du cycle hercynien qui ont conduit à l'image de l'écorché anté-Mésozoïque montrent les auréoles de séries paléozoïques à la discordance Hercynienne. La carte d'écorché anté-Mésozoïque montre que l'érosion à cette phase a affecté intensément la partie Ouest du bassin où les termes du Paléozoïque sont érodés jusqu'au Cambro-Ordovicien, contrairement à la partie Sud-Est. La direction d'érosion est orientée Nord-Ouest/Sud-Est où même le Carbonifère est préservé.

A la charnière entre le Paléozoïque et le Mésozoïque, la structure géologique du bassin de Berkine a subi un changement brutal qui s'est traduit avant tout par la migration de la zone la plus enfouie vers le Sud-Est et un vaste développement de failles (SOLDATENKO, E. 1991).

Les mouvements paléozoïques ont donné naissance à des bourrelets, tel que Rhourd El Baguel, Hassi Keskessa et Mereksen, des plis de fond, des plis associés à des failles et des failles à rejet plus ou moins important. Certaines de ces failles se suivent bien à travers toute la couverture sédimentaire, d'autres s'amortissent dans les différents horizons du Paléozoïque ou du Mésozoïque, dont la longueur varie de quelques Km à quelques centaines de Km. La plus part sont normales de direction Sud-Ouest/Nord-Est mais les failles inverses existent également (OVODOV, N., GHOMARI, A., MELEKHINE, V. 1991).

La structure des dépôts paléozoïques au cours du Mésozoïques n'a pas beaucoup changé, ces dépôts sont inclinés vers le Nord-Ouest sur une large partie en direction de la dépression Sud-Est, et la zone la plus enfouie, sur le plan structural paléozoïque se trouve au Sud-Est du bassin, et sur le plan Mésozoïque se situe au Nord-Ouest.

IV.1.5- La stratigraphie paléozoïque du bassin de Berkine

La couverture sédimentaire paléozoïque du bassin de Berkine est assez complète au centre du bassin, elle est décrite comme suite (fig.20) :

IV.1.5.1- Le Cambrien

Au Cambrien, la sédimentation commence dans le Sud-Est de l'Algérie. Les séries cambro-ordoviciennes reposent sur le socle cristallin. L'intervalle Cambrien correspond, dans le bassin de Berkine aux « Grès d'Hassi Leïla » (Grès et quartzites à passées conglomératiques) supposés Cambrien moyen à supérieur. Ces grès sont divisés en unités Ri, Ra, R2 auxquelles s'ajoute la zone R3 qui est attribuée également au Cambrien. Ce système de dépôt correspond à un énorme piémont alluvial à pente très faible débouchant dans un milieu marin peu profond à forte influence de marées. Ces grès fluvio-tidaux s'étendent toute la plate forme saharienne sous pratiquement le même faciès.

IV.1.5.2- L'Ordovicien

Une transgression importante se produit au sommet du cambrien, elle s'enregistre dans les faciès bioturbés du Ri. Les datations, à la limite du Cambrien et de l'Ordovicien, restent ambiguës et les premiers dépôts véritablement attribués à l'Ordovicien sont ceux des argiles d'El Gassi. Une discontinuité majeure correspond à la discordance taconique, qui sépare entre deux grands cycles transgressif-régressif dans l'Ordovicien:

- Un cycle Tremadoc-Arenig inférieur, est composé de grès et quartzites (Zones des alternances) puis d'argiles marines sombres (Argiles d'El Gassi) et se termine par les grès d'El Atchane progradants, déposées dans un milieu marins peu profond fluviatile. La polarité de cette séquence est Sud-Nord (Fluviatile vers marin).
- Un cycle Arenig moyen-Caradoc tronqué par la discordance taconique contenant les quartzites de Hamra (dépôts marins peu profonds à tidal flat), les argiles marines d'Azzel et les grès deltaïques à littoraux d'Oued Saret.

L'unité IV est constituée de dépôts de bas niveau marin au sens large (Lowstand system Tracts) dont la base correspond à la discordance taconique et le sommet à la surface transgressive de base des dépôts de « Hot Shales » Silurien. Les dépôts

périglaciaires sont des dépôts de remplissage de vallées orientés Nord-Sud. Dans la partie Nord du bassin de Berkine, la discordance taconique est matérialisée par une érosion importante (décapant tous les réservoirs ordoviciens anté Ashgill) d'origine glaciaire.

IV.1.5.3- Le Silurien

Dans le bassin de Berkine, le Silurien peut atteindre jusqu'à 1000m d'épaisseur et correspond à un intervalle globalement «Coarsenig-up». Sa base correspond à la surface transgressive au toit de l'unité IV et son toit est marqué par la discordance calédonienne. Cet évènement majeur n'est pas clairement identifié en litho-stratigraphie, où les faciès de Silurien supérieur et de Dévonien inférieur sont regroupés sous le terme « Réservoir F6 ». Le Silurien peut se décomposer en deux ensembles :

- Un ensemble basal argileux, généralement daté Llandovérien à Wenlockien (Argiles à Graptolites), renfermant une des deux roches-mères de la région. Cet ensemble est constitué de deux cycles transgressifs/régressifs marins et peut renfermer des formations volcaniques.
- Un ensemble sommital gréseux, d'âge Ludlowien à Pridolien, correspondant à des séquences marines progradantes formant un prisme régressif.

La progradation des dépôts siluriens se fait du Sud vers le Nord, ainsi les faciès argileux d'âge Llandovérien-Wenlockien du bassin de Berkine ont pour équivalent, dans le bassin d'Illizi, des prismes sableux progradants proches de ceux rencontrés dans le bassin de Berkine au Ludlowien-Pridolien. La régression se poursuivant au cours du silurien inférieur, qui vont se déposer dans le bassin de Berkine au Silurien supérieur avec toutefois un caractère marin moins franc et une énergie des vagues moins fortes en liaison avec les prémices de la phase calédonienne qui aurait pu commencer à isoler le bassin de Berkine vers le Nord par la surrection de la ride de Talemzane.

IV.1.5.4- Le Dévonien

Le Dévonien correspond à une série clastique d'épaisseur comprise entre 200 et 700m. Il est composé de dépôts marins organisés selon trois ensembles :

- Le Dévonien inférieur

Il est composé de grès massifs (Réservoir F6=Grès du Tadrart) à caractère très aggradant et dont l'âge est assez mal défini, tout au moins dans le bassin de Berkine. Les datations récentes effectuées dans le cadre de l'étude des carottes du périmètre Rhourde Es sid indiquent que ces grès massifs sont d'âge Praguien à Emsien inférieur. Le Lochkovien, pourrait donc être absent ou extrêmement réduit, ce qui remet fortement en cause l'existence d'une séquence lochkovienne dans le bassin de Berkine. Les premiers dépôts identifiés sur la discordance calédonienne dans la partie Nord du bassin de Berkine montrent un caractère marin affirmé, proche des dépôts siluriens sous-jacents. La discordance calédonienne ne semble donc pas se résumer à un événement tectonique simple. Au dessus de ces grès massifs apparaissent une succession de cycles régressifs/transgressifs appartenant à l'Emsien et faisant toujours partie du « Réservoir F6 ».

- Le Dévonien moyen (Eifelien-Givétien)

Il est tronqué par la discordance frasnienne. Le Givétien renferme le réservoir F3.

- Le Dévonien supérieur (Frasnien à Strunien)

Il est caractérisé par le dépôt d'une série argileuse très épaisse, d'âge Frasnien-Famennien, renfermant la deuxième roche-mère majeure de la région (Argiles radioactives du Frasnien). Ces argiles matérialisent le développement d'une transgression à l'échelle de la plate-forme saharienne, faisant suite à l'instabilité tectonique de la période Lochkovien-Emsien. Seul le Strunien renferme des niveaux réservoirs (réservoir F2).

IV.1.5.5- Le Carbonifère

C'est un ensemble argilo-gréseux à la base évoluant vers des dépôts plus confinés (argilo-carbonaté et argilo-lagunaire).

Les termes Tournaisien/Viséen présentent des grès marins littoraux et offshore d'extension relativement réduite. De caractéristiques pétrophysiques excellentes.

Les développements de ces grés restent assujettis aux proximités des sources d'apport occidentales à partir des zones hautes d'El Gassi-Hassi Messaoud et probablement des zones de Talemzane.

Résumé (4)

La formation de la dépression de Berkine remonte jusqu'au Cambrien :

1- Durant le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien le fond irrégulier de la dépression était assez stable, ce qui a conduit à la formation de cuvettes et de bombement dans son périmètre orienté vers le Nord-Est.

2- Au Dévonien, la dépression a connu une extension plus large, accompagnée par la structuration de sa bordure Sud avec un fort pendage. En parallèle, les structures plus ou moins orientées Nord-Ouest sont individualisées dans la zone profonde.

3- Pendant le Carbonifère et le Permien (Paléozoïque supérieur) la structure du bassin a connu une évolution remarquable caractérisée par :

- La migration du fond du bassin vers le Sud-Est causée par un fléchissement brutal de la partie Sud-Est.
- Le soulèvement général du bassin au Permien (probablement au Carbonifère), suivi par une érosion intense, en particulier au Nord-Ouest, en plus la cuvette sédimentaire a été affecté par des failles et des plissements.

La succession stratigraphique dans le bassin de Berkine est composée d'un paquet paléozoïque qui se repose sur le socle pan-africain, il est formé par les dépôts fluvial-glaciaires du Cambro-ordovicien suivi par une transgression silurienne qui a eu comme conséquence le dépôt des schistes de Tannezuft qui représentent une des roches principales roche mère en Afrique du Nord. Plusieurs cycles de transgression/régression ont eu pendant la période du Dévonien inférieur qui a été suivi par les dépôts marins du Carbonifère.

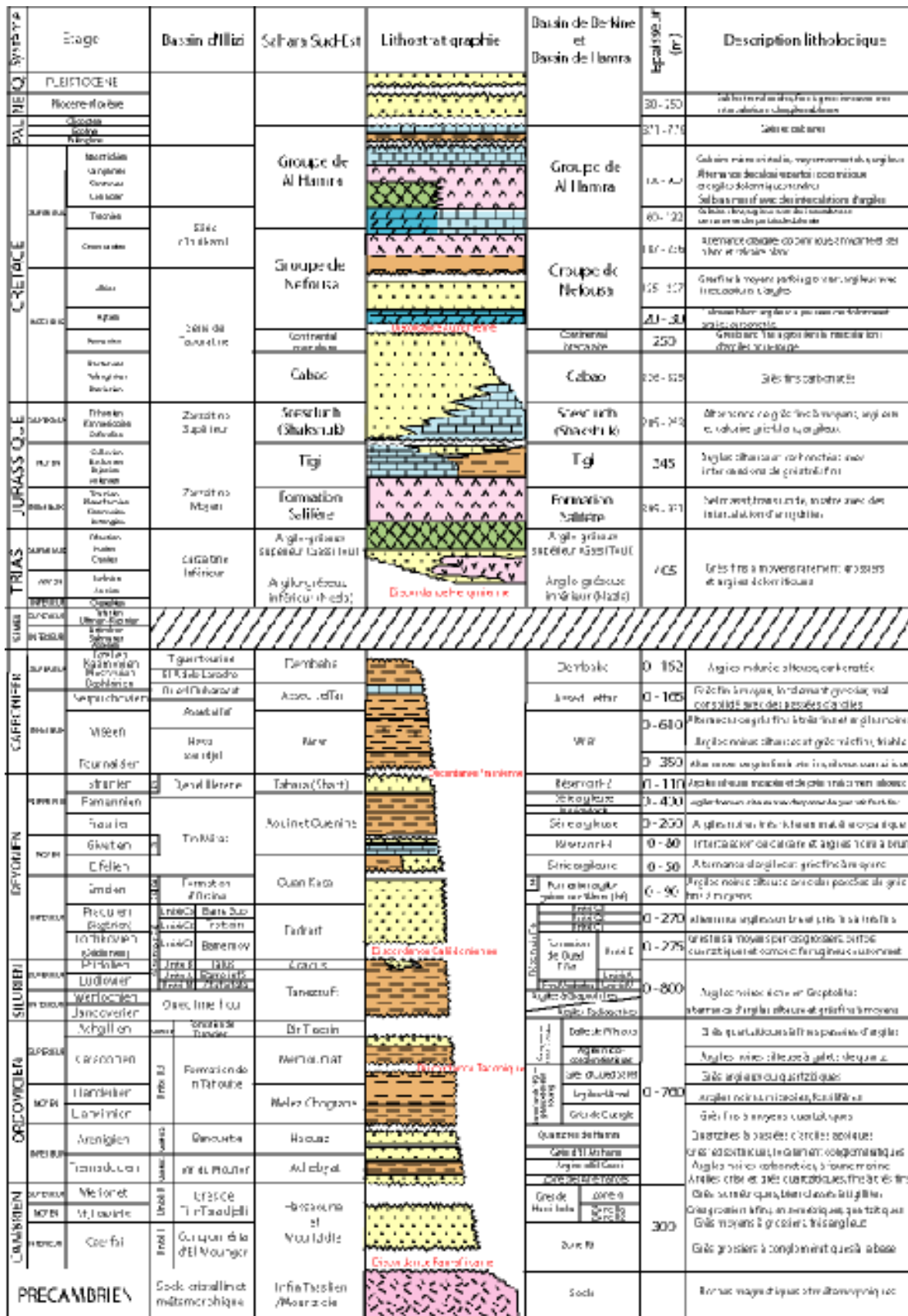


Figure.20. La colonne stratigraphique synthétique du Bassin de Berkine
(RAPPORTS SONATRACH.2000).

IIV.1.6- Les systèmes pétroliers paléozoïques du bassin de Berkine

Les plus importants systèmes pétroliers de la plate forme saharienne sont retrouvés au Paléozoïque et au Trias qui ont renfermé environ 43% des réserves connues d'huile et 84 % des réserves connues du gaz (LORENZO CASATI et JONATHAN CRAIG. 2003). Presque la totalité des réserves découvertes se situe dans la partie Est du Sahara (3700 Mm³), (ATTAR, M et M. HAMMAT, M. 2002).

Dans le bassin de Berkine les ressources en place globales sont de l'ordre de 1609.32 millions de m³ d'huile, 72.47 millions de m³ de condensât et 764.58 milliards de m³ de gaz (RAPPORT SONATRACH. 2000). Ces quantités sont générées à partir des roches mères les plus potentielles dans le bassin et qui sont les argiles noires à Graptolites siluriennes et le Dévonien moyen et supérieur (BEICIP-SONATRACH. 1991) (fig.21).

IV.1.6.1- Les roches mères

A- Le Silurien argileux (formation d'Oued Imerhou)

D'âge Llandoveryen-Wenlokien (FABRE, J. 1976., LEGRAND, Ph. 1981) et Gothlandien. Il est déposé en discordance sur l'Ordovicien dans les parties les plus profondes du bassin, il est formé d'argiles noires pyriteuses riches en matière organique marine constituées de phytoplanctons (Spores primitives) (RICHARDSON et IOANNIDES. 1973 in YAHY, N. 1999) et zooplanctons (Chitinozoires, Acritach, Tasmanes et Graptolithes) (CHAOUICHE. 1991 in YAHY, N. 1999 et MEBARKA, A. 1992). Le Silurien inférieur se présente sur la totalité du bassin avec des épaisseurs variables allant du 300 m à 200 m et il se biseaute au niveau des bordures Nord-Ouest et Nord sous la discordance hercynienne (YAHY, N. 1999 et BEICIP-SONATRACH. 1991). Il est subdivisé en trois termes selon l'ordre décroissant en matière organique :

- Le terme basal : le plus riche en matière organique avec une épaisseur qui varie entre 10 à 25m et s'épaissit vers le Sud-Est (125m) et vers le Nord-Ouest (50m) dont les paramètres pétrochimiques le classe comme un horizon productif (Tab.2).
- Le terme intermédiaire : moins radioactif, possédant une épaisseur très variable allant de 0 à 275m avec une distribution très hétérogène, 25m au niveau du sillon de Marfag et 275m dans la région de Brides. Les paramètres pétrochimiques le rendent un horizon de productivité moyenne (Tab.2).

- Le terme supérieur : très peu radioactif dont les paramètres pétrochimiques indiquent une productivité faible (Tab.2).

B- Le Dévonien supérieur : Frasnien-Famennien

Il se présente au Sud-Est du bassin, ailleurs, il se biseaute par érosion sous la discordance hercynienne entre le môle d'Ahara et le centre du bassin. Il est déposé durant la transgression marine et il est subdivisé en deux zones :

- La zone inférieure : d'âge Frasnien plus riche en COT et une épaisseur qui varie de 50m sur le môle d'Ahara à 200m au Nord du bassin. Les paramètres géochimiques sont illustrés dans le tableau N° 2.
- La zone supérieure : faiblement radioactive, d'épaisseur passant de 50m sur la mole d'Ahara à 55 m dans le centre du bassin. Les paramètres géochimiques sont illustrés dans le tableau N° 2.

Tableau.2. Les paramètres géochimiques des roches mères du bassin de Berkine.

Niveau		Epaisseur (m)	COT (%)	S2 (Kg HC/ t. roche)	IH (mg HC/ g COT)	Type de kérogène
Ordovicien	Argiles El Gassi	?	1.5 à 2	7 à 14	470 à 700	Type II
	Argiles d'Azzel					
Silurien	Basal	10 à 25	3,5 à 17	7,5 à 61	285 à 410	Type II et Type III
	Intermédiaire	0 à 275	0,75 à 1,45	0,7 à 2,3	80 à 210	
	Supérieur		< 0,5	< 1	< 200	
Carbonifère	Westphalien	?	?	4	8 à 11	Type III
	Viséen					
	Tournaisien					
Famennien	Zone inférieure	50 à 200	2,5 à 6,6	9 à 40	300 à 615	Type II et Type III
Frasnien	Zone supérieure	50 à 550	1,5 à 2,4	1,7 à 13	100 à 440	



IV.1.6.2- La génération des hydrocarbures

Deux cycles de formations de pétrole dans la dépression de Berkine qui sont liés à deux étapes de la tectogenèse ; l'étape paléozoïque et l'étape mésozoïque :

A- Le cycle pré-paléozoïque

Les roches mères siluriennes et dévoniennes sont restées immatures dans les zones de bordures du bassin tandis que dans la zone Sud-Est du bassin l'enfouissement a été suffisant pour que la roche mère silurienne rentre dans la fenêtre à huile ($TR = 75\%$) et la roche mère dévonienne reste immature ($TR = 10\%$) (fig.22 et 23).

B- Le cycle post-érosion hercynienne

La remontée de la roche mère environ de 700m provoque l'arrêt de la transformation de la matière organique dans des régions et le ralentissement de la transformation dans d'autres régions (la région de Haïd). Au Lias la reprise de l'enfouissement qui atteint son maximum dès la fin du Mésozoïque en faveur de l'augmentation du flux thermique, qui est en relation avec la distension Trias-Lias. A partir de la phase autrichienne (Crétacé inférieur) la roche mère silurienne entre dans la phase à gaz et celle dévonienne marque la fin de la phase à huile dans la zone centrale et dans les bordures du bassin (RAPPORT SONATRACH. 2000).

C- Au cours du Tertiaire

Arrêt de la subsidence accompagné par l'augmentation du flux thermique, remontée de 500m, la roche dévonienne entre dans la fenêtre à huile et dans les zones les plus profondes (région de Haïd) se déclenche le phénomène de craquage.

Le Silurien est en phase à gaz sec ($TR > 90\%$) dans la majeure partie du bassin, cependant elle est en phase à huile dans la partie Nord (ANR-1, BTR-1, ELB-1 et SMR-1) et vers le môle d'Ahara, et à phase du gaz sec au centre du bassin (RMD-1 et RKF-1), et le degré de maturation diminue vers le stade de génération de condensât et d'huile vers les bordures.

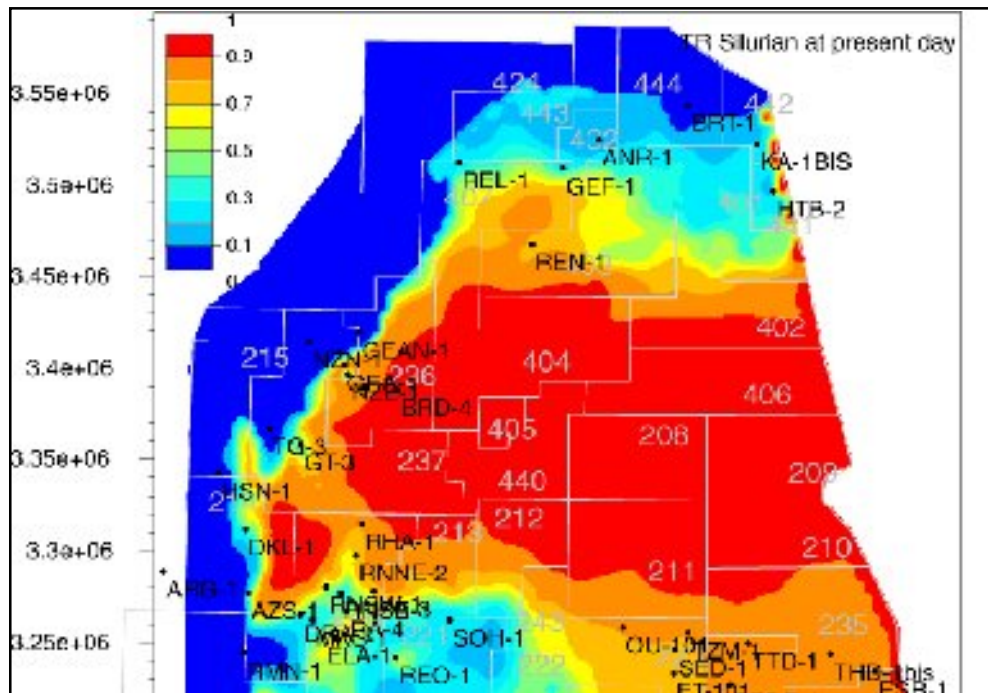


Figure.22. La carte de maturation de la roche mère silurienne
(Work shop Sonatrach.2009).

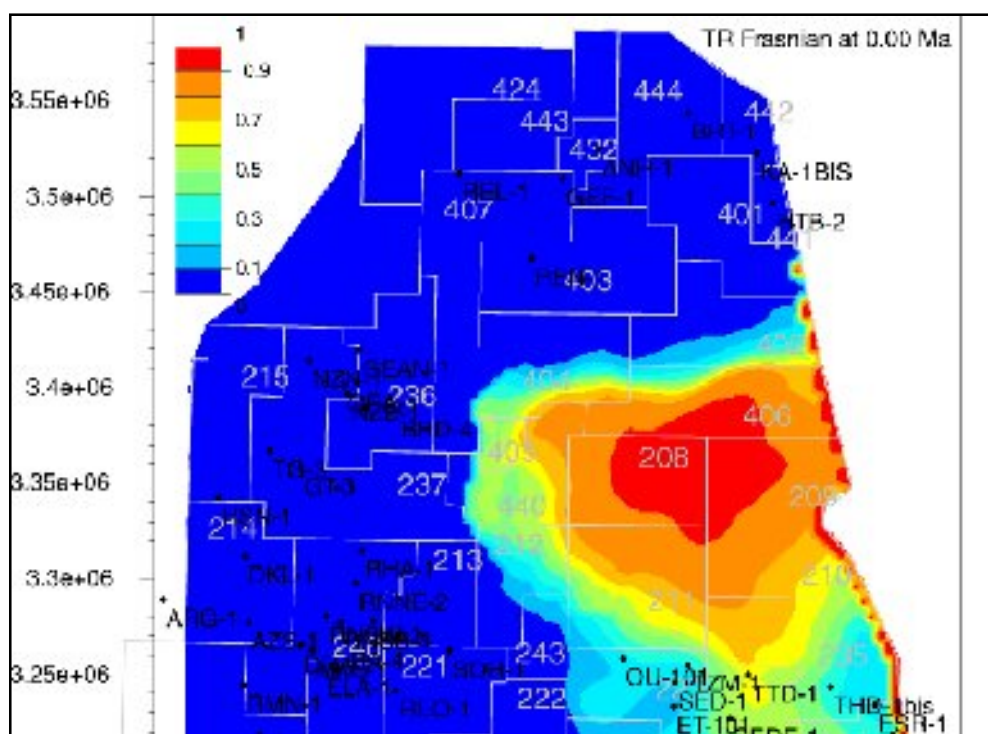


Figure.23. La carte de maturation de la roche frasnienne
(Work shop Sonatrach.2009).

IV.1.6.3- Les roches réservoirs

Elles sont représentées par les grès fluviatiles intra-paléozoïques et du Trias basal, ont des extensions régionales (fig.24) avec des épaisseurs et de qualités variables dépendent de leurs faciès, leur âge et la diagenèse post-sédimentaire (BOOTE, D et al. 1998).

A- Le Cambrien

Il présente un faciès détritique et possède des qualités réservoirs semblables à celles des grès productifs du champ de Hassi Messaoud, il englobe les grès de réservoir R_3 , réservoir R_2 , réservoir R_a et réservoir R_i .

Les paramètres pétrophysiques matriciels sont médiocres en raison des phénomènes diagénétiques (silicification). La production pétrolière est liée à la fracturation à partir des unités R_i et R_a dans la région d'Ain Romana, sur le trend structural Rhourde El Baguel-Mesdar-Damrane et présente des indices appréciables d'huile dans le sondage EAT-1 (bloc 407).

B- L'Ordovicien

Alternance de grès et d'argile qui constitue les différents réservoirs avec ses couvertures telles que les grès d'El Atchane surmontés par les argiles d'El Gassi, les Quartzites de Hamra, les grès d'Ouargla recouvertes par les argiles d'Azzel et les grès d'Oued Saret surmontés par les argiles micro-conglomératiques. L'Ordovicien se trouve à de grandes profondeurs dans la partie Sud du bassin, au Nord le réservoir se biseaute et présente des caractéristiques pétrophysiques appréciables, le débit d'huile enregistré au niveau du puits SMR-1 (7 m³/h) rend cette partie potentielle. Le test de la partie supérieure de l'Ordovicien (Dalle de M'Kratta) de la région de Hassi Touareg-Ektaia a donné un débit d'huile.

Les Quartzites de Hamra constituent le réservoir principal de l'Ordovicien où de nombreuses découvertes ont été réalisées dans les régions de Brides, Nezla, Meksem, Rhourde Adra Sud et Gassi El Adem, avec des réserves globales de 233 milliards m³ de gaz et environ de 7MM m³ d'huile.

C- Le Silurien

La partie supérieure du Silurien renferme des niveaux gréseux qui présentent l'équivalent de la partie inférieure du réservoir F₆ défini au niveau du bassin d'Illizi. Ces passages gréseux se biseautent dans les parties Nord et Ouest de la dépression et sont bien développés dans la partie Sud-Est du bassin triasique (proximités des sources nourricières ; Tassili N'Ajjer et Amguid-Hassi Messaoud). Ils ont montré des accumulations d'hydrocarbures dans la région de Rhourde Nouss et de Rhourde Hamra Sud-Est.

D- Le Dévonien

▪ Le Dévonien inférieur

Les grès prédominent dans cette série argilo-gréseuse, ils forment en grande partie l'équivalent du réservoir F₆ d'âge Gédinnien-Siegénien et l'équivalent du réservoir F₄ d'âge Emsien :

- Le Gédinnien (formation de Tadrat) : grès massifs de type continental ont d'excellentes caractéristiques pétrophysiques, où des accumulations d'hydrocarbures ont été mises en évidence dans BRN-1, BRSW-1 et ZEK-1.
- Les réservoirs du Siegénien et de l'Emsien (niveaux gréseux G à B) : grès de type chenaux, de marées, de barres littorales et d'offshore, d'extension relativement latérale restreinte. Ils présentent de bonnes caractéristiques pétrophysiques et produisent à BBK-1, BRW-1, ROM-1 et ZEA-1.

▪ Le Dévonien moyen

Dans les parties méridionales et centrales le Dévonien moyen représente des bancs de grès constituant l'équivalent du réservoir F₃ d'âge Eifelien-Givetien.

▪ L'Eifelien

Grès de bas niveau marin (LST), se présentent localement dans la région d'El Merk et produisent du gaz sec au niveau du puits EME-1.

- Le Dévonien supérieur

La partie supérieure est représentée par un faciès gréseux et de silstones, constituant l'équivalent du réservoir F₂ d'âge Famennien supérieur (Ex : Strunien) :

- Le Famennien supérieur (Ex : Strunien) : des grès de type barres, d'épaisseur variable avec un maximum d'une vingtaine de mètres, leur présence est restreinte aux bordures du bassin pour passer latéralement vers l'Est et le Sud-Est à des équivalents argileux (région de Sidi Yedda). Ces niveaux gréseux sont productifs dans les bordures ouest et centrale du bassin (Exemple : EME-1, EMK-3 et EMN-1).

Les réservoirs dévoniens possèdent de bons à moyens paramètres pétrophysiques au voisinage des anciennes structures positives. Vers le centre de la dépression, ces grès qui augmentent d'épaisseur, s'enrichissent en ciment chloriteux. Dans cette même direction les propriétés réservoirs se dégradent.

E- Le Carbonifère

- Le Tournaisien et le Viséen

Ils renferment des membres gréseux qui se corrélaient nettement entre eux et qui correspondent aux réservoirs D₈ à D₀ et B₁₄ à B₁₀). Ils sont représentés par des grès marins et offshore, d'extension relativement restreinte, où se biseautent sous la discordance hercynienne et possèdent de très bons paramètres pétrophysiques.

Ces réservoirs sont productifs d'huile, de condensât et de gaz au niveau des gisements de Rhourde Khouf, Ourhoud, EMN-1, Menzel et Ledimat.

Le biseautage de ces réservoirs constitue de bons pièges lithostratigraphiques renfermant des hydrocarbures considérables (exemple : les récentes découvertes de MLW-1, MLNW-1, MLN-1 dans le bloc 405 et IAN-1 dans le bloc 212.

- Le Namurien

Dans cet étage se trouvent les réservoirs B₈ à B₂.

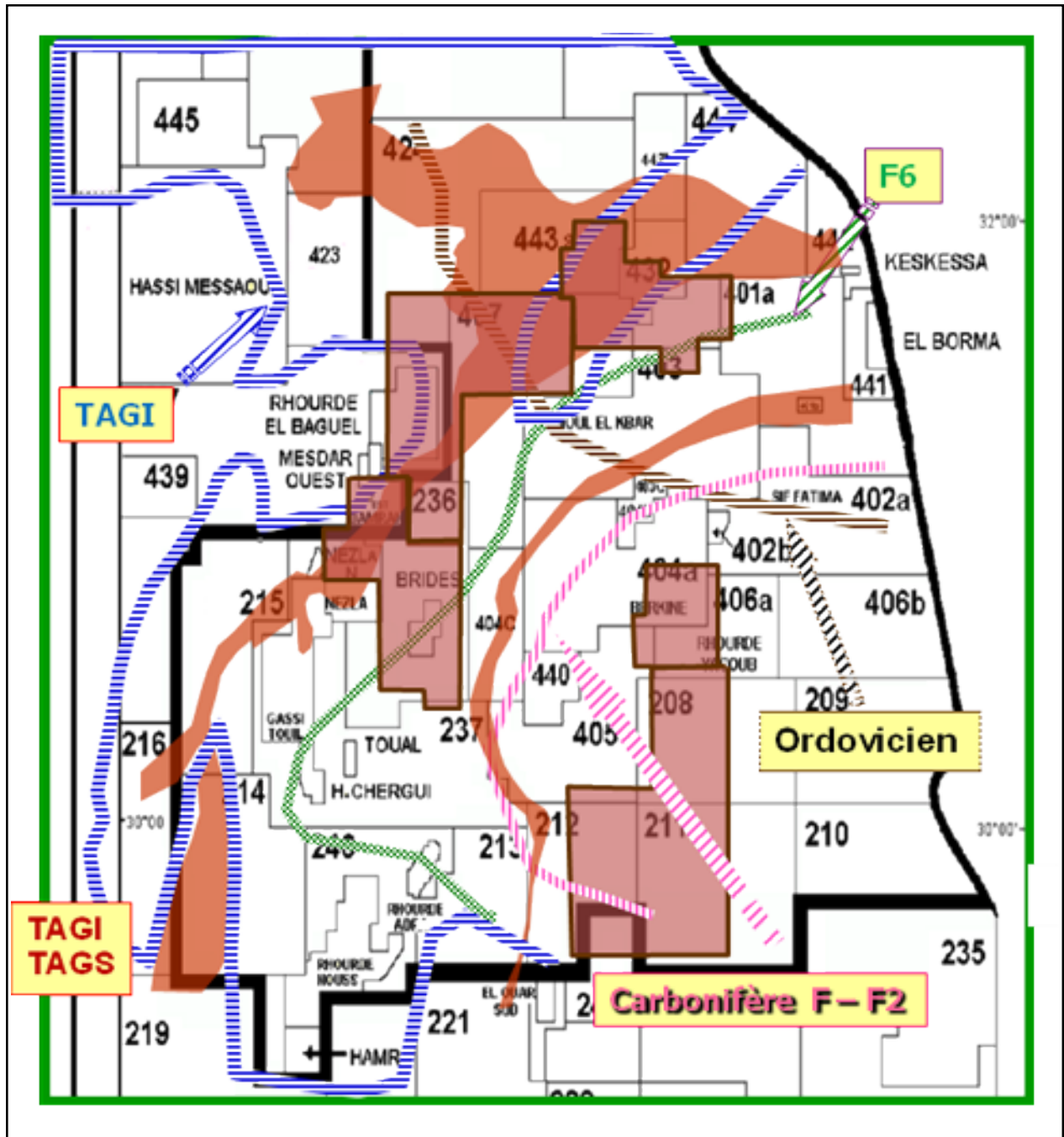


Figure.24. L'extension des réservoirs du bassin de Berkine
(RAPPORT SONATRACH, 2005).

IV.1.6.4- Les roches couvertures

A- Les couvertures des réservoirs cambriens

La couverture est assurée par les argiles d'El Gassi.

B- Les couvertures des réservoirs ordoviciens

Les argiles typiques de l'Ordovicien, les argiles siluriennes peuvent assurer la couverture des grès de celui-ci et fournir une étanchéité aux accumulations, excepté au niveau où il a été érodé par l'orogénèse hercynienne, tel au Nord (le bloc 414, Bir Romana).

C- Les couvertures des réservoirs dévoniens

Les argiles intra-formationnelles du carbonifère et du Dévonien assurent la couverture des réservoirs dévoniens ; il s'agit des argiles du Frasnien et Famennien. Les réservoirs de l'Ordovicien et du Cambrien sont couverts par les argiles d'El Gassi. La fermeture latérale est assurée par le rejet vertical des failles associé avec le trend structural.

V- GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE

V.1- La zone de ZEMOUL EL KBAR

V.1.1- Situation géographique

La zone d'étude correspond au périmètre de ZEMOUL EL KBAR II (bloc 403) qui a une superficie totale de 2906 km² et une superficie nette de 2460.17 km². Il est composé de 39 parcelles se décomposant en 25 parcelles entières et de 14 portions de parcelles situées en zone D.

Le périmètre est situé à environ 250km au Sud-Est de Hassi Messaoud, à 85km au Sud Ouest du champ d'El Borma et à 35km des gisements de BBK et HBN et à 4km des champs de BRN/BRSW/BRW. Il comprend les champs d'exploitation BRN, BRSW, BRW, ROM, ZEA, ZEK, REC et ROME (fig.25).

V.1.2- Cadre géologique

Le périmètre ZEMOUL EL KBAR se situe dans la partie Nord-Ouest du bassin de Berkine. Il présente un ensemble structural caractérisé par des trends structuraux orientés Nord-Est/Sud-Ouest sur lesquels se rattachent les pièges de type anticlinaux. Des failles secondaires d'orientation Nord-Ouest/Sud-Est compliquent son canevas structural et occasionnent le compartimentage des structures. Les failles ayant joué en décrochement favorisent la formation de structures anticlinales appuyées contre faille (fig.25).

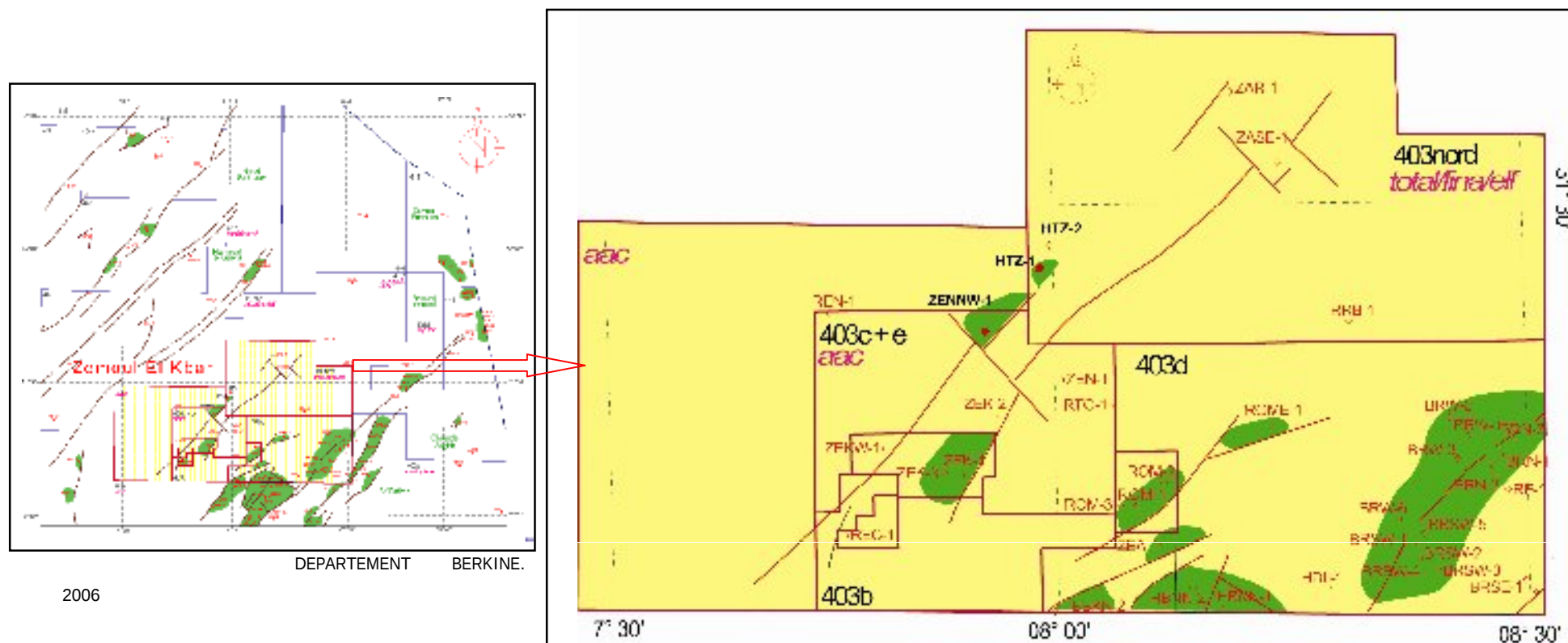


Figure.25. La carte de situation du permis ZEMOUL EL AKBAR (bloc 403) (RAPPORT SONATRACH. 2006).

V.1.3- La stratigraphie

La série sédimentaire dans ce périmètre est généralement identique à celle définie à l'échelle du bassin (fig. 26). L'érosion hercynienne a joué un rôle prépondérant dans la répartition des formations paléozoïques sur les remontées structurales Nord-Ouest, où les termes du Dévonien inférieur affleurent sous la discordance hercynienne. Ces termes constituent des objectifs pétroliers importants.

Les périodes de non dépôt ou d'érosion correspondent aux principales discordances régionales dans la zone, il s'agit de :

- La discordance taconique (Ashgill) : elle est d'origine essentiellement eustatique dans la partie Nord du bassin de Berkine et liée à l'installation d'une calotte glaciaire au centre du Gondwana qui atteint le Sahara Central.
- La discordance calédonienne (Silurien supérieur-Dévonien inférieur) : elle a provoqué un soulèvement suivi d'une érosion des séries siluriennes.
- La discordance frasnienne : liée à des mouvements tectoniques intra-dévonien.
- La discordance hercynienne (Phase précoce= Tournaisien-Viséen et phase tardive= Westphalien supérieur-Permien) : qui a entraîné une érosion importante des séries paléozoïques.
- La discordance autrichienne (Barrémien) qui est associée à une phase compressive ou transpressive ayant un impact important sur les failles orientées Nord-Sud et Nord-Est/Sud-Ouest engendrant des plis et des décrochements dextres.
- La discordance de base du Tertiaire (Crétacé supérieur au Tertiaire) : elle est marquée par un soulèvement suivi par une érosion (phase pyrénéenne).

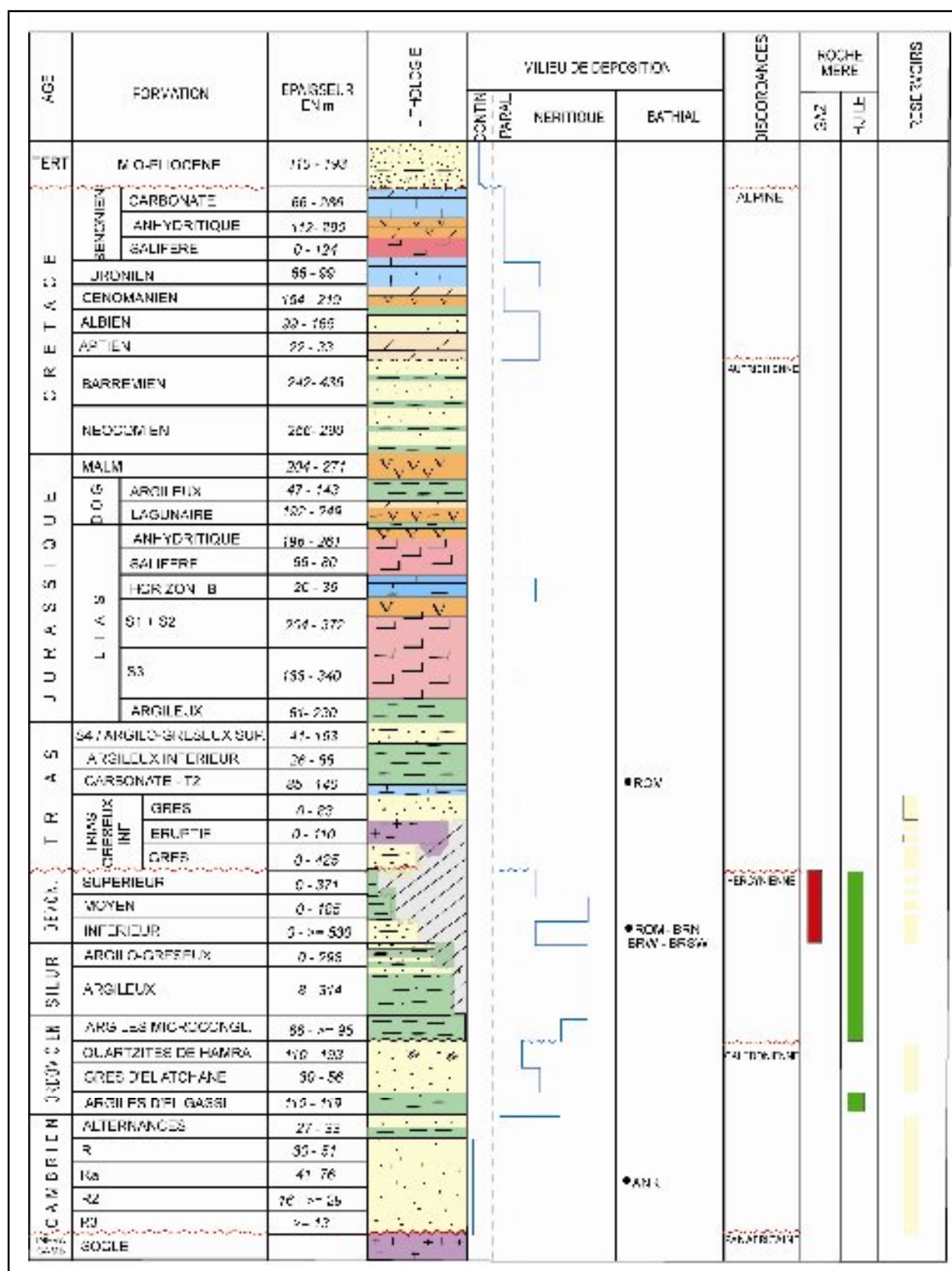


Figure.27. La coupe stratigraphique type dans le périmètre ZEMOUL EL KBAR (Bloc 403) (RAPPORT SONATRACH. 2005).

V.1.4- Les travaux antérieurs

V.1.4.1- Les travaux en association

L'activité de recherche dans le périmètre ZEMOUL EL KBAR a débuté en 1969 par des études magnétiques faites par Aéroservices (RAPPORT SONATRACH. 1984).

- De 1970 à 1982 : 1500km de sismique 2D ont été acquis.
- En 1981 : Un accord d'association SH/AGIP sur le bloc 403, durant lequel ont été réalisés les puits ROM-1,2 et REN-1 dont les résultats pétroliers sont illustrés dans le tableau ci-dessous :

Tableau. 3. Les résultats pétroliers des puits forés (Rapport Sonatrach.2005).

Nom du puits	Sigle	Année	Profondeur (m)	Opérateur	Résultats Pétroliers
Rhourde En Naga-1	REN-1	1985	4835	AGIP	Puits abandonné
Rhourde Messaouda-1	ROM-1	1986	3972	AGIP	Siegenien :Huile : 520 m ³ /J et Gaz : 39.22 m ³ /J Emsien: Huile : 54.05m ³ /J Trias carbonaté: Huile : 38.60 à 25.12m ³ /J
Rhourde Messaouda-2	ROM-2	1989	3956	AGIP	TAGI : compact Siegénien : Sec

Le bloc 403 a fait l'objet de trois contrats d'association avec Agip à savoir :

- Le 1^{er} contrat (1988 à 1994) : durant lequel l'associé a réalisé 2856.59km de sismique 2D (Tab. 4) et 9 forages (Tab. 5).

Tableau.4. Les compagnes sismiques (Rapport Sonatrach. 2005).

ANNEE	SISMIQUE
1988	763,38km
1989	154,26km
1990	100,10km
1991	974,77km
1992	864,08km
1993	0
1994	0

Tableau.5. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach. 2005).

Nom du puits	Sigle	Année	Profondeur (m)	Opérateur	Résultats Pétroliers
Bir Rebaa Nord-1	BRN-1	1990	3888	AGIP	Gédinnien : huile 1357 m ³ /J
Bir Rebaa Nord-2	BRN-2	1990	3860	AGIP	Gédinnien : huile 1053.35 m ³ /J Gaz: 432.12 m ³ /J
Bir Rebaa Nord-3	BRN-3	1991	3869	AGIP	Siegenien :Huile: 2662 m ³ /J Gaz: 432.12 m ³ /J Emsien: Huile : 921m ³ /J Gaz: 71.83m ³ /J
Bir Rebaa West-1	BRW-1	1991	3700	AGIP	TAGI : 1902 m ³ /J
Rhourde Rouba-1	RRB-1	1991	3570	AGIP	Aquifère
Bir Rebaa Sud West-1	BRSW-1	1992	3950	AGIP	
Bir Rebaa West-2	BRW-2	1992	3435	AGIP	TAGI : 13.15 m ³ /J
Bir Rebaa Sud West-2	BRSW-2	1993	3948	AGIP	TAGI : productif d'huile
Bir Rebaa Sud West--3	BRSW-3	1994	3990	AGIP	TAGI : productif d'huile

- Le 2^{ème} contrat (1995 à 1998) : qui s'est soldé l'acquisition de 597.27km de sismique 2D et le forage de 10 wildcat et 09 délinéations (Tab.6).

Tableau.6. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach. 2005).

Nom du puits	Sigle	Année	Résultats Pétroliers
ZEMOUL EL KBAR -1	ZEK-1	1995	TAGI : Argileux Dévonien inferieur : Huile : 23 m ³ /h Gaz : 1 330 m ³ /h
ZEMOUL EL KBAR -2	ZEK-2	1996	Gédinnien : Non testée (aquifère)
ZEMOUL EL KBAR -3	ZEK-3	1997	Gédinnien : Non testée (aquifère)
HBNN-1	HBNN-1	1996	TAGI : Huile: 34,7 m ³ /h Gaz: 15 470 m ³ /h
HBNN-2	HBNN-2	1996	TAGI : Huile: 71,03 m ³ /h et Gaz: 12 151,7 m ³ /h
BIR REBAA SUD EST-1	BRSE-1	1996	TAGI : Huile: 87 m ³ /h et Gaz: 15 986 m ³ /h
BIR REBAA SUD EST-2	BRSE-2	1997	TAGI :Huile: 5,08 m ³ /h et Gaz: 464,73 m ³ /h TAGI : Huile : 4,17 m ³ /h et Gaz: 572 m ³ /h
BIR REBAA WEST-6	BRW-6	1997	
RHOURDE TANGUEUR-1	RTG-1	1997/98	TAGI : aquifère d'après les diagraphies
ZEMOUL EL KBAR WEST-1	ZEKW-1	1996	Gédinnien : Non testé (aquifère)
ZEMLET ADREG-1	ZEA-1	1998	TAGI : Huile : 16,31m ³ /h Gaz : 8 731 m ³ /h Emsien 'B' : Huile : 17 m ³ /h Gaz : 2 613 m ³ /h Emsien 'C': Production par bouchon (eau + traces d'huile)
ZEMLET ADREG -2	ZEA-2	1998	
ZEMLAET EL ARABI SUD-EST-1	ZASE-1	1998	Dévonien Inferieur (formation Tadrart) : aquifère TAGI : aquifère
HASSI DOLMANE-1	HDL-1	1998	Dévonien Inferieur (formation Tadrart) : aquifère TAGI : aquifère
ZEMOUL EL KHLEF-1	ZEF-1	1998	Dévonien Inferieur (formation Tadrart) : aquifère TAGI : aquifère

Le 3^{ème} contrat (2000 à 2002) : qui s'est soldé l'acquisition 425km (2D), 141 km² (3D) sur REC (Tab.7).

Tableau.7. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach. 2005).

Nom du puits	Sigle	Année	Profondeur (m)	Résultats pétroliers
RHOURDE MESSAOUDA EST-1	ROME-1	2001	3867	TAGI : Huile : 21,50 m ³ /h
RHOURDE ECH CHOULI-1	REC-1	2002	3550	Tadrart : Huile: 14,7 m ³ /h
RHOURDE ECH CHOULI-2H	REC-2H	2003	3500	Tadrart : Huile: 27,6 m ³ /h

V.1.4.2- Les travaux en effort propre (Sonatrach)

Tableau.8. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach. 2005).

Nom du puits	Sigle	Année	Profondeur (m)	Résultats pétroliers
HASSI TOUAIZA-3	HTZ-3	2006	3586	Découverte
RHOURDE EL HELBA-1	RHB-1	2007	3620	Découverte
RHOURDE TANGUER EST-1	RTGE-1	2007	3580	Découverte

V.1.5- L'aspect pétrolier

Du fait de l'érosion des séries paléozoïques par l'orogénèse hercynienne seul le Cambrien, l'Ordovicien, le Silurien et la partie basale du Dévonien inférieur sont susceptibles des objectifs d'exploration sur la zone d'étude. En ce qui concerne le Mésozoïque, seul le TAGI présente un intérêt pétrolier (fig.28).

V.1.5.1- Les roches réservoirs

Les principaux réservoirs dans ce périmètre sont les grés du Trias (Trias Argileux Gréseux Inferieur ; TAGI) et du Dévonien inférieur .Les grés du TAGI ont produit de bonnes quantités d'huile à partir des puits HBNN-1, BRSE-1 et ZEA-1 .Les niveaux gréseux de l'Emsien ont également donné un bon débit d'huile à ZEA-1, contrairement à la formation de Tadrart (Siegénien-Gédinnien) qui s'est avérée aquifère dans le reste des puits . A BRSW-1 et ZEK-1, les grés du Gédinnien, quartzitiques par endroit, ont produit de l'huile.

V.1.5.2- Les roches mères

Deux principales roches mères sont présentes dans la région. Il s'agit des « Hot Shales » du Silurien (COT moyen 6%) et celles du Frasnien (COT moyen=7.5%), les argiles marines distales du Silurien supérieur (Ludlow-Pridoli), le COT moyen varie entre 1.1 à 2.8 %. Ces argiles ont les caractéristiques de roches mères dans la partie

Nord de la zone de biseau, la roche mère frasnienne est située à une quinzaine de Km au Sud de la zone, elle ne devrait donc pas participer à l'alimentation des prospects de la zone. D'autant plus que le pendage à la discordance Hercynienne (base du drain TAGI) n'est pas favorable (remontée vers l'Est en direction d'El Borma), dans ces conditions l'alimentation des prospects sera faite essentiellement par la roche mère silurienne avec une participation possible des argiles du Silurien supérieur.

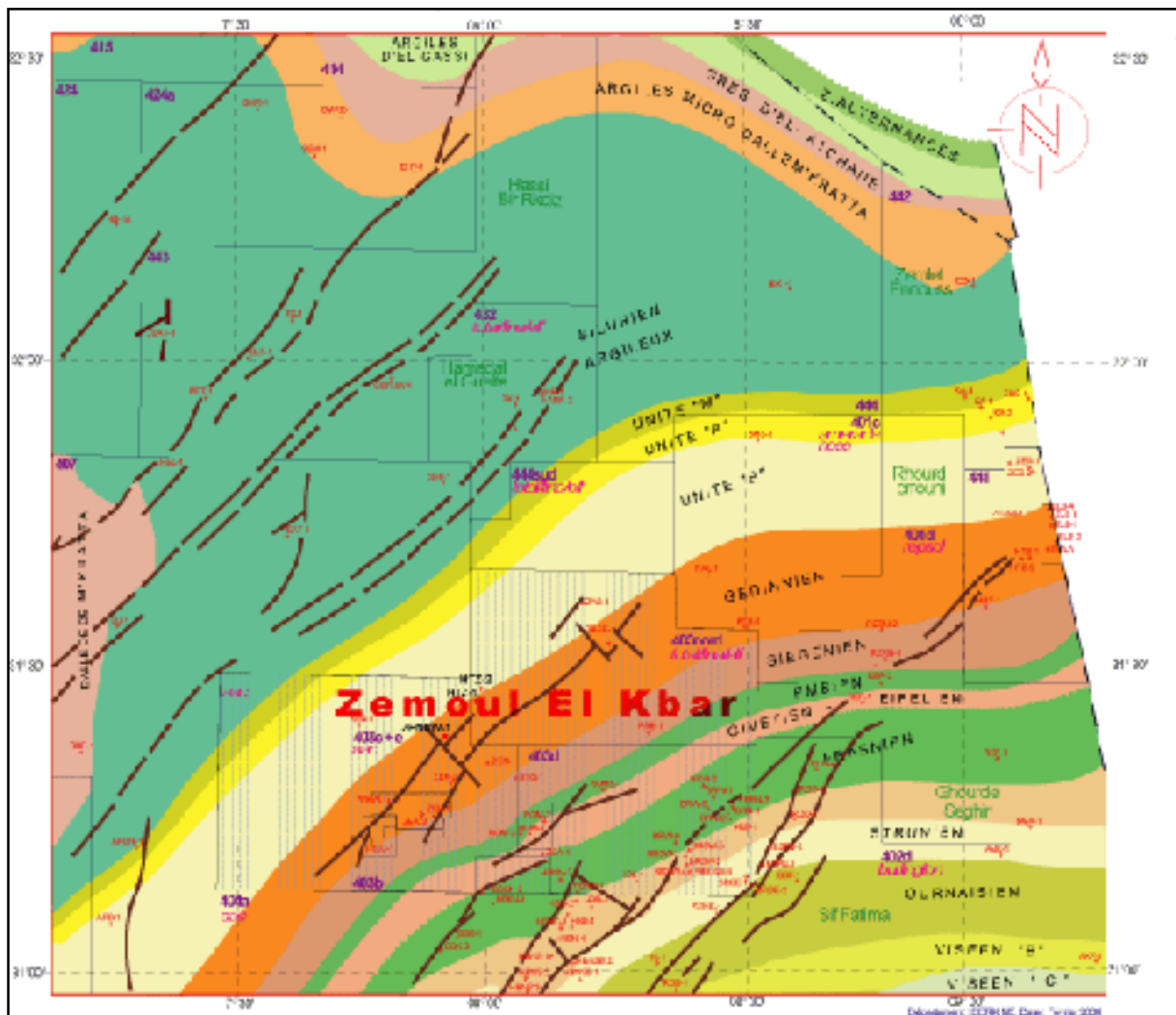


Figure.28. L'écorché géologique à la discordance hercynienne au niveau du périmètre ZEMOUL EL KBAR (RAPPORT SONATRACH. 2005).

▪ La génération des hydrocarbures

La roche mère silurienne a généré à travers deux périodes de son histoire d'enfouissement :

- Au Carbonifère inférieur (le Viséen) : la relation entre piège et migration des hydrocarbures n'était pas favorable et la majorité des hydrocarbures piégés a probablement dismigré lors de la phase hercynienne.
- Au Crétacé supérieur-Tertiaire ; dans cette hypothèse les structures formées avant la discordance autrichienne ont toutes les chances d'être remplies. En revanche les structures tardives (phase pyrénéenne à l'Eocène) présentent de gros risques de non alimentation.

▪ Les chemins de migration

L'alimentation des réservoirs à partir des roches mères frasnienne et/ou silurienne est favorisée par un cheminement complexe par failles (contacts latéraux des blocs structuraux). Il existe trois types de migration :

- La migration directe : caractérise les réservoirs encadrant les niveaux roches mères.
- La migration verticale : assurée par les failles.
- La migration longue distance : à partir des parties centrales du bassin vers le Nord et l'Ouest.

La majorité des découvertes du bassin de Berkine est associée à des pièges structuraux (parfois composantes stratigraphiques).

V.1.5.3- Les types de pièges

Le périmètre Zemoul El Kbar se caractérise structuralement par une succession de horsts et de grabbens de direction Sud-Ouest/Nord-Est. Les failles ayant joué en décrochement favorisent la formation de structures anticlinales appuyées contre failles.

V.1.5.4- Les roches couvertures

La couverture argileuse triasique (Trias carbonaté) et les couches de sels du S4 assurent l'étanchéité pour les réservoirs sous-jacents paléozoïques.

V.1.6- Prospectivité du périmètre ZEMOUL EL KBAR

Plusieurs prospects et leads ont été mis en évidence dans le périmètre Zemoul El Kbar, représentés par la carte ci-dessous (fig.29).

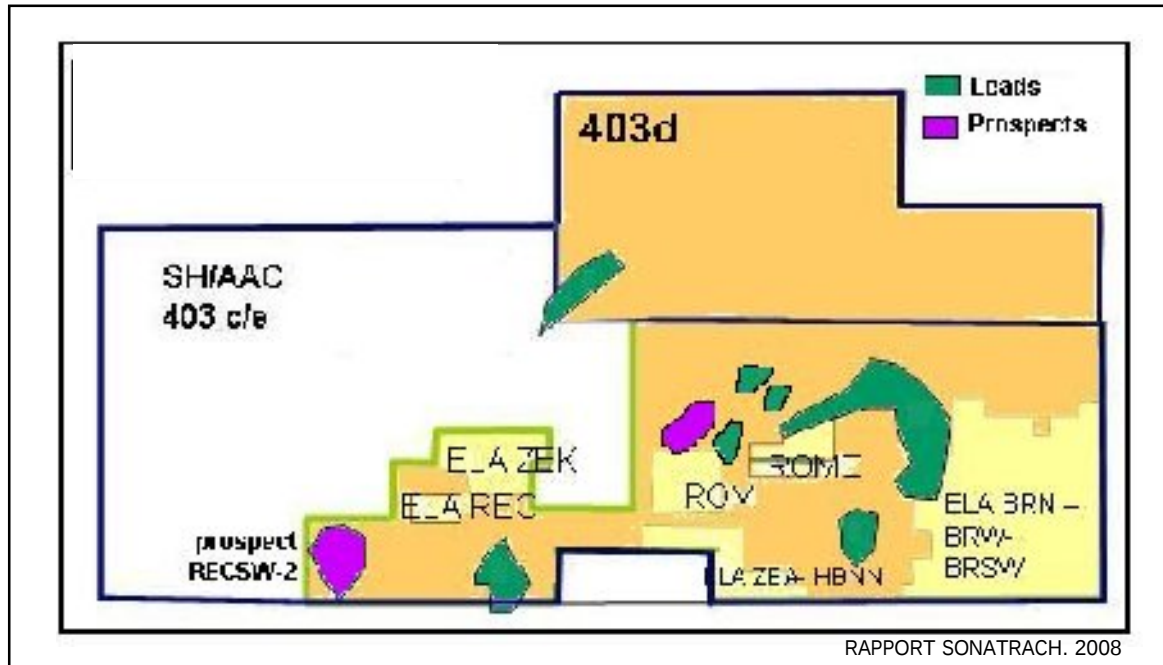


Figure.29. La carte des prospects dans le périmètre de Zemoul El Kbar (RAPPORT SONATRACH. 2005).

V.1.6.1- Le Cambrien

Il est prospectif que dans la partie Nord de la zone (enfouissement très important au Sud). La qualité réservoir est très médiocre ($\Phi=5$ à 8% et $K= 0.5$ à 8 mD) qui peut s'améliorer par la fracturation naturelle. La couverture est assurée par les argiles d'El Gassi (Trémadocien).

V.1.6.2- L'Ordovicien

Les réservoirs de l'unité III (Quartzites de Hamra et grès d'El Atchane) ont été décapés par la phase taconique. Il peut cependant exister un potentiel prospectif de l'unité périglaciaire IV dans la partie Nord de la zone.

V.1.6.3- Le Silurien

Il sera prospectif dans la partie centrale de la zone. Les réservoirs mono ou multicouches sont de qualité réservoir moyenne ($\Phi= 9$ à 10% et $K= 15$ à 25 mD)

et couverts par les argiles intra-silurienne ou celles du TAGI. Les pièges peuvent être structuraux, (panneaux faillés d'âge Cambro-ordovicien) ou bien stratigraphiques au pied des failles, limitant ces panneaux. Le risque du Silurien réside dans la disparition des réservoirs par érosion sous la discordance hercynienne ou par les argiles du Trias Argilo-Gréseux vers le Nord.

V.1.6.4- Le Dévonien

Il se sera prospectif que dans la partie Sud de la zone. Les réservoirs sont de très bonne qualité ($\Phi=16\%$ et $K=815\text{mD}$). Les pièges seront principalement stratigraphiques, le long du biseau du Dévonien sous la discordance hercynienne avec une couverture assurée par les argiles du Trias Argilo-Carbonaté.

V.1.6.5- Le Trias

Le Trias Argilo-Gréseux Inférieur (TAGI) ; les meilleurs réservoirs ($\Phi= 11$ à 20% et $K= 11$ à 550mD) se développent dans le quart Sud Est de la zone. Les pièges sont principalement structuraux avec une couverture assurée par les argiles du Trias Argilo- Carbonaté. La partie Nord de la zone peut être prospective au TAGI, mais les réservoirs sont minces et de qualité médiocre ($\Phi= 8$ à 10% et $K= 1$ à 5 mD). Les pièges sont structuraux avec une couverture assurée par les argiles du TAGI ou du Trias Argilo- Carbonaté.

Résumé (4)

L'aspect pétrolier au niveau de la zone d'étude a montré que le réservoir gédinnien peut être un réservoir prometteur. Ce résultat nous a amené à envisager les choses sous un angle un peu plus optimiste et nous allons le considérer comme une base de départ pour notre discussion des possibilités pétrolières dans cette zone.

Nous considérons donc comme nécessaire de procéder à une investigation systématique, par une méthode la plus performante pour obtenir une information profonde et ponctuelle dans une zone choisie dans la partie Nord Ouest du bassin. L'exploration en question aura pour but la détection des zones à biseaux gédinniens et en même temps les caractériser.

CHAPITRE : 3
METHODOLOGIE DE
TRAVAIL

VI- Méthodologie de travail

La présente étude a pour but d'étudier le biseautage (pinch out) sous la discordance hercynienne du réservoir gédinnien dans la zone Nord Ouest du bassin de Berkine dans le but de déterminer sa terminaison stratigraphique. L'étude de la limite de ce réservoir est rendue difficile par forage, il ne peut être connue que par la sismique en utilisant l'inversion sismique qui recommande le calcul de l'impédance acoustique comme un attribut sismique au niveau du réservoir. Pour procéder à cette étude on a disposé à quatre sources d'informations :

VI.1- Sources d'information

VI.1.1- La géologie de terrain

Elle a permis d'analyser le faciès, de décrire les corps sédimentaires, de déterminer les types et les directions des paléo-courants au niveau des affleurements du Sud Est du bassin de Berkine (Tassili N'Ajjer).

Deux missions de terrain ont été réalisées ; la première (février 1988) dans le Tassili central (Fadnoun), la deuxième (Octobre 1989) dans le Tassili occidental (Oued Amassine) dans le but de décrire les affleurements des formations de l'ensemble Silurien supérieur/Dévonien inférieur et en particulier les objectifs pétroliers situés à quelques centaines de kilomètres au Nord sous 3000 à 4000m de sédiments.

VI.1.2- Les forages

Les carottes et les diagraphies de plus de 23 puits ont été exploitées dans le but de décrire le réservoir en puits et faire les différentes corrélations.

VI.1.2.1- L'étude des carottes

Les carottes constituent un échantillon de bonne valeur duquel une grande partie de l'information pourra être obtenue. Les carottes de six puits (RE-1, ROM-1, ROM-2, WT-1, BRN-1, BBKN-1) ont été exploitées pour essayer de trouver des critères d'identification pour les subdivisions stratigraphiques.

VI.1.2.2- Les diagraphies

Dans notre travail nous avons utilisé les diagraphies suivantes :

- Le Gamma Ray : bon indicateur de la lithologie.
- Le Sonic : utilisé pour déterminer la lithologie et la porosité.
- La Densité : exploitée pour déterminer la lithologie.

Dans le but de caractériser le réservoir et de générer les logs d'impédances acoustiques.

VI.1.3- La sismique

Elle permet de façon précise le passage de données temps aux données profondeur et la traduction des données sur l'amplitude et la fréquence du signal en données sédimentologiques ou pétrophysiques (faciès, porosité).

Une sismique réflexion 2D (2351.65 Km) et un volume sismique 3D (9000 Km²) ont été exploités dans la zone d'étude afin de caractériser le réservoir et faire l'inversion sismique sur le volume 3D. Cette sismique ne possède pas une haute résolution à cause de la profondeur des objectifs pétroliers paléozoïques qui dépassent généralement les 4000m et de la couverture sismique utilisée (12 ou 24).

VI.2- Les étapes de travail

Le présent travail est réalisé suivant les axes ci-dessous :

VI.2.1- La sédimentologie et la pétrographie

Elles sont indispensables à la reconstitution des séquences sédimentaires et le découpage séquentiel.

VI.2.2- L'analyse séquentielle diagraphique

La méthode diagraphique se situe à une échelle d'observation intermédiaire entre l'analyse sédimentologique et de la stratigraphie sismique. Il s'agit de réaliser un découpage séquentiel le plus précis possible de tout l'intervalle dévonien afin de cerner le réservoir gédinnien et le positionner sur sismique.

VI.2.3- L'analyse stratigraphique séquentielle

Elle est nécessaire pour établir le cadre chronologique de la succession des événements et leurs corrélations dans l'espace. Il s'agit de définir la série génétique de dépôt lors d'un cycle complet de variation du niveau relatif des mers.

VI.2.4- La géologie structurale

Elle est exploitée dans le but de définir le modèle structural (réseau de failles).

VI.2.5- La stratigraphie sismique

La sismo-stratigraphie est une discipline de synthèse intégrant les informations sur la sédimentation, la tectonique et l'eustatisme aux données sismiques.

Cette étude consiste à analyser des lignes sismiques couvrant la zone étudiée pour identifier toutes les anomalies sismiques. Elle vise à obtenir des idées générales sur les évidences stratigraphiques (continuité, épaissement, amincissement, discontinuité) qui entraînent une convergence entre deux ou plusieurs réflecteurs sismiques. Elle permet de :

- Etablir la géométrie du bassin pour comprendre la structure et la répartition des ensembles sédimentaires dans le bassin en question.
- Analyser des faciès sismiques : il s'agit de la configuration interne des séquences, il s'agit des caractéristiques géophysiques à l'intérieur d'une séquence :
- L'amplitude : faible à forte.
- La fréquence : haute à basse.
- La continuité : bonne à faible, discontinue.
- L'énergie : forte à nulle.
- La vitesse d'intervalle en m/s.

VI.3- L'analyse des différents documents utilisés

VI.3.1- Le plan de position

C'est le document de base pour la réalisation des différentes cartes sur ce document sont reporté tous les profils sismiques, les points de tirs, les coordonnées géographiques et cartésiennes de la région d'étude, les puits et le maillage sismique (fig. 30).

VI.3.2- La section sismique

La section sismique est un document de base qui se traduit en termes de signal sismique, une image aussi fiable que possible du sous sol.

VI.3.3- Les données de puits

Le calage géologique des profils sismique par les puits est une information indispensable en exploitant les logs habillés de 23 puits (fig.30) où chaque log habillé se présente sous forme d'une colonne stratigraphique où tous les faciès sont décrits pour chaque formation et toutes les informations rattachées au forage sont inscrites sur ce documents (résultats des tests, positionnement des carotte, pendages).

VI.3.4- Le carottage sismique (PSV)

C'est un document qui nous a permis de mesurer le temps ainsi que les vitesses de propagation des ondes sismiques entre les différentes cotes, afin d'effectuer les conversions temps-profondeurs grâce à la courbe de carottage $T=f(p)$

VI.3.5- Le film synthétique

Est le résultat de la convolution d'une série de coefficient de réflexions avec une ondelette théorique. Ce film synthétique sera généré au niveau de chaque puits de la zone d'étude.

L'intégration de l'ensemble de ces analyses nous permettra de définir si le biseau est visible ou pas sur la sismique inversée et quel est le degré de fiabilité à accorder à l'interprétation en vue d'un possible forage.

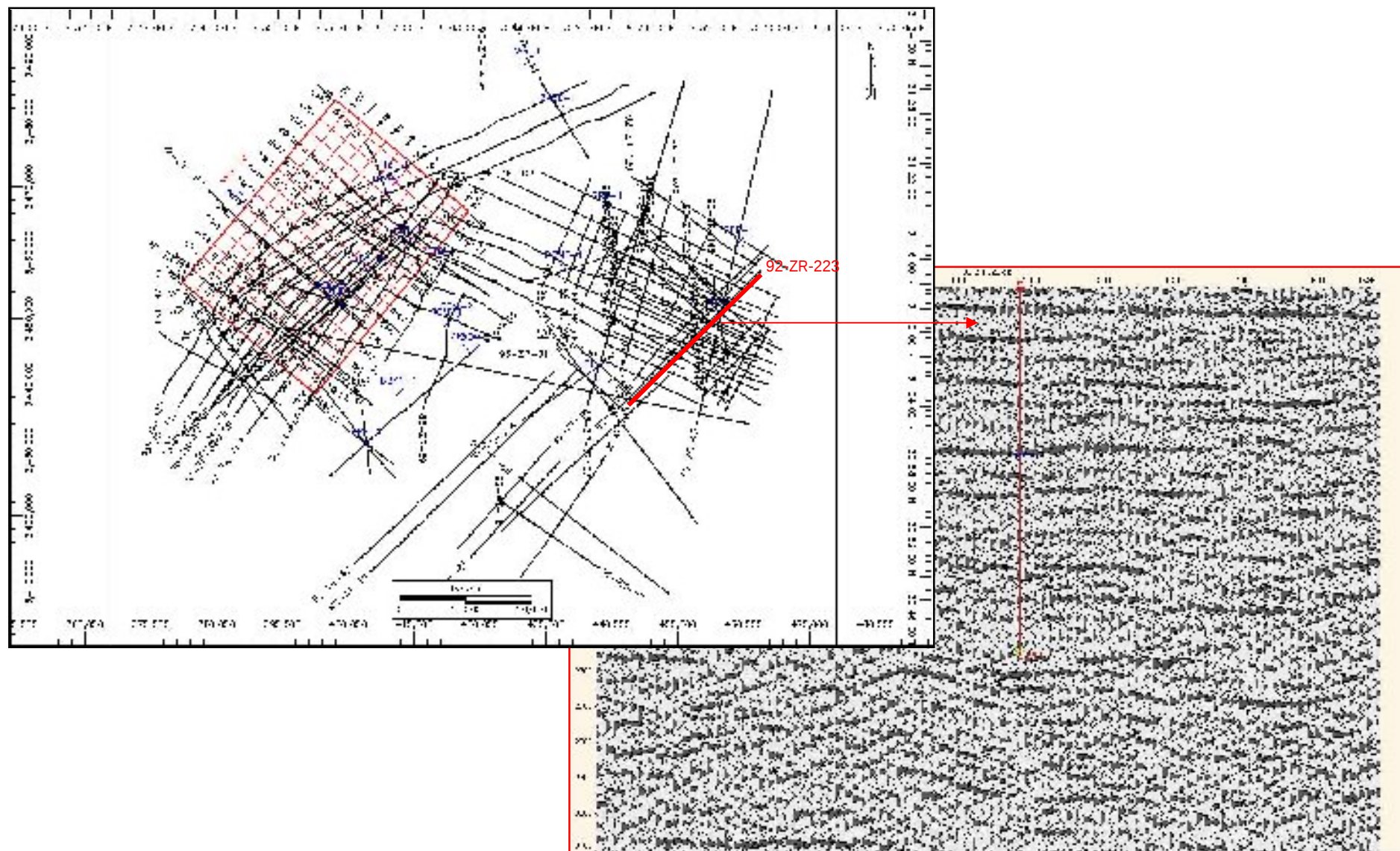


Figure.30. Le plan de position des profils sismiques et des puits ainsi qu'une section sismique.

CHAPITRE : 4

GEOLOGIE

VII- LA GEOLOGIE DU DEVONIEN INFERIEUR

1. Sédimentologie du Dévonien inférieur dans la zone d'étude.
2. Découpage litho-stratigraphique et description du Dévonien inférieur.
3. Découpage séquentiel du Gédinnien.
4. Faciès géologiques du Gédinnien.
5. Milieux de dépôts du Gédinnien.
6. Géométrie de dépôts sédimentaires.
7. Types de pièges.
8. Types de biseaux cartographiés dans la zone d'étude.
9. Chronologie de formation des biseaux dévoniens.
10. Interprétation diagraphique du Gédinnien.

VII- LA GEOLOGIE DU DEVONIEN INFÉRIEUR

L'étude sédimentologique nécessite une description géologique des formations en affleurement et en sub-surface. Le bassin de Berkine est dépourvu des affleurements, il est totalement recouvert des dunes (Erg oriental) (fig.31).

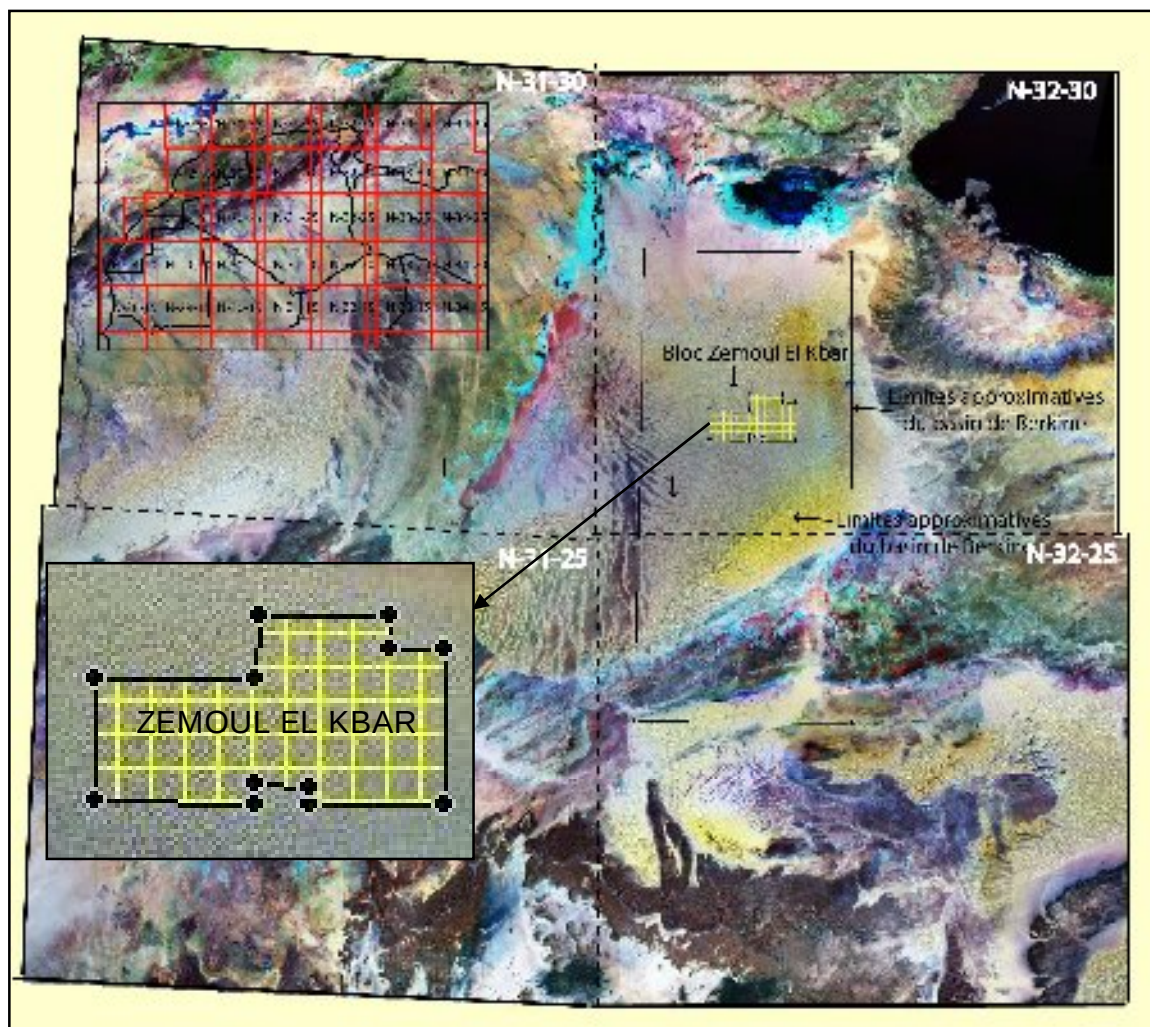


Figure.31. La photo satellite au niveau du bassin de Berkine
(Google Earth Plus 5.1. 2009).

Dans ce chapitre il est impératif de recenser toutes les données géologiques, de terrain, de puits et de carottes afin de vérifier les limites des formations par rapport à celles déterminées par BEKKOUCHE (1991) et de ressortir les différents faciès réservoirs rencontrés dans le Dévonien inférieur de la zone d'étude et en particulier dans le réservoir gédinnien.

VII.1- La sédimentologie du Dévonien inférieur dans la zone d'étude

La carte en isopaques du Dévonien inférieur au niveau de la partie Nord Ouest du bassin de Berkine (fig.32) a montré sa présence sur la totalité de la zone avec des épaisseurs décroissantes du Sud Est vers le Nord Ouest où on a enregistré son absence totale au niveau des puits REN-1 et ZAR-1.

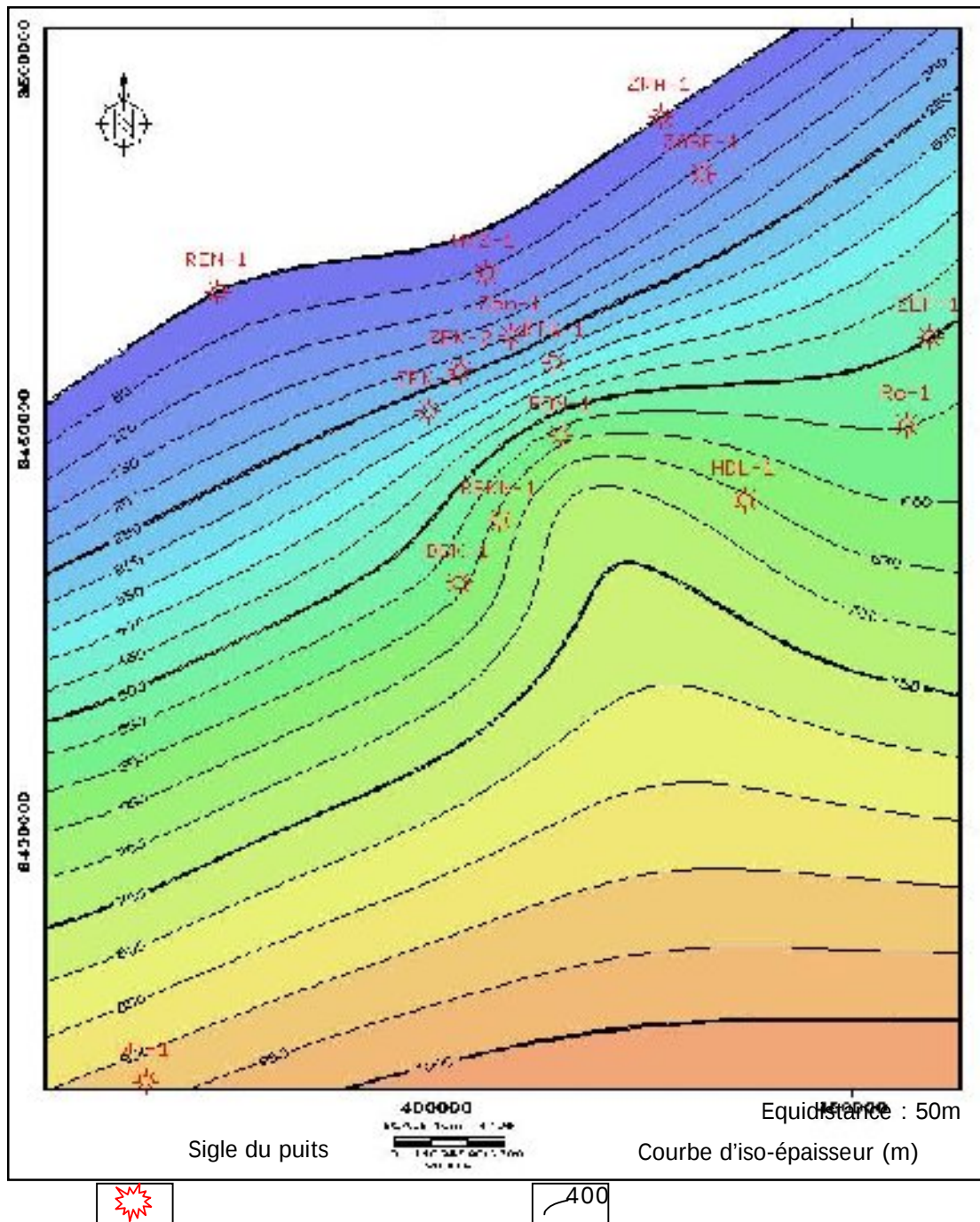


Figure.32. La carte en iso-paques du Dévonien inférieur dans la partie Nord Ouest du bassin de Berkine.

VII.1.1- Les discontinuités sédimentaires

VII.1.1.1- La discordance calédonienne

Elle est bien marquée au niveau du bassin d'Illizi par l'érosion ou l'absence des unités inférieures du réservoir F6 et par la lacune stratigraphique de la biozone J (JARDINE et YAPAUDJIAN. 1968). Tandis que dans le bassin de Berkine (Libye Nord continental, Sud Tunisie), le passage des alternances grés-argileuses d'âge Ludlowien à Pridolien, aux grés massifs d'âge Lochkovien est marqué par une sédimentation détritique grossière.

Sur les carottes du puits RE-1, la limite est marquée par une surface d'érosion soulignée par un niveau décimétrique de grés grossiers et moyens, chloriteux avec de nombreux galets d'argiles noires et brunes. Généralement c'est un passage brutal bien visible sur les diagraphies dans l'ensemble des forages du bassin.

VII.1.1.2- Les surfaces de ravinement et de remaniement

Les surfaces de ravinement et de remaniement délimitent les séquences de 2ème ordre et les séquences de 3ème ordre.

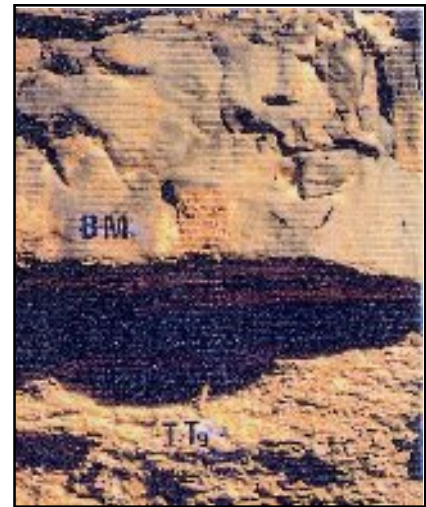
A- Les surfaces de ravinement

L'échelle d'observation des carottes de forages ne permet pas de mettre en évidence les surfaces de ravinements. Ces surfaces sont observées en affleurement et au niveau d'Oued Técade (Photos. 1 et 2), elles sont localisées à la base des unités gréseuses sous forme des surfaces négatives de un ou plusieurs mètres.



Photo.1. La formation du Tamelrik.
La barre moyenne : barre massive, décimétrique ravinant de 1 à 2 m les lamines de grés argileux sous jacentes.

Photo.2. La barre moyenne (BM). Elle est massive reposant sur des sédiments argilo-silteux complètement bioturbés du Talus à Tigillites (T Tg). Le contact basal érosif est souligné par des galets mous.



B- Les surfaces de remaniement

Elles sont bien visibles sur les carottes, la première surface de remaniement est située à la base de l'unité « b » au niveau du puits BRN-1 (Photo.3), chacune de ces surfaces est marquée par des grès grossiers, des galets d'argiles et des bioclastes bien roulés. La matrice est composée d'oxydes de fer.

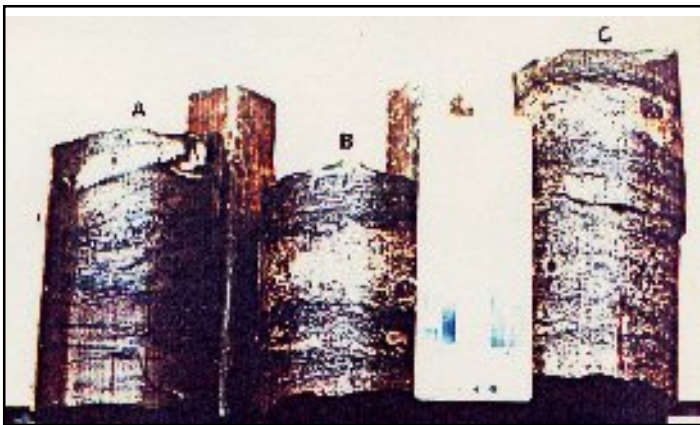


Photo.3. Le puits BRN-1. Des grès rouges, ferrugineux, massifs, grossiers, micro-conglomératiques et bioclastiques (dépôts de transgressive lag).

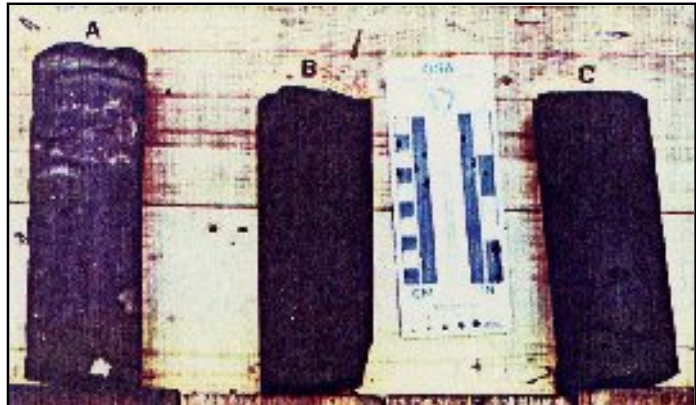
A : 3683.9 – 3683.7m.

B : 3675.8 – 3675.95m.

C : 3675.15 – 3673.4m.

Au niveau de la carotte n=°37 du puits RE-1 (Photo.4) un niveau décimétrique de grès grossiers, micro-conglomératique, ferrugineux (oxyde de fer et chlorite) indiquant un remaniement probable du sommet de l'unité «a». Ces caractères sont hérités de phénomènes de remaniement traduisant un milieu de haute énergie avec des étapes successives d'oxydation et de réduction.

Photo.4. Le puits RE-1.
Des grés rouges, ferrugineux, à
nombreux galets et débris
bioclastiques épars
(Dépôts de transgressive lag).
A : 3765.2– 3765.4m.
B : 3771.1– 3771.3m.
C : 3773.6 – 3773.9m.



VII.1.1.3- Les diastèmes

L'observation est faite sur carottes et en affleurement à l'échelle métrique, ces diastèmes limitent les séquences élémentaires.

En sub-surface, ces diastèmes délimitent des séquences métriques ou décamétriques, ils sont soulignés par des conglomérats, par des galets mous d'argiles noires ou brunes ou par des grés grossiers. Ils sont localisés généralement à la base des séquences de type chenal, ces diastèmes soulignent les ravinements. Les diastèmes parallèles à la surface de stratification sans érosion de base visible, ils se présentent sous trois types :

- Des diastèmes nets réguliers et continus, soulignés par un film d'argile, des poussières d'oxydes ou un fin liseré de bitumes, une surface durcie millimétrique, ferrugineuse traduisant des émergences temporaires, une simple surface lisse ou dentelée ou bien variation granulométrique.
- Des diastèmes qui enregistrent un arrêt dans la sédimentation avec l'installation d'un peuplement d'organismes, ils indiquent un milieu de faible énergie.
- Des diastèmes nets réguliers, soulignés ou non par des joints argileux millimétriques rarement centimétriques, ils caractérisent les milieux de dépôts dominés par l'agitation permanente des vagues (étage bathymétrique intertidal).

En affleurement, les diastèmes soulignent les ravinements des barres gréseuses. Au niveau d'Oued Tékade des diastèmes argileux ou sec, continus et de vastes dimensions, irréguliers séparant des corps sableux métriques (Photo.5), ils sont dus à

l'agitation permanente de l'eau qui façonne et transforme la topographie de détail de la plate forme littorale.



Photo.5. La formation du Tamelrik-Oued Tékade.
Des sets décimétriques à métriques, d'extension décamétrique séparées par des diastèmes généralement réguliers.

Des diastèmes soulignés par des croûtes ferrugineuses, d'épaisseur variable, colonisés ou non par des organismes fousseurs (Tigillites). Ils sont particulièrement fréquents dans les sédiments argilo-gréseux. Ils traduisent des périodes d'arrêt de sédimentation suivi d'émersion.

Les diastèmes qui correspondent à des surfaces d'érosion (surface de la plate forme littorale) façonnées par les courants de tempêtes (Photo.6) indiquent des conditions de dépôts de haute énergie (zone intertidale).

Photo.6. La formation du Tamelrik-Oued Tékade.

Une surface structurale d'un diastème, façonnée par des courants de tempêtes.



VII.1.1.4- Les figures et les structures sédimentaires

La description des figures et des structures sédimentaires des dépôts m'a permis de préciser les conditions hydrodynamiques du transport du matériel (énergie et type

des courants), de déterminer les environnements de dépôts, de définir le (ou les) sens des courants d'apports et de localiser la (ou les) provinces d'origine.

A- Les rides de courants (Ripples ou Small ripples)

Leurs tailles et leurs dimensions varient en fonction de la taille des particules et de vitesse d'écoulement des fluides.

En affleurement, les rides de courant symétriques appelées rides de vagues (Wave ripples) légèrement sinueuses, sont induits par un courant oscillatoire d'intensité constante (Photo.7). Elles sont communes dans les dépôts de plage lacustre et la zone intertidale.



Photo.7. Une surface de lamines de grés et de siltstones ferrugineux à rides de vagues symétriques, à crêtes rectilignes, parallèles (A).

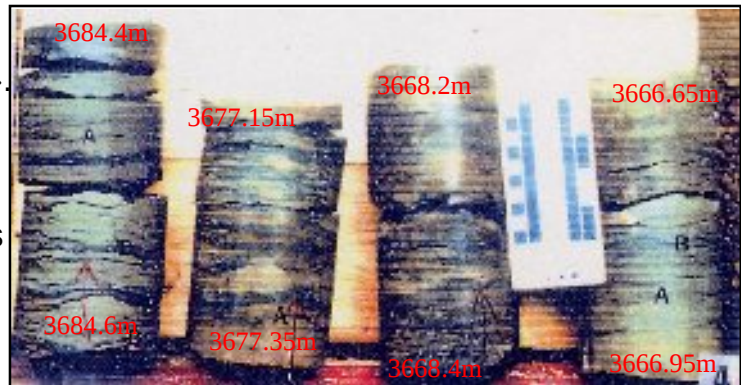
Rides de courant linguoïdes (B), observés au niveau des lamines des grés ferrugineux de la formation du Talus à Tigillites de Oued Iskaouène.

Sur carottes, il est difficile de différencier les rides de courant et des rides de vagues, elles se présentent sous forme d'une suite de lamines centimétriques à décimétriques de grés à litages de rides ou de ripple bedding drapées de lamines millimétriques (Photo.8) et centimétriques d'argiles, appelées mud drapes ou mud layer.



Photo.8. Le puits BBKN-1-unité «d». L'échantillon de droite : rides drapées de lamines millimétriques d'argiles moires, simples (mud drapes) de la zone intertidale ou doubles (mud layers couplet) de la zone subtidale ; L'échantillon de gauche : suite de lamines centimétriques et décimétriques de grés clair, fins, à litages de rides en flasers et ondulés.

Photo.9. Le puits BRN-1-unité «d». Une suite de lamines gréo-argileuses, à litages de rides, ondulés et en flasers ; les rides sont drapées de couches argileuses simples (A) ou doubles (B).



B- Les drapages argileux (Mud drapes ou Mud layers)

Observées uniquement sur carottes et particulièrement dans les formations des alternances argilo-gréseuses des unités «a» et «d» (Photos 8 et 9).

Les drapages argileux simples (Photo.9.A) caractérisent les dépôts de la zone intertidale ou Foreshore et les drapages argileux doubles (Photo.9B) caractérisent la zone intratidale ou Shoreface.

C- Le litage ondulé (Wavy bedding), litage lenticulaire (Lenticular bedding) et litage en flasers (Flaser bedding)

Ces litages sont fréquents dans les unités «a», «d» et «e». Ils sont observés au niveau des carottes du puits BBKN-1 (Photo.10).

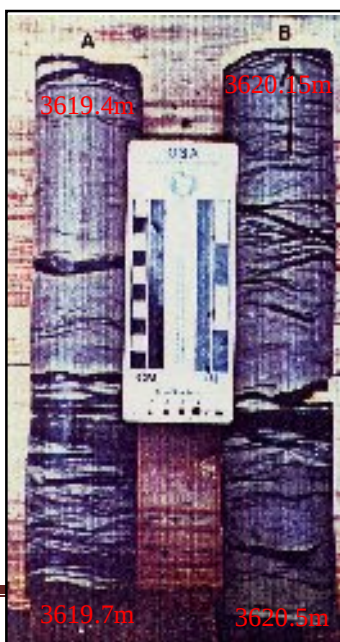


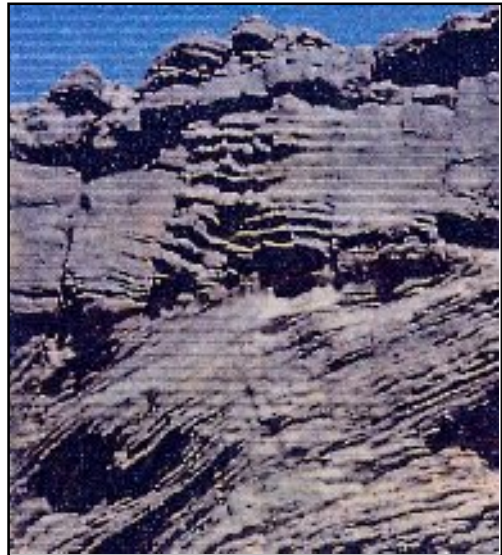
Photo.10. Le puits BBKN-1 –unité « b ». Une suite de lamines de grés fins à litages de rides en flasers et ondulés (faciès tidaux-intertidaux-subtidale).

D- Litages obliques (Cross bedding)

En affleurement, le litage oblique caractérise les barres gréseuses de la formation Atafaitafa, le talus à Tigillites et les Trottoirs (Photo.11).

Photo.11. Oued Iskaouène-formation de Tamelrik.

La barre moyenne : grés moyens à fins à litages obliques de grande taille (Large scale tabular cross bedding).



E- Litage en chevron (ou en épi) (Herring-bone bedding)

Il est marqué par deux directions opposées des paléocourants, vers le Sud-Est et vers le Nord-Ouest, atteste l'influence tidale (Photo.12).

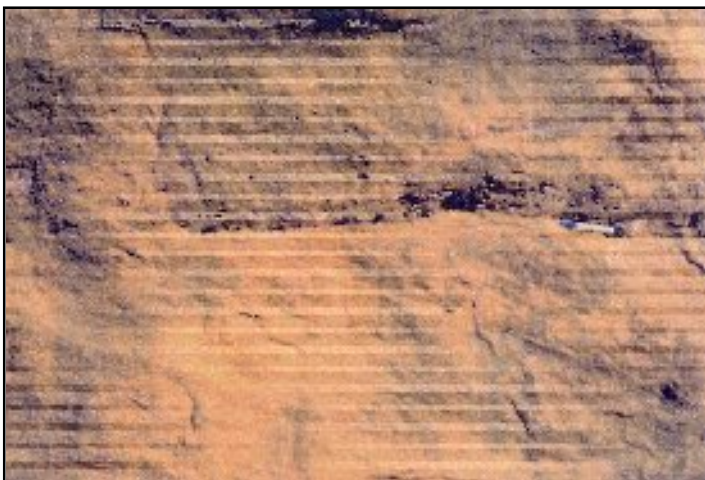


Photo.12. Oued Tékade-Formation du Tamelrik.
La barre moyenne marquée par les rides de courants.

F- Litage oblique en auge ou feston (Trough cross bedding)

Ils sont provoqués par le déplacement des dunes moyennes ou petites (Mégarides).

En subsurface, le litage oblique de grande dimension caractérise les grés de l'unité «b». Les faisceaux de lamines obliques sont réguliers et parallèles, les sets de dépôt d'épaisseur centimétrique sont délimités par des diastèmes nets, parallèles aux surfaces de stratifications et soulignés par des films d'argiles. Les foresets sont inclinés de 15° à 25° (Photo.13).



Photo.13. Oued Amassine – Formation de l'Oued Tifernine.
La barre inférieure : des faisceaux de lamines obliques sont réguliers et parallèles.

G- Litage en mamelons (Hummocky cross stratification)

En affleurement de Tassili N'Ajjer central, la barre moyenne (Formation de Oued Tamelrik) porte des corps gréseux décimétriques à métriques, d'extension décamétrique, de forme lenticulaire caractérisant des dépôts de mini-cuvettes de plate forme littorale (Photo.14).



Photo.14. Oued Tékade – Formation du Tamelrik.
La barre moyenne : des corps de grés fins à litages en mamelons et base érosive.

Sur carotte, l'échelle d'observation ne permet pas de mettre en évidence le litage en mamelon mais fort probable des micros litages en mamelons existent.

ARDUINI et al (AGIP. 1987) ont décrit ce litage dans les sédiments argilo-gréseux de l'Emsien tandis que SEGURA et al (TOTAL. 1987) ont également mentionné la présence du litage en mamelons dans le Siegénien du puits BBKN-1.

Dans le puits DIM-1 et au niveau de l'unité « a » le litage en mamelons est bien visible (Photo.15).



Photo.15. Le puits DIM
A et B : Grés fins à litage (a1 et b1) surmonté chacun d'argiles et de siltstones noires faiblement bioturbés (a2 et b2). Le contact en l'unité « a » et l'unité « b » est érosif (flèche).
C : le litage en mamelon est bien visible.

Le litage en mamelons est un bon indicateur de la bathymétrie, il caractérise le faciès à dominante de vague de plate de forme littorale (Shelf) et plus particulièrement l'étage bathymétrique intertidal (tranche d'eau 5 à 30m).

H- Le litage horizontal (Cross stratification)

Ce type de litage est engendré par l'action de vague et caractérise les dépôts de plage.

I- Le litage horizontal faiblement incliné

Il est observé au niveau des puits BRN-1 (Photo.16) et RE-1 dans l'unité « b » (grés massif), ce sont des litages à faible inclinaison (2 à 5°).

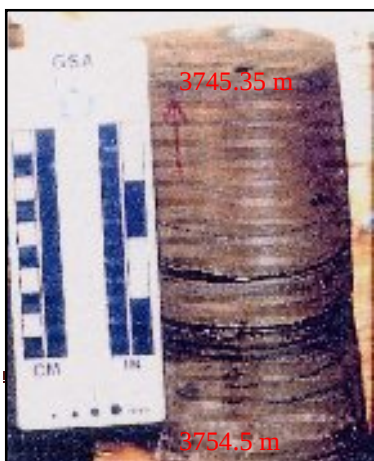


Photo.16. Le puits BRN-1-Unité « b »-Gédinnien.
Grés moyens à litage horizontal faiblement incliné, les sets à base érosive et ils sont soulignés par des films noirs bitumineux parallèles au litage.

G- Le litage oblique déversé : (Overturned bedding)

Il est observé en affleurement au niveau de la formation du Tamelrik-Barre moyenne (Photo.17).



Photo.17. Oued Tékade -
Formation de Tamelrik.
Les Trottoirs : grés moyens à
fins à litage oblique déversé
engendré par un courant
orienter Ouest – Est.

K- Le litage oblique déformé : (convolute bedding)

Ce litage est observé dans la formation de Tamelrik dans la barre moyenne, il est dû à l'hydroplasticité du sédiment déposé sur une pente (Photo.18).

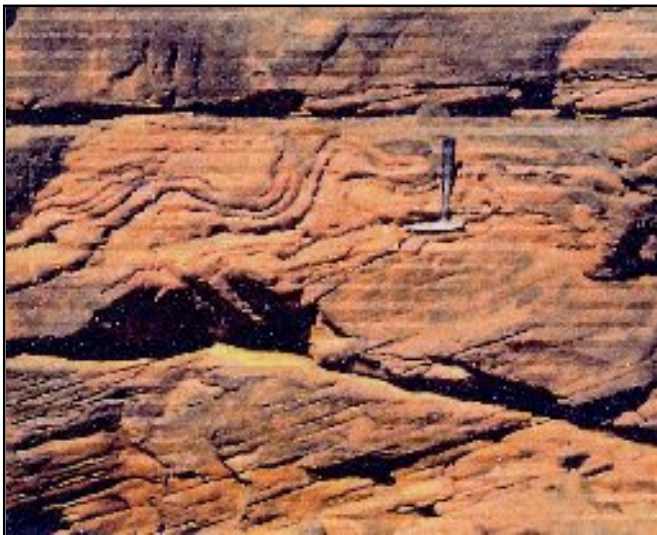


Photo.18. Oued Tékade-
Formation du Tamelrik.
La barre moyenne : des lamines
gréseuses à litage oblique déformé
(Convolute bedding).

VII.1.1.5- Les accumulations de clastes et de débris de coquilliers

Elles sont fréquentes à la base des corps gréseux soulignant les contacts érosifs, elles indiquent les reprises du transport et de la sédimentation et sont considérés

comme des indicateurs des dépôts de tempête. Ils marquent beaucoup plus le litage en mamelons (Photo.19).

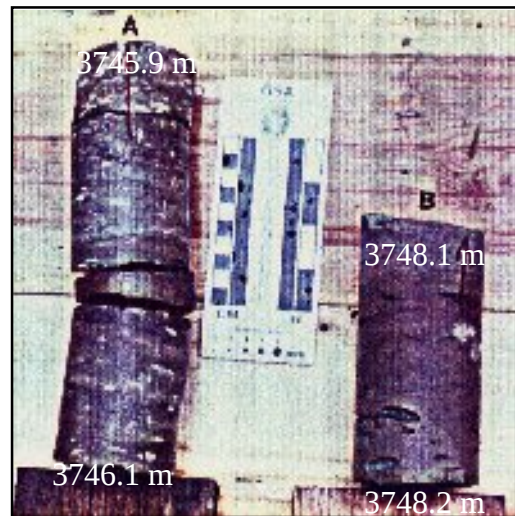
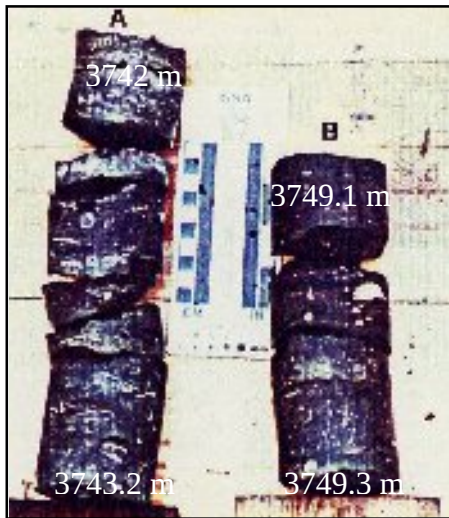


Photo.19. Le puits RE-1. Unité « C ».

Des argiles grises ou gris-vertes, silteuses, fossilifères. Les coquilles de bioclastes (Brachiopodes, Bryozoaire, Polypiers) représentent parfois 70 % de la roche.

VII.1.1.6- Les structures sédimentaires d'origine organique

A- Les traces fossiles

En général les traces observées sont de type « bioturbation ».

B- Les terriers verticaux

Ils paraissent d'être rattachés à l'ichnofaciès Scolithos, ce dernier caractérise bien les séries argilo-gréseuses de la formation d'Atafaitafa, du Talu à Tigillites et des Trottoires. En forage, les terriers verticaux sont beaucoup plus abondants dans la formation des alternances argilo-gréseuses du Siegénien (unité « d ») où ils masquent parfois totalement les litages.

Les traces des terriers verticaux sont aussi observées au niveau de l'unité « b », mais d'une façon ponctuelle (Photo.20).

L'ichnofaciès Scolithos se développe dans un milieu agité, peu profond, il caractérise les grés littoraux (zone intertidale).

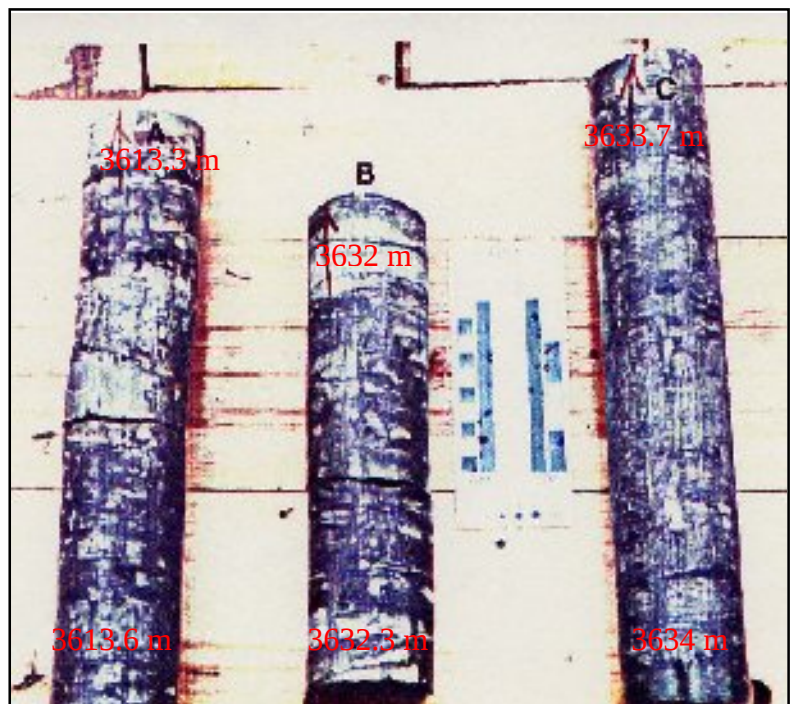
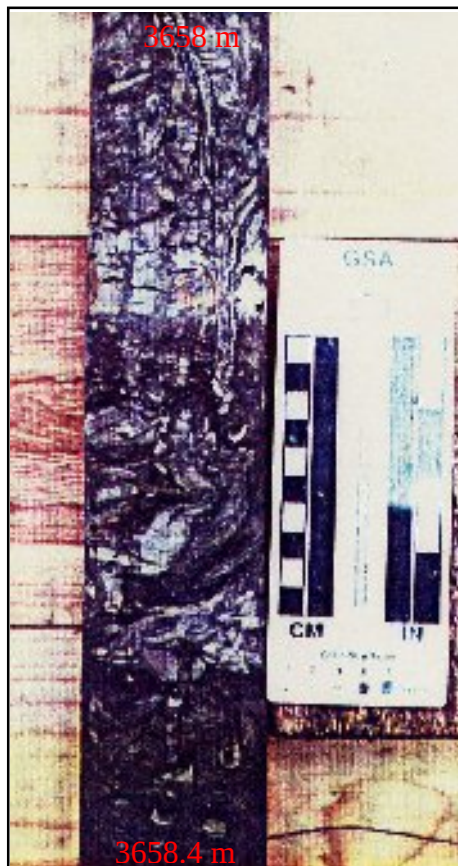


Photo.20. Le puits BBKN-1. Unité « d ».
Un complexe grés-argileux bioturbé, les Tigillites sont représentés par les formes verticales de type Skolithos.

C- Les traces horizontales : (ou pistes)

Les traces horizontales sont beaucoup moins fréquentes que les terriers verticaux, ces traces sont généralement conservées à l'interfaces grés-argiles ou grés-siltstone et rencontrées généralement à la surface des bancs.

En forage l'ichnofaciès observé, est dit ichnofaciès Zoophycos, rencontré dans les alternances argilo-gréseuses des unités « d » et « e » (BEKKOUCHE, D. 1991).

D-Les structures de bioturbation du type déformatif

Elles sont abondantes dans les sédiments des unités « a », « d » et « e » (Photo.21).

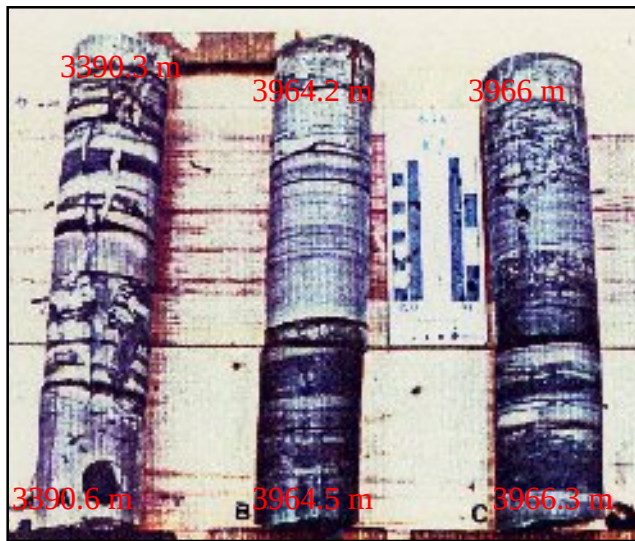


Photo.21. Le puits ROM-1.

A : unité « d », B : unité « a » et C : unité « d »

Alternance grés /argiles : les grés sont fins, à litage horizontal à faible inclinaison et en mamelons, les argiles sont silteuses, bioturbées ; présence des terriers verticaux centimétriques et en C de trace d'enfouissement (Escape structure).

En affleurement, les structures de bioturbation sont moins observées, elles affectent la formation d'Atafaitafa et du talus à Tigillites (Photo. 22).

Photo.22. Oued Iskaouène-Formation de l'Oued Tifernine.

Le Talus à Tigillites :

- B : Suite de lamines de grés fins, de silstones et d'argiles à litage ondulé de rides.
- A : une intense bioturbation détruisant complètement le litage.



Les sédiments fortement bioturbés sans litage indiquent une sédimentation lente et continue dans un milieu de faible énergie. Tandis que les sédiments non bioturbés intercalés de dépôts fins bioturbés indiquent une sédimentation rapide, discontinue, interrompue de périodes de ralentissement.



Photo.23. Le puits BBKN-1- unité « d ».

Des alternances grés fins à litage en mamelons et argiles gréseuses bioturbées, à litage lenticulaire.

Les structures d'enfouissement (Escape structure) indiquent une sédimentation rapide et même une sédimentation instantanée.

D'après Chamberlain (1975), les traces fossiles sont plus abondantes et plus diversifiées dans les dépôts d'eau marine que dans les dépôts d'eau douce, même il a pu définir la paléobathymétrie en fonction des ichnofaciès :

- Zone intertidale-infratidale supérieure : dépôts moins bioturbés et seul les terriers verticaux du type Skolithos sont présents.
- Plate forme littorale (Shelf) : dépôts intensément bioturbés par des terriers horizontaux de type Zoophycos, Cruzian.

DORJES et HOWARD (1975) a montré que les chenaux fluviaux sont dépourvus de bioturbation à l'inverse de ceux des estuaires.

VII.1.2- L'analyse granulométrique

L'analyse granulométrique des échantillons de grés prélevés le long des unités « b », « c », « d » et « e » montre que :

- L'unité « b » et l'unité « c », avec leur caractère gréseux sont formées d'une suite de séquences grano-décroissantes généralement incomplètes, dont les grés sont moyennement classés :
 - La base érosive de chaque séquence est hétérogène, les particules sont grossières à fines.
 - Les corps gréseux sont composés de grés homogènes, moyens et fins.
 - Le sommet de la séquence est souvent absent à la suite de l'érosion des courants ou tempêtes. Ces particules vont se déposer ultérieurement dans les sédiments de base de la séquence sus-jacente.
- L'unité « d » et l'unité « e » : alternance argilo-gréseuse supérieure et argilo-gréseuse de l'Emsien sont constituées de grés fins à très fins, bien classés.

IV.1.2.1- La morphoscopie

Toutes les unités formées des grains, possèdent une morphoscopie mixte entre sub-anguleuse et sub-arrondie, ce qui indique deux sources d'apport ; une source lointaine qui fournit le matériel évolué (bouclier de la Libye) et la seconde source proche (Môle Ahara, mle Dahara), qui a engendré les grains anguleux.

IV.1.2.2- La pétrographie

Les analyses pétrographiques et minéralogiques qui ont été exploitées, sont celles réalisées sur les échantillons de carottes des forages Re-1, BRN-1 et les analyses réalisées antérieurement sur les forages BBKN-1 (SEGURA et al, TOTAL. 1987) et ROM-2 (ARDUINI et ROVERI, AGIP. 1990) ont été aussi exploitées.

A- Les microfaciès

a- L'unité « b » ; grés massifs

- Les éléments clastiques

Ils sont représentés par des grains moyens rarement fins, localement grossiers à très grossiers surtout à la base des séquences. Ils possèdent une morphoscopie

arrondie à sub-arrondie, rarement sub-anguleuse. Bien à moyennement classés, soudés et jointifs. Le litage oblique observé en carotte est aussi visible en lame mince, il est souligné par la disposition des éléments quartzeux et micacés.

- Le quartz

Il est le composant principal avec un pourcentage de 60 à 90%, les grains sont monocristallins. Le quartz poly-cristallin se présente localement (1 à 3%), ce qui indique clairement l'origine métamorphique d'une partie du sédiment. Les grains sont généralement arrondis avec des contacts suturés (Photos.24 et 25).

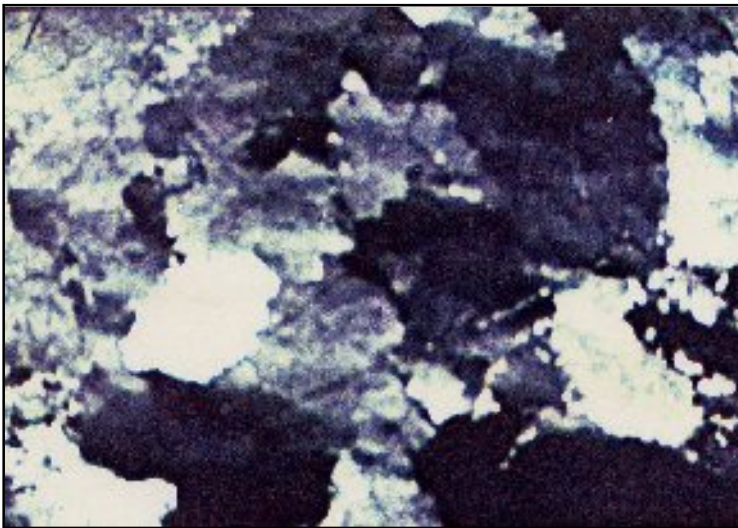
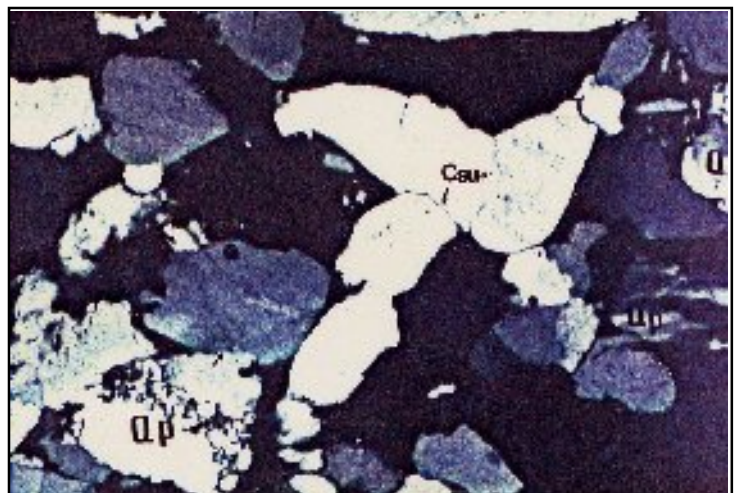


Photo.24. LP $\times 37.5$.
Le puits Re-1 à la profondeur 3915m.
Un quartz poly-cristallin avec des contacts suturés.

Photo.25. PL $\times 60$.
Le puits Re-1 à la profondeur 3987m.
Des grés moyens, localement grossiers avec contact tangentiel parfois ponctuel à concavo-convexe.



- Les fragments de roches

Il s'agit de débris de quartzites sédimentaires qui se distinguent nettement des autres grains par leur forme arrondie et leur taille grossière. Ils indiquent qu'une partie du matériel provient du remaniement d'un ancien stock sédimentaire.

- Les micas (Muscovite) et les minéraux lourds (Zircon et tourmaline)

En très faibles pourcentages (1%), et parfois les micas se présentent en état altéré (Kaolinitisation).

- Les ciments

* Le ciment siliceux

Il est toujours présent (3 à 8% en moyenne) et il atteint par endroit des pourcentages élevés jusqu'à 25% dans les grès fortement compactés. Cette silice se présente sous forme de nourrissage autour des grains (Photos.26 et 27).

* Le ciment argileux : avec la variété chlorite, kaolinite et illite qui se présentent en quantité variable de 2 à 10%.

* Le ciment carbonaté : Sidérite et calcite.

* Le ciment sulfaté : anhydrite et baryte, localement développé.

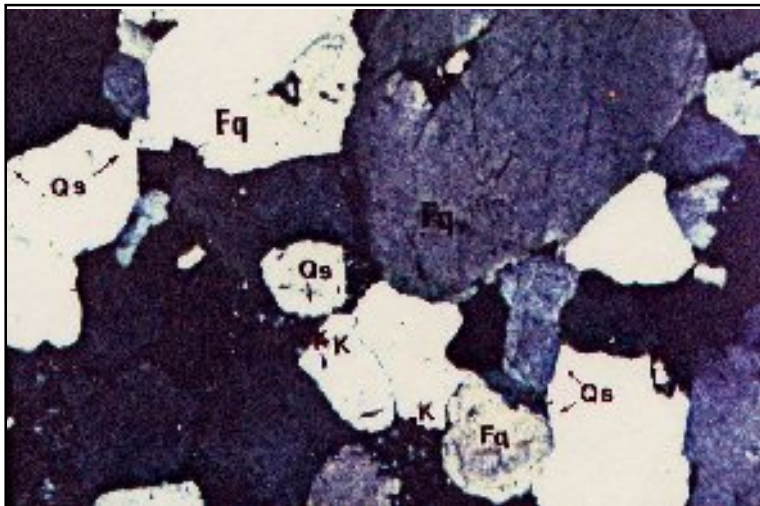


Photo.26. PL × 37.5.

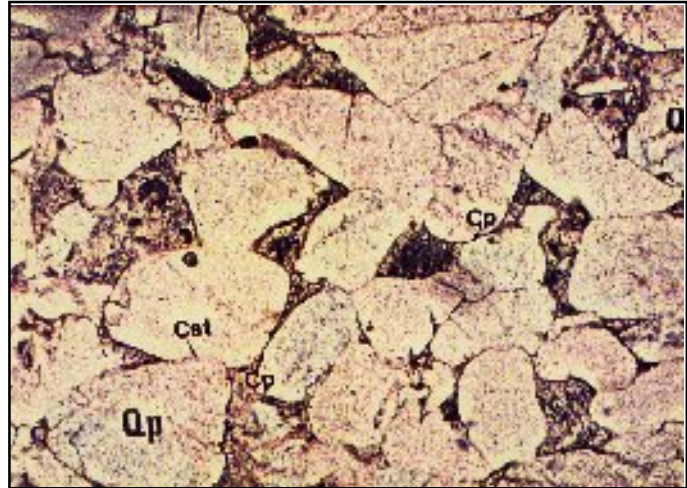
Le puits RE-1 à la profondeur 3910m.

Des grès moyens et grossiers avec des contacts droits et concavo-convexes indiquant un état avancé de compaction. Le ciment est argileux de type Kaolinitique, parfois de la silice secondaire et fragments de quartz sédimentaire.

Photo.27. LN × 60.

Le puits Re-1 à la profondeur 3987m.

Des grés subarrondis à arrondis, contact stylolitiques soulignant l'état avancé de compaction et de pression de dissolution.



b- L'unité « c » : Série gréso-argileuse ferrugineuse

▪ Les éléments clastiques

Dans la partie basale de l'unité, les grains sont moyens parfois grossiers, bien à modérément classés, arrondis à sub-arrondis, plus vers le sommet le grain devient plus fin, bien classé et sub-anguleux.

- Le quartz

Il se présente en quantité plus faible, de 40 à 70%, il s'agit d'un quartz poly-cristallin à contact suturés.

- Les feldspaths potassiques : en général altérés (2 à 3% en moyenne) par endroit atteint 7 à 8%.

- Les fragments de roches

Ils se concentrent au niveau des bases des séquences avec des pourcentages de 20%, ils sont associés avec des nodules d'argiles silteuses et d'oxydes.

- Les Fragments bioclastiques

Ils sont fréquents (Bryozoaires, Brachiopodes et Echinodermes) dont le pourcentage atteint 30 à 50%, de dimension millimétrique, arrondis.

- Les grains et les oolites : de chlorite ferrifère ou chamosite et d'hématite, ce sont des bons indicateurs de cette unité.

- Les micas : sont rares (1 à 2%), de même les minéraux lourds (1%).

- Les ciments

* Les oxydes de fer : sous forme d'hématite, largement développés dans cette formation, ils représentent par endroit jusqu'à 50%.

* Le ciment carbonaté : calcite et sidérite, sont bien développés, ils représentent en moyenne 3 à 6 % et atteignent localement des valeurs de 10 à 20%, il s'agit de gros cristaux associés avec des coquilles dissoutes partiellement ou totalement (reste que de fantôme). Cela indique l'origine bioclastique d'une partie du matériel.

* Le ciment argileux : chlorite ferrique ou chamosite.

* La pyrite : en faible quantité.

B- La maturité et la source du matériel

L'analyse pétrographique a montré que la fraction fine des grès est d'origine diagénétique, les composants clastiques sont représentés par le quartz, les feldspaths et les fragments de quartz sédimentaires et la matrice argileuse n'est que très localement présente.

▪ L'unité « b »

D'après sa composition pétrographique (quartz et accessoirement muscovite, zircon et tourmaline) nous permet de la classer comme des quartzarénites (FOLK. 1968). La forme arrondie à sub-arrondie des grains, leur classement bon à modéré et l'absence presque totale du ciment argileux, indiquent que le matériel est en général mature à super-mature par endroit.

Ce matériel mature provient d'un ancien stock sédimentaire remanié, d'origine lointaine probablement des affleurements du Cambro-ordovicien au Nord et au Sud du bassin (carte d'affleurement) comme peut être les affleurements du Précambrien. Le matériel est déposé rapidement dans un environnement d'énergie moyennement élevée caractérisant les plates formes stables (FOLK. 1968).

▪ L'unité « c »

Vu sa composition pétrographique hétérogène, le classement est difficile, il peut être de quartzarénite, de Sub-arkose et de sub-litharénite.

La diversité du ciment indique la diversité des conditions physico-chimiques dans lesquelles a été développé, dont la chlorite ferrique et la pyrite évoluent sous des conditions réductrices alors que l'hématite se développe dans un milieu oxydant.

Les fragments d'argiles et de bioclastes, roulés et de grande taille, impliquent un transport et un remaniement de haute énergie (Photos. 28, 29 et 30)

Les niveaux bioclastiques et microconglomératiques sont interprétés comme des dépôts de tempête.

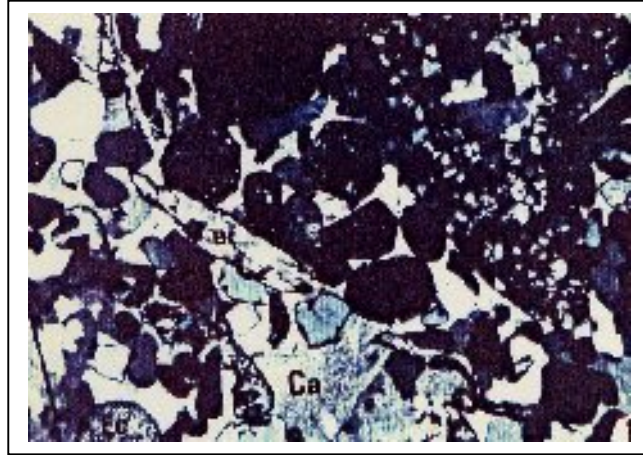
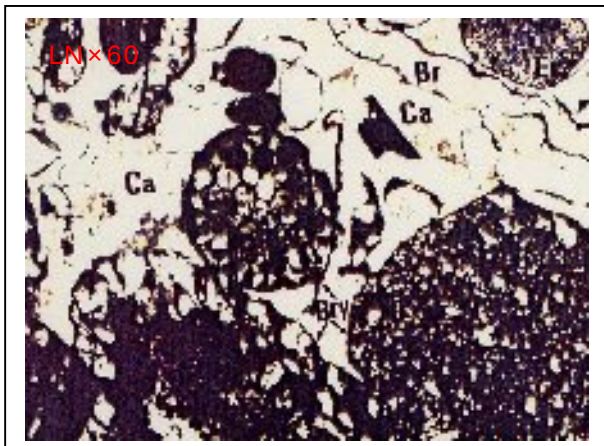


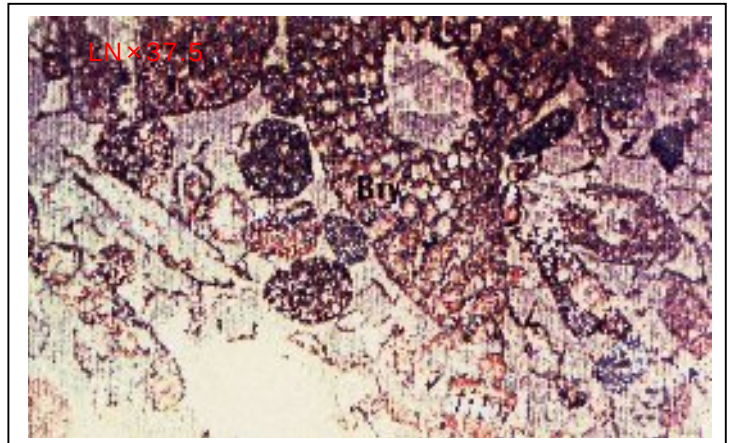
Photo.28. PL×37.5.

Le puits RE-1, unité « c » à la profondeur 3765m
Des grés moyens à fins, mal classé, sub-anguleux à sub-arrondis. Présence de Brachiopode, Echinodermes. Le ciment est calcitique.

Le puits RE-1, unité « c » à 3765m



Le puits RE-1, unité « c » à 3765m



Photos.29 et 30.

Le puits RE-1, unité « c » à la profondeur 3765 m.
Un faciès bioclastique ; Brachiopode, Bryozoaire et Echinoderme liés par un ciment de calcite.

Résumé (4)

L'ensemble sédimentaire du Dévonien peut être résumé en une alternance rythmique et régulière de six pulsations, traduisant toute l'histoire sédimentaire de la partie Nord du bassin. Des périodes de généralisations sédimentaires représentées par le Gédinnien, l'Eifelien, le Givétien et le Fammenien et des périodes de différenciations représentées par le Siegénien, l'Emsien, le Frasnien et le Strunien.

L'intervalle Silurien-Dévonien est limité par deux marqueurs radioactifs connus à l'échelle du bassin et à l'échelle du Sahara Oriental :

A la base : les argiles radioactives de la base du Silurien argileux bien connus sous l'appellation « Argiles à Graptolites » d'âge Llandoveryien moyen à supérieur.

Au sommet : les argiles radioactives du l'Emsien connues sous l'appellation « Pics radioactifs ».

Les limites à l'intérieur de cet intervalle sont très variables et généralement à caractère local.

VII.2- Le découpage litho-stratigraphique et description du Dévonien inférieur

Plusieurs puits ont reconnu les formations du Dévonien inférieur dans le bassin de Berkine et sont arrêtés à différents niveaux de celui-ci. L'orogénèse hercynienne a érodé une grande partie du Dévonien inférieur au périphérique Nord Ouest du bassin.

L'approche litho-stratigraphique de BEKKOUCHE, D (1992) basée sur l'étude lithologique, diagraphique, complétées par les analyses palynologiques, pétrographiques et sédimentologiques du Silurien supérieur-Dévonien inférieur a mis en évidence les différents niveaux ou horizons les plus valables pour les corrélations dans cet intervalle.

Dans cette présente approche on a essayé de retrouver ces marqueurs (on a gardé les mêmes appellations) dans la zone d'étude, et les limites qu'on va proposer, seront définis d'abord sur la coupe lithologique type, établie à partir de certains forages choisis pour une idée d'ensemble des formations rencontrées, carottés en continu et datés par la palynologie ; les forages utilisés sont le forage Re-1 et le forage BBK-1. Pour une coupe siluro-dévonienne plus complète pour les intervalles non carottés, on a introduit les données des puits BRN-1 et ROM-2.

VII.2.1- Les unités rencontrées

Cinq unités ont été individualisées dans l'intervalle Silurien supérieur-Dévonien inférieur (Tab.9) :

- L'unité «a» : les alternances grés-argileux inférieures.
- L'unité «b» : les grés massifs.
- L'unité «c» : la série grés-argileuse ferrugineuse.
- L'unité «d» : les alternances argilo-gréseuses.

Ces unités sont séparées par quatre marqueurs lithologiques corrélables à l'échelle du bassin et à l'échelle du Sahara oriental :

- Le marqueur « M1 » : à la base de l'unité « b », grés chloriteux grano-classé à litage oblique.

- Le marqueur «M2 » : mur de l'unité « c », horizon ferrugineux et chloriteux de couleur brun rouge et verte.
- Le marqueur « M3 » : à la base de l'unité « d », argiles noires, fissiles.
- Le marqueur « M4 » : au mur de l'unité « e », argiles marines de l'Emsien.

Tableau.9. Les profondeurs des différentes unités au niveau de certains puits.

	Unité "a"			Unité "b"			Unité "c"			Unité "d"			Unité "e"		
	Pro	Cotes	Epai	Pro	Cotes	Epai	Pro	Cotes	Epai	Pro	Cotes	Epai	Pro	Cotes	Epai
Re-1	4096	-3901	>30	3829	-3634	267	3753	-3558	76	3596	-3401	157	3547	-3352	49
BBK-1	4046	-3852	>146	3767	-3573	279	3672	-3478	95	3507	-3313	165	3457	-3263	50
BBKN-1							3741	-3548	>17	3564	-3369	177	3530	-3335	34
REN-1	3448	-3259	298												
ROM-1	3881	-3678	>83	3588	-3385	293	3514	-3311	74	3349	-3146	165	3304	-3101	65
ROM-2	3921	-3718	>37	3616	-3413	305	3522	-3319	89	3367	-3164	155	3315	-3112	52
ZAR-1	3371	-3200	381												
ZEN-1	3697	-3536	297	3502	-3341	195									

VII.2.1.1- L'unité « a »

Elle est d'âge Silurien supérieur, elle est représentée par des alternances d'argiles noires finement laminées et de grés très fins bioturbés (fig.33).

VII.2.1.2- L'unité « b »

A la base le marqueur « M1 » qui souligne l'arrivée brutale du matériel détritique, c'est un niveau de grés moyens à grossiers, gris-blancs à gris verts, chloriteux, grano-classés, disposés en lamines obliques planes, par endroit sont plus grossiers et friables. Ce niveau est suivi par des grés massifs composés de grés moyens à fins, grano-classés, carotté en continu en RE-1 (fig.34, 35), ils présentent une suite de séquences fining-up, de type chenail, d'épaisseur décamétrique, à base érosive. Chaque séquence est composée à la base de grés grossiers à moyens, granoclassés, passant au sommet à des grés moyens à fins. Le ciment est siliceux et kaolinique, le litage est en général oblique.

La courbe de Gamma Ray montre une allure cylindrique entaillée de minces pics radioactifs.

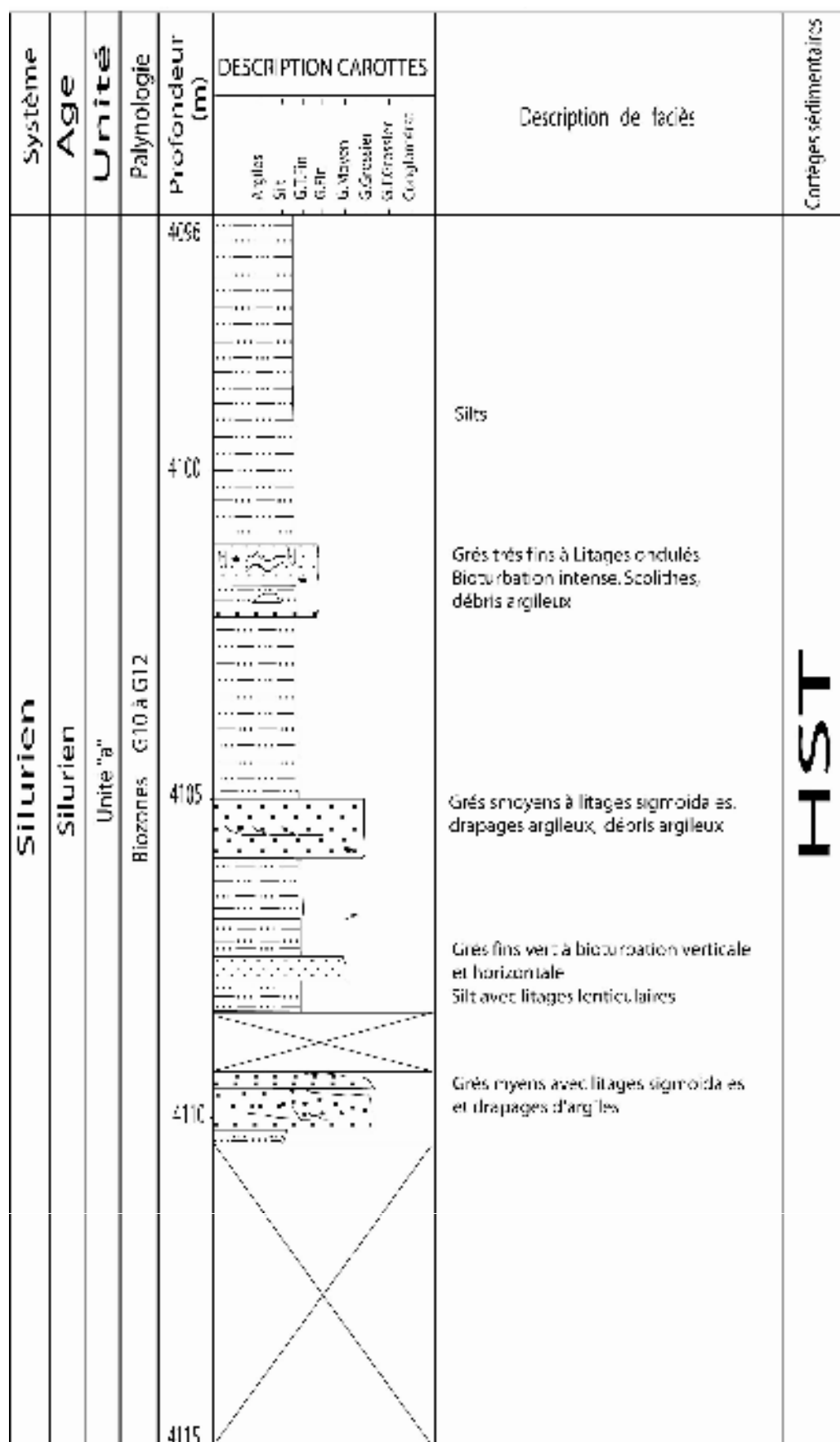


Figure.33. L'unité « a » traversée par le puits RE-1.

VII.2.1.3- L'unité « c »

Elle débute par le marqueur « M2 » : carotté à BRN-1 et qui marque l'arrivée brutale de produits ferrugineux liés à un changement climatique. Elle est formée par des grés rouges ou verts, ferrugineux.

Cette unité est composée par deux séquences plurimétriques à allure finig up, en forme d'œuf sur le log de Gamma Ray, chaque séquence débute par un contact basal érosif souligné par des grés grossiers micro-conglomératiques à galets d'argiles et de fragments bioclastiques roulés qui se poursuivent par des grés verts rouges lie de vin, argilo-ferrugineux, surmontés de niveaux décimétriques d'argiles vertes ou rouges (fig.36).

VII.2.1.4- L'unité « d »

Elle est carottée en continue à Re-1, sa base est assurée par le marqueur « M3 ». Ce dernier est composé d'argiles noires, fissile, finement laminée, entrecoupée de séquences de barres métriques (2 à 3m), de grés très argileux bioturbés et de niveaux décimétriques d'argile grise lumachellique. Ce niveau est surmonté par une alternance irrégulière de grés fins argileux à litage oblique, rides et flasers et argiles silteuses agencées soit en séquences de barres ou de chenal, soit en complexes argilo-gréseux bioturbés, à nombreux terriers en forme de tubulures de longueur décimétrique à métrique (fig. 37, 38).

VII.2.1.5- L'unité « e »

Elle débute par des argiles noires fissiles à interlits centimétriques ou décimétriques de grés très fins, ces argiles sont les équivalents du marqueur « M4 », ce marqueur est surmonté par un ensemble gréseux composé de grés fins argileux à laminations horizontales ou faiblement inclinées, et qui sont des dépôts de barres sableuses métriques (fig. 39).

Le toit de cette unité est indiqué sur le Gamma Ray par une déflexion nette qui indique le passage de ces dépôts gréseux aux argiles de l'Eifelien.

VII.2.2- Les séquences stratigraphiques

Etant donné que le bassin de Berkine est caractérisé par une relative stabilité tectonique de type bassin de plate forme stable. Il est évident d'appliquer les méthodes de la stratigraphie séquentielle en utilisant les modèles de VAIL et al, (1977). Quelque soit le cas, la reconnaissance des séquences se fait à partir de coupes à la base des affleurements ou par des carottes de sondage. On identifiera alors les faciès et le motif vertical au niveau du puits RE-1 (on aura alors des séquences virtuelles de type local), et on essaiera de retrouver ailleurs cette organisation dans la zone d'étude.

A la lumière des résultats de la description de carottes, les enregistrements diagaphiques Gamma Ray/Sonic/Neutron à l'échelle 1/500 et les résultats d'études biostratigraphiques, deux paraséquences de troisième ordre ont été définies pour l'ensemble du Dévonien inférieur.

VII.2.2.1- La para-séquence (1) : d'âge Lochkovien

A-Le système de bas niveau marin (Lowstand System Trac ; LST-1)

Ce sont des dépôts de progradation de bas niveau marin (LST-1). La limite inférieure est une SB d'origine eustatique, elle marque le passage d'une séquence franchement marine de l'unité « a » du Silurien vers une séquence plus continentale, régressive et progradante de l'unité « b » d'âge Gédinnien.

La base est formée d'un conglomérat verdâtre à clasts millimétriques à centimétriques, ferrugineux, suivie par des grés moyens à grossiers granoclassés s'intercalant avec des grés fins à moyens à lamines d'argiles à quelques bioturbations. La limite supérieure de ce système est représentée par un lag transgressif (fig. 34, 35).

L'épaisseur et l'extension importantes du système LST-1 sont liées au réseau fluvial en tresses, les barres marines sont le résultat des événements de subsidence (répliques des mouvements calédoniens) qui ont provoqué l'avancée de la mer sur le complexe fluvial.

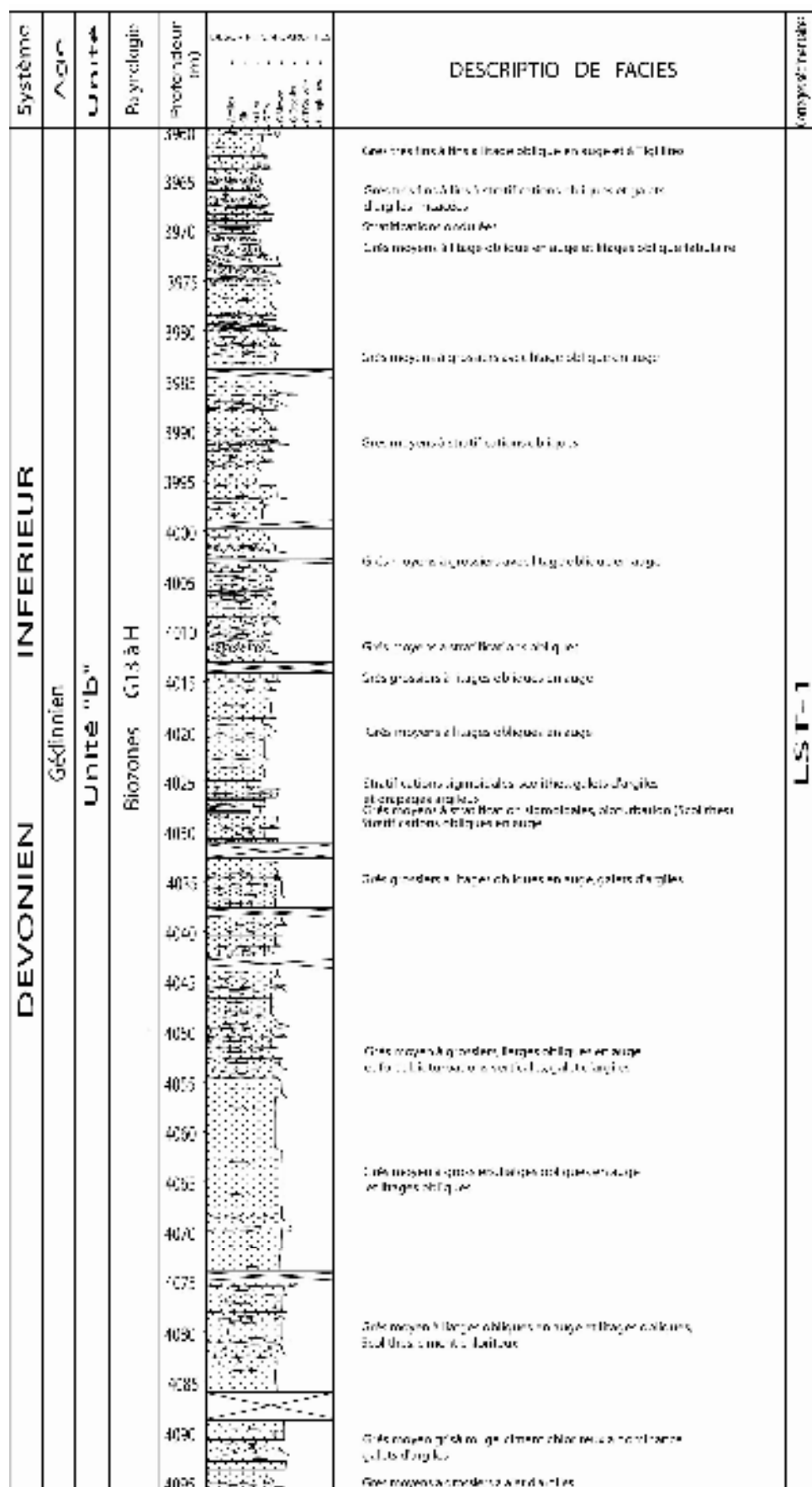


Figure.34. L'unité « b » traversée par le puits RE-1.

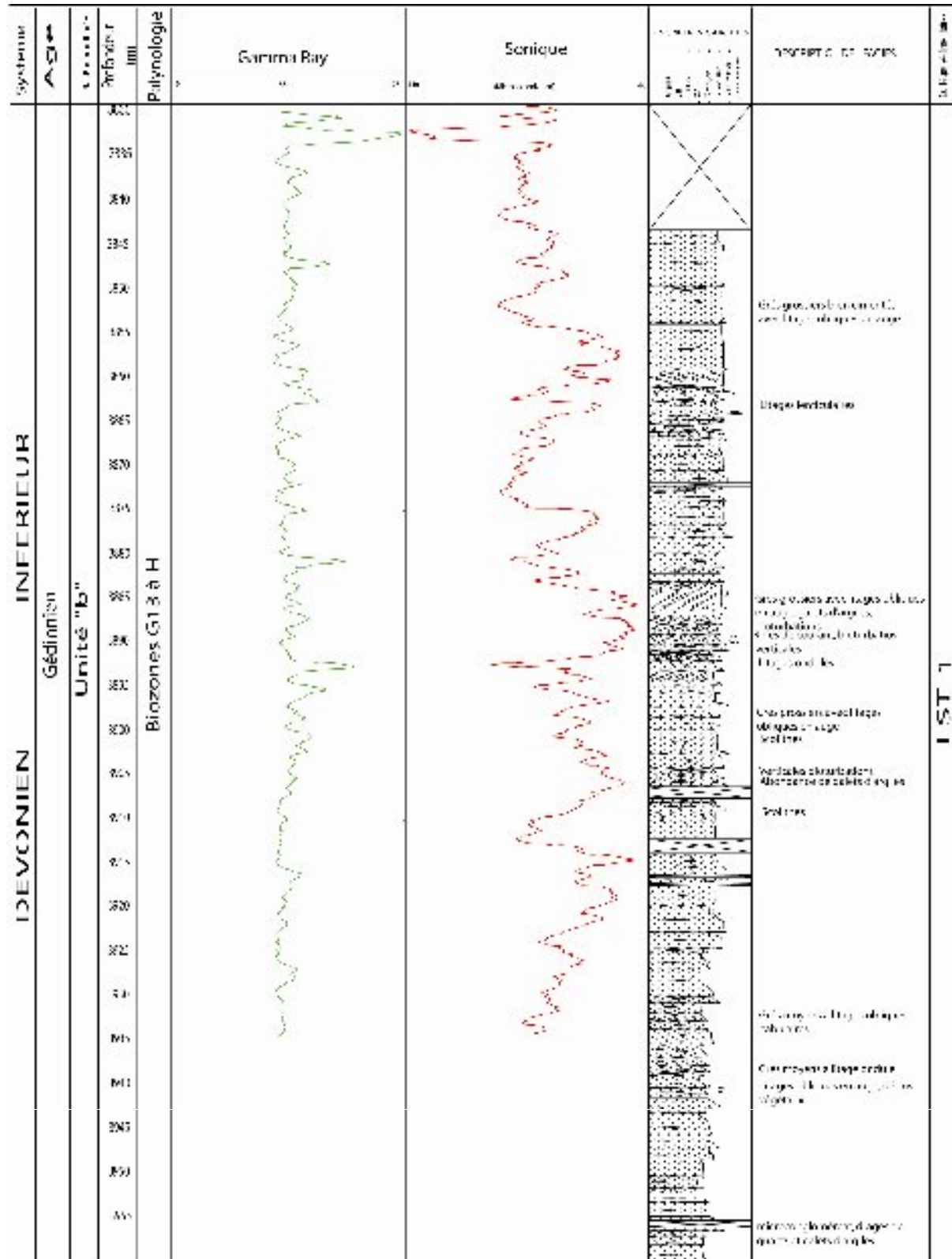


Figure.35. L'unité « b1 » traversée par le puits RE-1.

B- L'intervalle transgressif (Transgressive System Trac; TST-1)

La base est une surface érosive et de remaniement qui marque un approfondissement net des dépôts au passage des unités « b » et « c ».

Il est généralement argilo-gréseux ferrugineux, formé par la succession de chenaux et de barres tidaux liés à une remontée rapide du niveau marin relatif, qui a submergé les vallées alluviales (LST-1) en relation avec un milieu estuarien. La limite supérieure représente une surface transgressive «MFS» (fig. 36).

Au niveau du puits MRK-1, le faciès est représenté par un horizon ferrugineux d'origine pédologique de quelque mètre d'épaisseur « la carapace ».

C- Le système de haut niveau marin (Highstand System Trac; HST-1)

Deux para-séquences bien visibles sur le GR, des intercalations de niveaux gréseux à hummocky (HCS) et tempestites développées lors de la remontée progressive du niveau marin dont les intervalles gréseux correspondraient aux niveaux « E » et « F » définis par AGIP. Il s'agit d'un milieu marin franc à influence de tempêtes. Les dépôts à dominance gréseuse de l'Upper Shoreface de la dernière phase de remontée-début de la chute du niveau marin ont progradé vers le bassin et remplacent les dépôts argileux précédents (fig.36). La limite supérieure de cette unité est ferrugineuse mais ce n'est pas toujours évident, elle correspond au repère M3 de BEKKOUCHE (1991) qui l'interprète comme MFS.

VII.2.2.2- La para-séquence (2) : d'âge Praguien - Emsien

A- Le système de bas niveau marin (Lowstand System Trac ; LST-2)

Un complexe deltaïque s'est développé, tandis qu'au bassin d'Illizi un système fluvial s'est mis en place, cela est en relation avec la chute du niveau marin relatif, qui débute vers la fin du Gédinnien (HST-1) et s'est accentuée durant le Siegénien. La ligne de rivage se trouve entre le bassin de Berkine et le bassin d'Illizi.

La limite basale c'est une limite séquence SB, elle est bien mise en évidence au niveau du puits Re-1 (fig.37, 38). Elle est matérialisée par un niveau fossilifère (Brachiopodes, coraux) très ferrugineux. Au niveau des puits WT-1 et BBKN-1, cette limite se manifeste surtout par une augmentation brutale du degré et la diversité de

la bioturbation (Teichichus, Tripanites, Ophiomorpha, planolites, Skolithos) et une abondance des figures de déformation synsédimentaires.

La limite d'extension des corps gréseux représentant le front de delta est orientée sensiblement Est-Ouest au Nord de cette limite, les dépôts du prochain système (LST-2) deviennent argileux et représenteraient le prodelta.

B-L'intervalle transgressif (Transgressive System Trac ; TST-2)

Il est caractérisé par des dépôts de tempestites d'un milieu marin franc (émersion du système deltaïque), la limite transgressive est généralement bien marquée (RE-1, RY-1 et BK-2) par la succession de niveaux conglomératiques sidéritiques à base érosive et à larges débris de fossiles et de galets d'argile de quartz (fig. 38).

C- Le système de haut niveau marin (Highstand System Trac ; HAST-2)

Un banc gréseux de 20m d'épaisseur en moyenne repose sur 50m environ d'argiles franches, corrélable sur une grande étendue de la plate forme saharienne.

Le banc gréseux a été attribué à un dépôt de « Stand plain » progradants vers le bassin durant la chute de niveau marin à la fin du Highstand System Trac-2, son étendue est en relation avec le type de la mer emsienne et les apports détritiques importants drainés par de nombreuses rivières avec les courants de dérive littorale, qui ont contribué à la redistribution du matériel détritique sur le Shelf (fig. 39).

Le passage latéral d'un contact basal progressif à un contact abrupt est expliqué par WALKER, R.G (1984) par une chute relativement brutale du niveau marin, qui causera par la suite une érosion de la zone de transition.

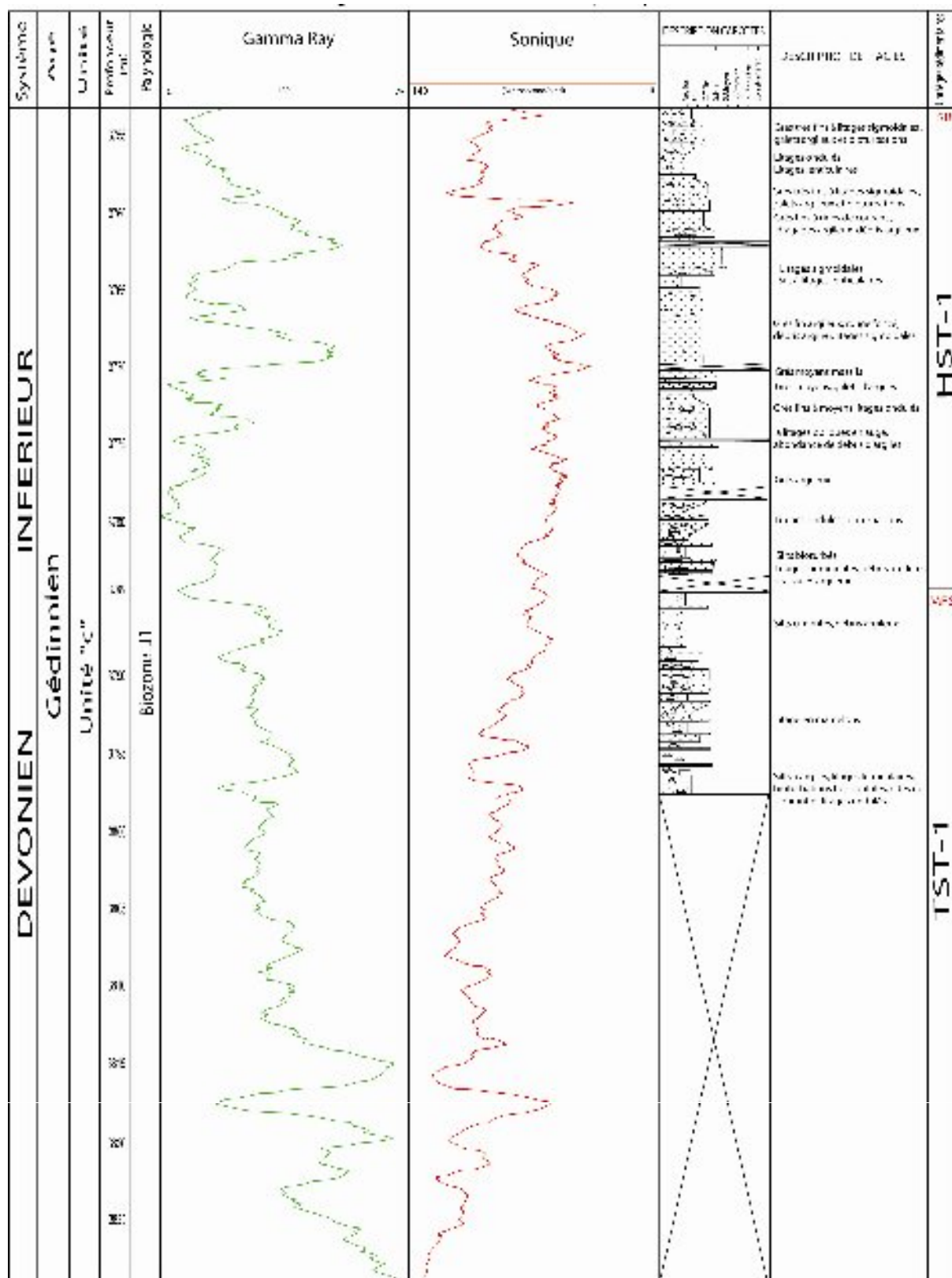


Figure.36. L'unité « c » traversée par le puits RE-1.

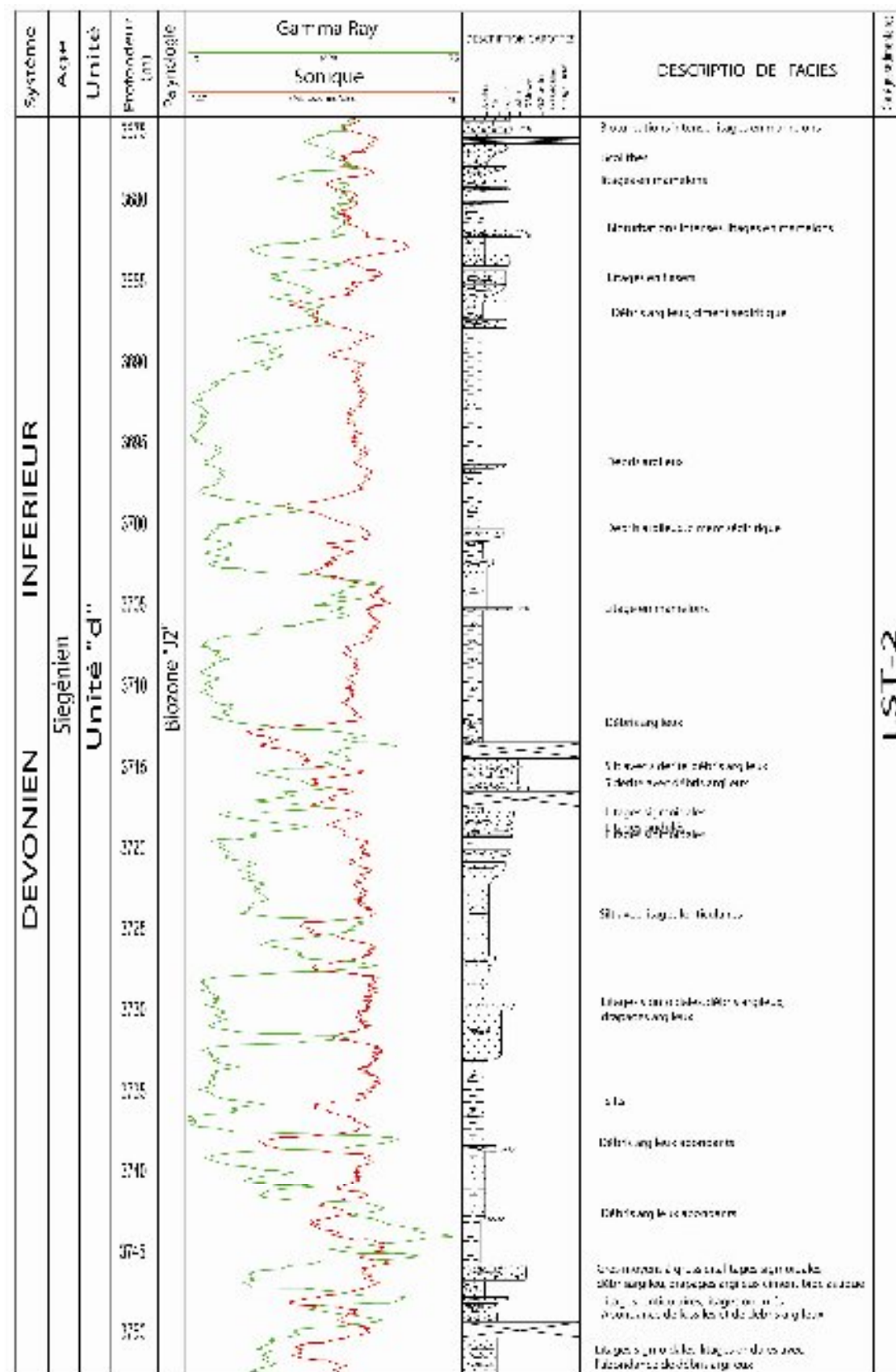


Figure.37. L'unité « c » traversée par le puits RE-1.

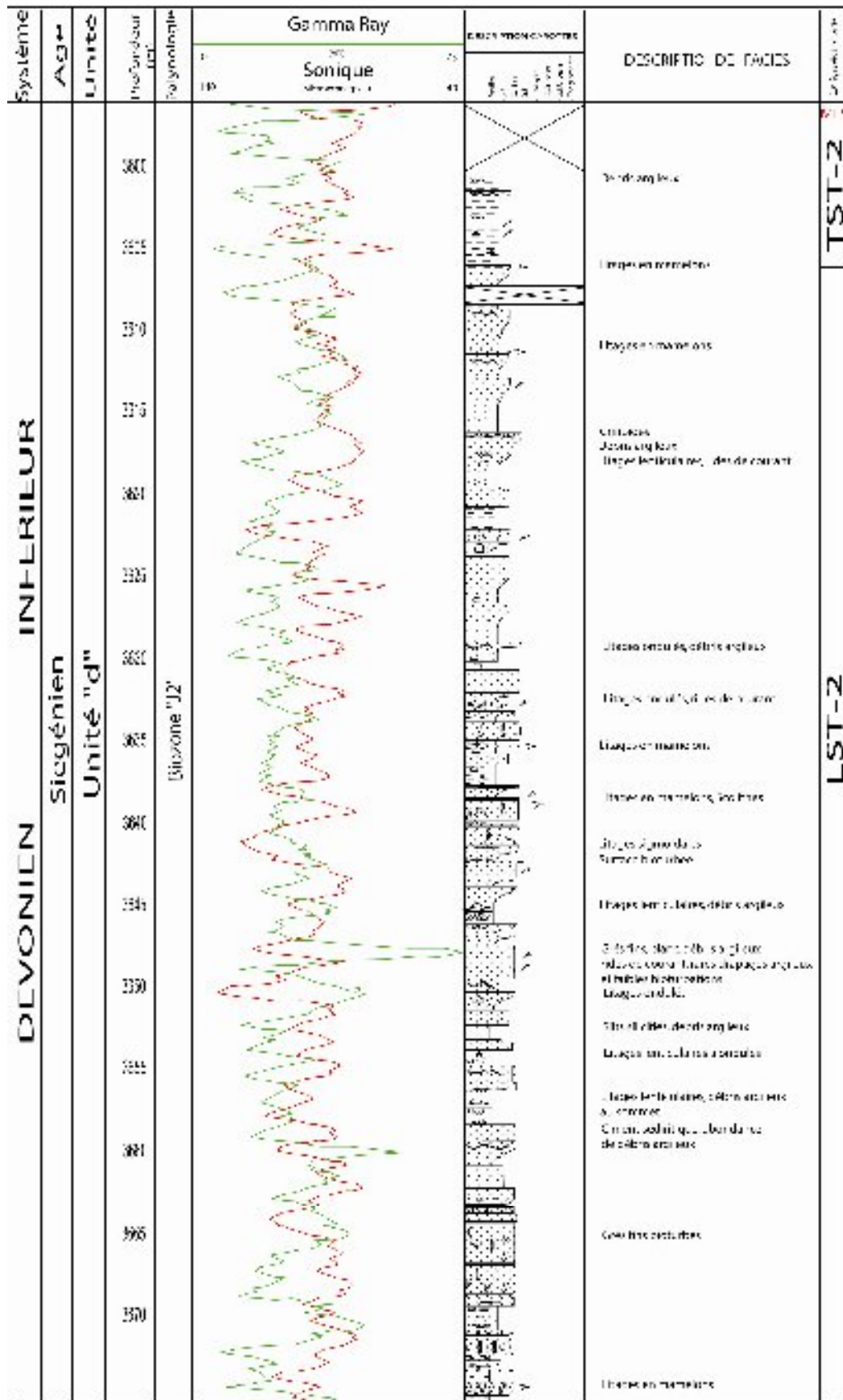


Figure.38. L'unité « c » traversée par le puits RE-1.

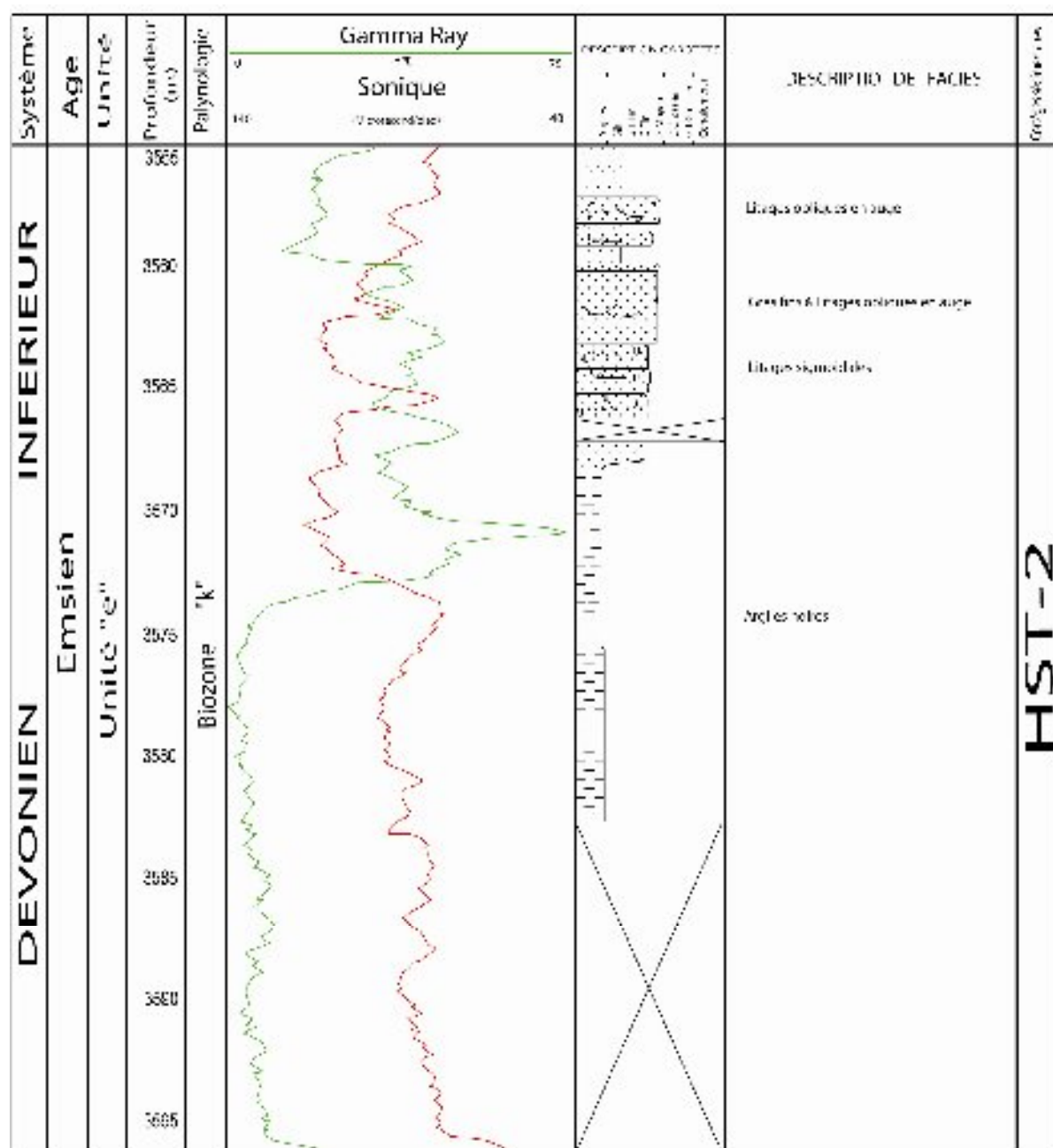


Figure.39. L'unité « c » traversée par le puits RE-1.

VII.2.3- Chronostratigraphie

L'ensemble des travaux et analyses palyno-planctoniques effectués sur les puits RE-1, BBK-1, BTR-1, HAD-1, RY-1, SF-1, WT-1 ont permis de dater les formations que nous allons décrire et d'établir leur chronologie.

Les études palynologiques de TOTAL (1983, 1984) ont montré qu'à l'échelle de la plupart des forages de l'Erg Oriental, les séries argilo-gréseuses marines du Silurien (Biozones G) se complètent vers le haut par les biozones H, au dessus on retrouve les faciès continentaux de la zone J. La limite n'est pas aussi nette que dans le Tihert où les biozones I associées aux formes continentales des zones J (Tab.10).

L'ensemble des travaux et analyses palynologiques a permis d'établir une chronologie des unités précédemment définies :

VII.2.3.1- L'unité «a»

Elle est caractérisée par les biozones « G10 » à « G12 », le toit est caractérisé par les biozones « G13c-d » et « H ». L'âge est Ludlowien à Pridolien (Silurien supérieur). Les équivalents en Tunisie et Tripolitaine est d'âge Budnanien (MASSA et JAEGER. 1971) et Pridolien (JAGLIN. 1986 ; BURET et MOREAU-BENOIT. 1986).

VII.2.3.2- L'unité «b»

Elle est caractérisée par des biozones et d'âge différents suivant les auteurs :

- TOTAL (1983) : biozones « H », « I » à « I1 », âge Lochkovien (Gédinnien).
- TOTAL (1984) : biozones « G13 » à « H », d'âge Ludlowien à Lochkovien (Gédinnien) probable.
- AGIP (1987) : Biozone « J » d'âge Praguien (Siegénien).
- BOUMENDJEL (SONATRACH. 1990) : Biozone « J » d'âge Praguien (Siegénien).

L'équivalent de ces grès massifs en Tripolitaine est la formation de Tadrart qui présente les mêmes caractères lithologiques datés de Lochkovien par une riche association de Chitinozoaires (JLGLIN. 1986).

Tableau.10. La nomenclature du Dévonien inférieur

ETAGE	S -Etage	Description	puits Re-1, BBK-1, BRN-1 et ROM-2		Zone Palyno	Total (1893, 1985)			Agip (1987)			Assès	
			Unités	Formations		Etage	Formation	Z-Pal	Etage	Formation	Z-Pal	1987	
DEVONIEN INFÉRIEUR	Emsien	grés fins argileux à lamination horizontales ou faiblement inclinées	Unité 5	Unité "e"	Argilo-gréseuse de l'Emsien	K	Emsien						
		argiles noires fissiles à interlits centimétriques ou décimétriques	Marqueur "m4"										
		de grés très fins											
	Praguien (Siegénien)	alternance irrégulière de grés fins argileux à litage oblique	Unité 4	Unité "d"		J2	Praguien (Siegénien)	Série argilo-gréseuse supérieur		Emsien	Fouan Kasa	K	
		rides et flasers et argiles silteuse agencés soit											
		séquences de barres ou de chenal, soit en complexes											
		argilo-gréseux bioturbés, à nombreux terriers											
		en forme de tubulures de longueur décimétrique à métrique	Marqueur "m3"		Alternance argilo-gréseuses supérieure								
		d'argiles noires fissile finiment laminée, entrecoupée de											
		séquences de barres métriques (2 à 3 m) de grés très											
		argileux bioturbés et de niveaux décimétriques d'argile grise lumachellique											
	Lochkovien (Gédinnien)	grés grossiers microconglomératiques à galets d'argiles	Unité 3	Unité "c"	Grés-argileuse ferrugineuse	I à I1	Lochkovien (Gédinnien)	Grés ferrugineux		Praguien (Siegénien)	Tadrart	J	
		et de fragments bioclastiques roulés se poursuit par											
		des grés verts rouges lie de vin, argilo-ferrugeneux, surmontés											
		de niveaux décimétriques d'argiles vertes ou rouges	Marqueur "m2"										
		grés rouges ou verts, ferrugineux	Unité 2										Unité "b"
		séquences décamétriques, à base érosive ; chaque séquence											
		est composée à la base de grés grossiers à moyens,											
		granoclassés, passant au sommet à des grés moyens à fins											
		litage oblique	Marqueur "m1"										
		grés moyens à grossiers, gris-blanc à gris vert, chloriteux											
		disposés en lamines obliques planes ; par endroit sont plus											
		grossiers et friables											
Silurien		alternances d'argiles noires finement laminées et de	Unité 1	Unité "a"	Grés-argileuse inférieures	G12	Silurien					H?	1
		grés très fins bioturbés				G10							

VII.2.3.3- L'unité «c»

Elle est caractérisée par les biozones « I1 » à « I3 » et datée différemment selon les auteurs :

- TOTAL (1983 et 1984) : d'âge Praguien.
- AGIP (1987) : d'âge Praguien supérieur (Siegénien supérieur) à Emsien inférieur.
- BOUMENDJEL (SONATRACH. 1990) : d'âge Lochkovien supérieur (Gédinnien supérieur) –base du Praguien (Siegénien).

VII.2.3.4- L'unité «c»

Cette formation est caractérisée par les biozones K avec des divers :

- AGIP (1987) : âge Emsien (formation de Ouan Kassa).
- TOTAL (1983 – 1984) : biozone « J1 » avec un âge Praguien (Siegénien).
- BOUMENDJEL (SONATRACH. 1990) : d'âge Praguien.

L'équivalent de cette unité en Tripolitaine est daté de Praguien à Emsien.

VII.2.3.5- L'unité «d»

Elle est caractérisée par la biozone « J2 » d'âge Emsien, confirmée par toutes les analyses.

VII.2.3.6- L'unité «e»

Elle est caractérisée par la biozone « k » d'âge Emsien, confirmée par toutes les analyses.

Résumé (5)

L'ensemble Silurien supérieur-Dévonien inférieur du bassin de Berkine, équivalent du réservoir F6 du bassin d'Illizi, est subdivisé en cinq unités (a, b, c, d, e) couvrant l'intervalle de temps du Ludlowien au Praguien sans discontinuité sédimentaire. L'analyse des faciès et la stratigraphie séquentielle ont permis de caractériser les milieux de dépôts et de retracer l'histoire spatio-temporelle des sédiments. Les sédiments argilo-gréseux, de l'unité « a » (Ludlowien-Pridolien) forment le prisme de haut niveau marin (PHN) de la séquence S1 (Ordovicien supérieur-Silurien

supérieur) ; ils caractérisent une zone littorale dominée par l'action des vagues et des tempêtes. Les grés massifs « b » (Lochkovien), prisme de bas niveau marin (PBN) de la séquence S2 (éo-dévonienne), sont constitués de dépôts fluviaux de remplissage de vallées entaillées (IVF) au Sud du bassin (région Stah/Mérekse) et de dépôts de plaine côtière formant des prismes de progradation (LST) en direction du bassin (Nord). Les sédiments ferrugineux de l'unité «c» (Lochkovien) sont des dépôts marins transgressifs (TST). Les sédiments de l'unité «d» (Praguien) et de l'unité « e » (Emsien) sont des dépôts de haut niveau marin (HST) de la séquence S2. Les réservoirs rencontrés dans le bassin de Berkine sont situés principalement dans les unités «b» et «c» (Lochkovien) où l'extension des grés est prouvée sur des milliers de km².

VII.3-LE GEDINIEN

Il s'agit d'apporter plus de détails sur la para-séquence gédinnienne. A partir du découpage séquentiel réalisé au niveau du Dévonien inférieur, la para-séquence gédinnienne est formée de trois systèmes sédimentaires organisés en deux unités lithostratigraphiques ; l'unité « b » et l'unité « c ».

VII.3.1- Découpage séquentiel du Gédinnien

VII.3.1.1- L'unité « b » : d'âge Lochkovien

A- Le système de bas niveau marin (Lowstand System Trac ; LST)

Ce cortège repose en discordance sur les dépôts du Silurien argilo-gréseux. Cette discordance marque les contrecoups de la phase Ardennaise des mouvements calédoniens.

Les dépôts LST coïncident avec l'unité lithostratigraphique « b » appelée «Grés massifs ». Sur le terrain, la discordance se matérialise par une discordance angulaire des formations dévoniennes sur celles du Silurien. Sur carottes, elle correspond à un conglomérat verdâtre à clasts millimétriques à centimétriques, ferrugineux (Puits RE-1, carotte 3) à la profondeur de 4096m, qui coïncide avec la limite Pridoli/Lochkovien (définie par la biostratigraphie) et représenterait une limite de séquence SB₀.

La limite séquence est souvent prise dans le Silurien avec l'apparition des premiers intervalles gréseux (Exemple : BBK-1 par total, ROM-2 par AGIP et les travaux de BEKKOUCHE/SH, 1992), cet intervalle gréseux est suivi par des grés moyens à grossiers granoclassés s'intercalant avec des grés fins à moyens à lamines d'argiles à quelques bioturbations. La dominance verticale de ces deux faciès est expliquée par des dépôts fluviatiles en tresses « Middle reaches » progradants, parfois submergés pour laisser place à un milieu marin peu profond. Ces deux environnements se sont installés à la faveur d'une chute rapide et importante du niveau marin relatif durant un Lowstand System Trac, induisant un shift de la ligne de rivage, qui était probablement au niveau du Tassili jusqu'à l'extrême Nord du bassin de Berkine.

La limite supérieure de ce système est représentée par un lag transgressif qui est l'équivalent du marqueur M2, définie par BEKKOUCHE (1991), elle coïncide avec une rétrogradation bien visible sur la courbe de GR.

VII.3.1.2- La carte en iso-paques de l'unité « b »

La carte en iso-paques de l'unité « b » établis à la base des données du découpage séquentiel (fig.40) a montré que cette unité possède des épaisseurs importantes qui sont liées au système fluviatile en tresses.

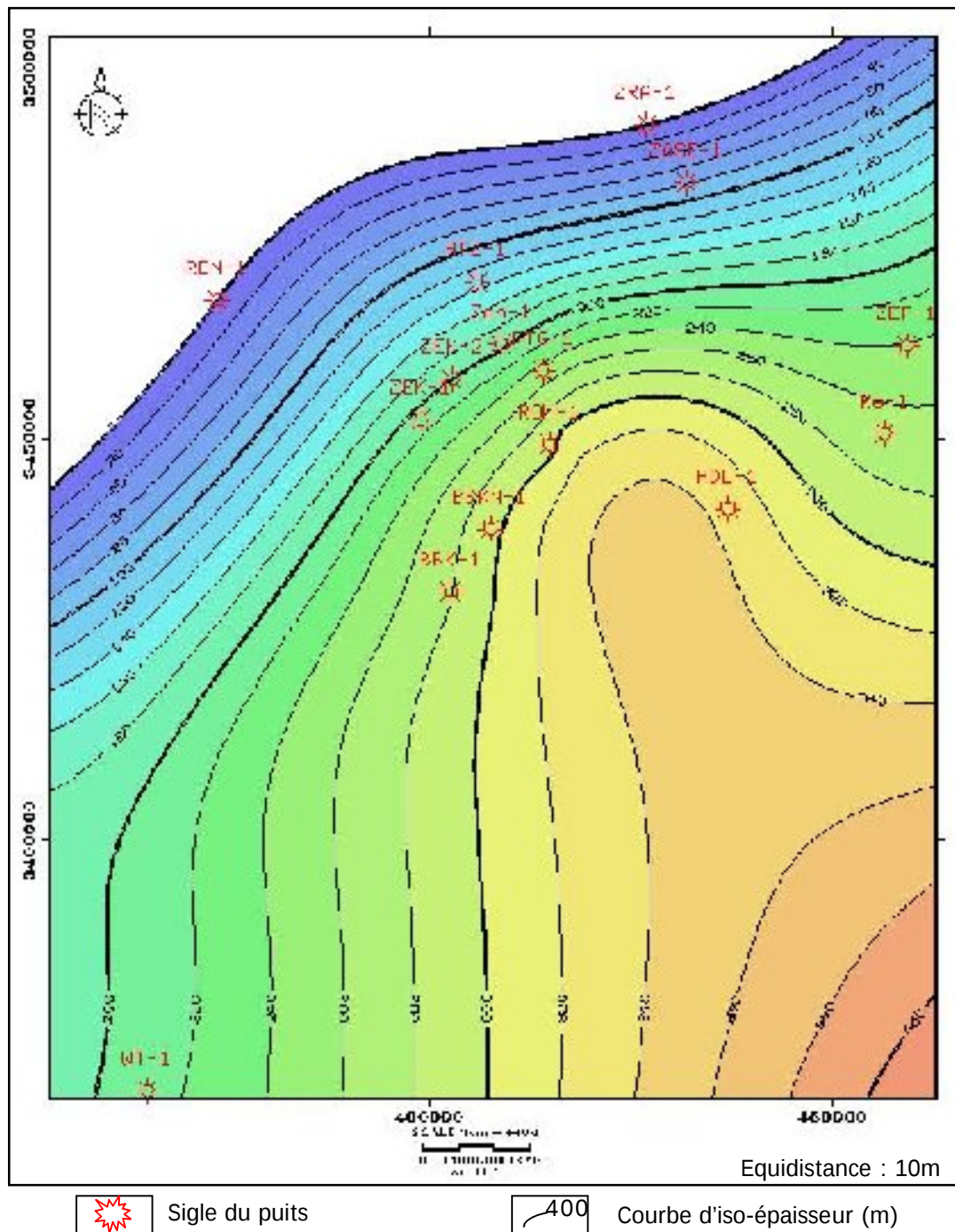


Figure.40. La carte en iso-paques de l'unité « b » dans la partie Nord Ouest du bassin de Berkine.

L'étendue importante de cette séquence gréseuse indique l'installation du réseau fluvial en tresses sur au moins toute la zone. Tandis que les barres gréseuses sont le résultat de l'inondation momentanée induite par la subsidence, qui aurait pu aussi bien être causée par les répliques des mouvements calédoniens.

VII.3.1.3- L'unité « c » : d'âge Lochkovien

A- L'intervalle transgressif (Transgressive System Trac-1; TST)

Il est souvent argilo-gréseux ferrugineux, il constitue l'équivalent latéral de la base de l'unité (C2) au bassin d'Ilizi. Il est représenté par une succession de chenaux et de barres tidaux liés à une remontée rapide du niveau marin relatif, qui a submergé les vallées alluviales (LST) en relation avec un milieu estuarien. La limite supérieure est prise au niveau du pic le plus radioactif du GR, représentant en fait une «MFS», la surface transgressive est bien marquée sur la carotte 20 du puits HFR-1 ; log chloriteux composé de clasts d'argile galets de quartz et oolites et de pisolites.

Cet intervalle aussi appelé par AGIP « le niveau G » souvent très ferrugineux, dont l'origine de fer est rapportée aux reliefs exposés et soumis à l'oxydation durant l'épisode précédente.

B- Le système de haut niveau marin (Highstand System Trac ; HST)

Deux para-séquences bien visibles sur le GR, des intercalations de niveaux gréseux à HCS et tempestites développées lors de la remontée progressive du niveau marin, dont les intervalles gréseux correspondraient aux niveaux « E » et « F » définis par AGIP. Il s'agit d'un milieu marin franc à influence de tempêtes. Les dépôts à dominance gréseuse de l'Upper Shoreface de la dernière phase de remontée-début de la chute du niveau marin, ont progradé vers le bassin et remplacent les dépôts argileux précédents. La limite supérieure de cette unité est ferrugineuse, mais ce n'est pas toujours évident, elle correspond au repère M3 de BEKKOUCHE (1991), qui l'interprète comme MFS.

VII.4- Faciès géologiques du Gédinnien

Afin de mettre en valeur les variations verticales et horizontales de faciès au niveau du Gédinnien, il est recommandé de savoir tous les facteurs qui ont en relation directe avec la distribution de faciès dans un bassin.

Le schéma ci-dessous (fig.42) représente le cas d'un torrent qui vient se jeter dans la mer. On trouve trois types de dépôts caractérisant ce transport : un dépôt de galets, puis de sable et finalement un dépôt de boues. Il y a évolution latérale des dépôts qui entraîne une évolution latérale des paysages. Le départ, sur la plate forme, est détritique, les particules sont soumises à la gravité et à la force de traction du courant. Le dépôt se fait selon la compétence, et la formation de prismes sédimentaires se juxtaposent les uns aux autres en formant une nappe de remblayage. Cette nappe est constituée de trois couches (boue, sable et galets) qui donnent une surface de faciès oblique par rapport aux surfaces temps. Il y a progradation ou accréction latérale quand la nappe se développe vers le bassin.

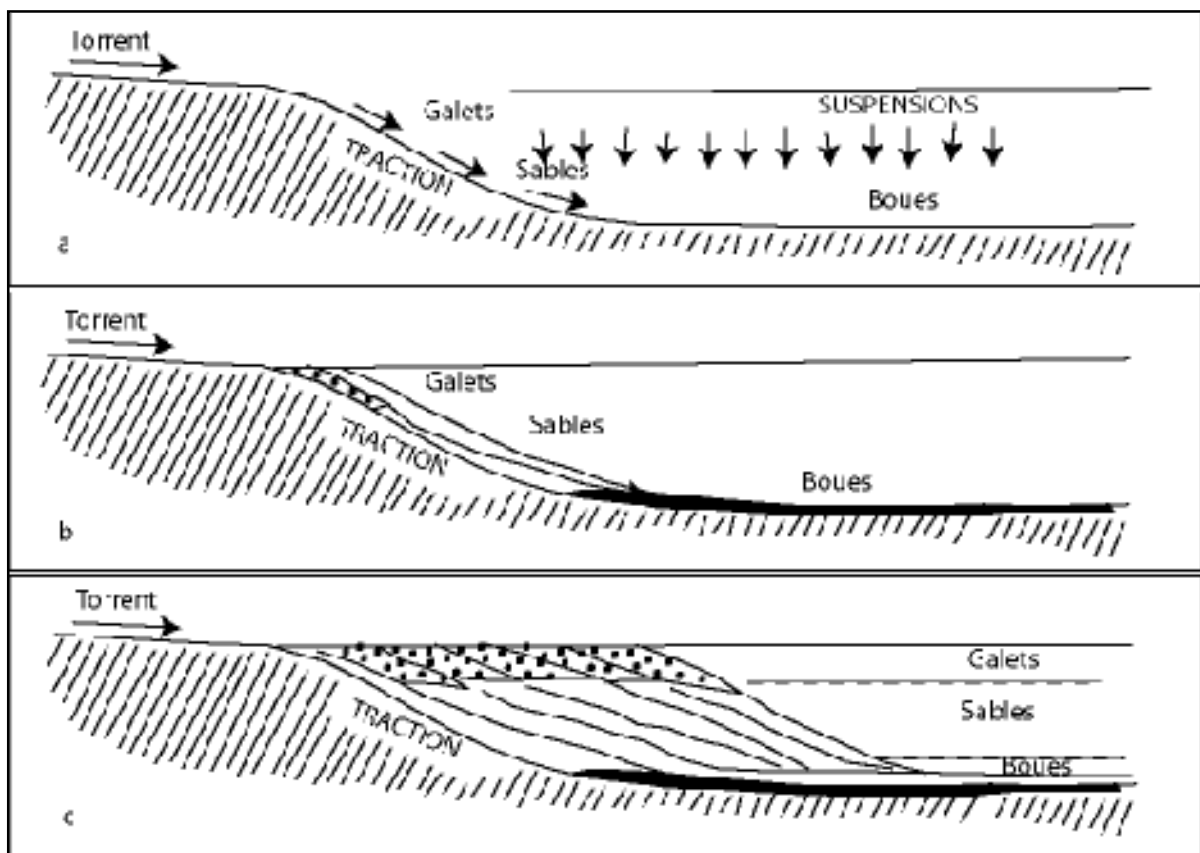


Figure.42. Les faciès de dépôts dans un bassin (Corps sédimentaires. 2008).

L'empilement de sédiments sur une longue période ne se fait que s'il y a création d'un espace disponible à la sédimentation. La création de l'espace se fait par la tectonique, par le niveau des mers, selon les apports sédimentaires. Donc le facteur dominant semble être le niveau relatif des mers. Ce dernier est influencé par trois éléments ; le climat, la tectonique, l'eustatisme (fig.43).

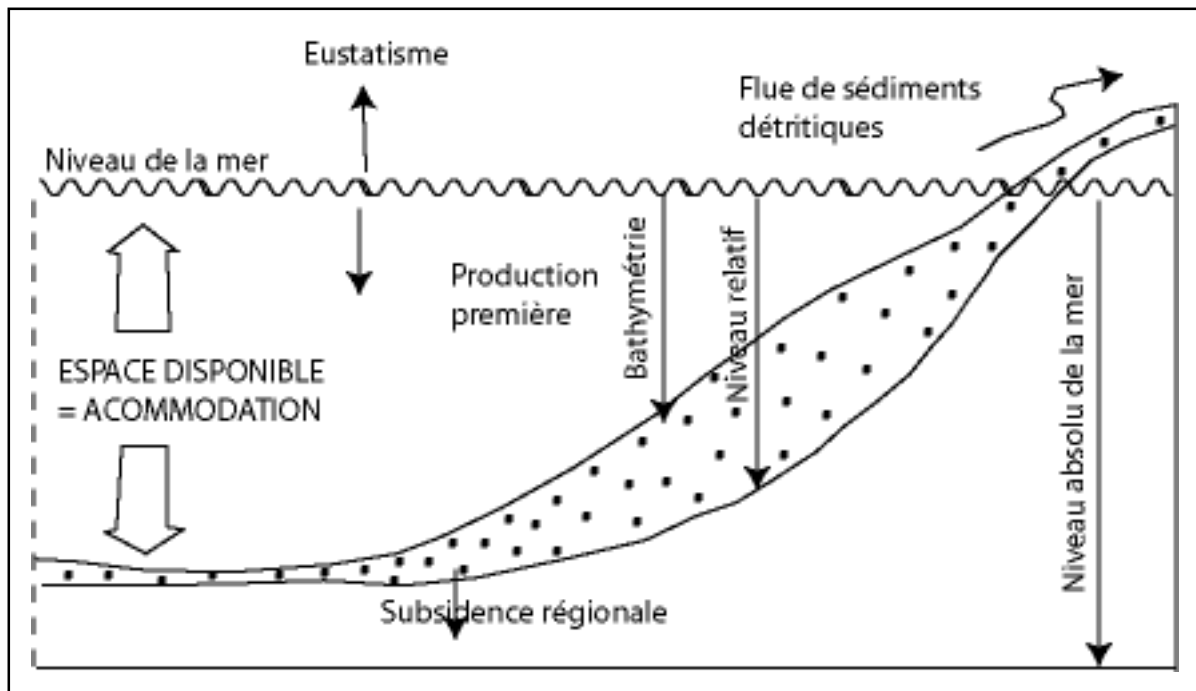


Figure.43. Les mécanismes de dépôt dans un bassin (Corps sédimentaires. 2008).

VII.4.1- La séquence générale

La séquence gédinnienne est définie par des limites séquences de type (a) aussi bien au top qu'à la base. Elle correspond à un cycle eustatique formé essentiellement de trois cortèges sédimentaires : un prisme de bas niveau marin (LST) à la base, un intervalle transgressif (TST) et un prisme de haut niveau (HST) pour le reste.

VII.4.2- Les faciès rencontrés au niveau du Gédinnien

Dans ce qui suit, seul l'intervalle du Gédinnien a été abordé, le reste du système Dévonien inférieur n'est pas développé. Les faciès ont été définis tout d'abord au niveau des puits RE-1, WT-1, Zen-1 et BBKN-1.

L'unité « b »

Quatre faciès ont été déterminés au niveau de cette unité (fig.44) :

- Les grès massifs bioturbés

Des grès fins à ciment siliceux et argileux, sans litage stratigraphique, à aspect massif, interlités de niveaux centimétriques et décimétriques d'argiles noires. Ils sont traversés par des terriers verticaux (Tigillites). Ce faciès indique un milieu littoral faiblement agité.

- Les grès à stratifications irrégulières

Grès fins argileux présentant un litage irrégulier, en flasers, caractérisant des dépôts de faible énergie. Leur association avec les grès à laminations obliques indique des dépôts inter-dunes.

- Les grès à laminations de plages

Ils sont caractérisés par des grès propres à grains moyens parfois grossiers, bien à moyennement classés, arrondis à subarrondis. Les laminations sont horizontales à faiblement obliques caractérisant les dépôts de plages.

- Les grès à laminations obliques

Ils sont composés de grains moyens à fins, bien classés, à laminations obliques tabulaires engendrées par la migration des dunes géantes ou sand waves. Ce faciès est caractéristique aux dépôts de plage côtière.

A- L'unité « c »

Cinq faciès principaux ont été déterminés, de bas en haut (fig.45) :

- Les grès moyens bioclastiques

Grès moyens parfois grossiers, massifs sans litages apparents, à nombreux galets et débris bioclastiques, le ciment est représenté par de la calcite d'origine bioclastique et par de l'hématite. Ce faciès témoigne d'un milieu marin peu profond et agité dans le Shoreface, mais parfois est entraîné par l'action des tempêtes.

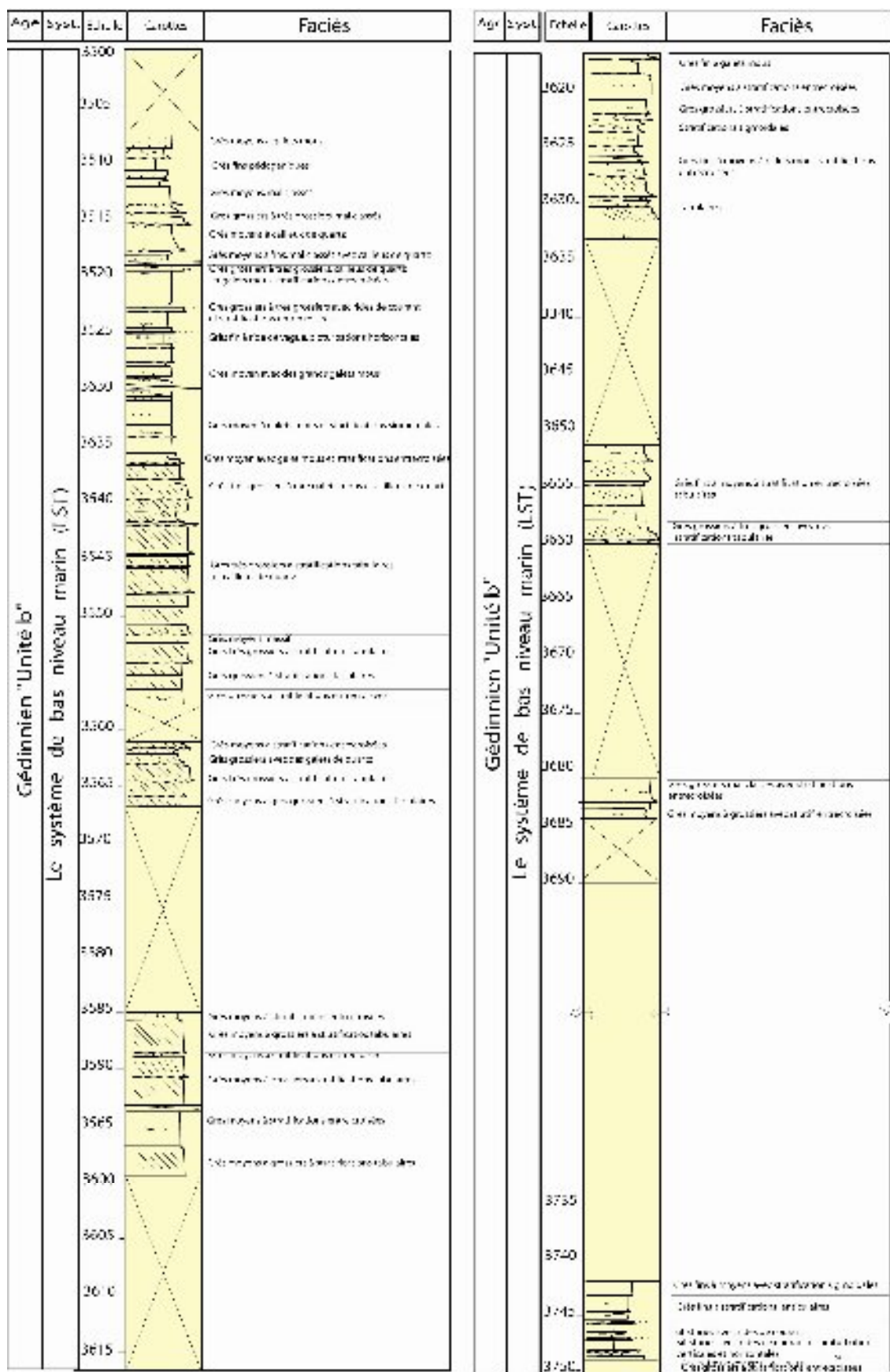


Figure.44. Les faciès de l'unité « b » rencontrés par le puits ZEN-1.

- Les grès à laminations horizontales

Grès verts ou rouges, moyens à fins à ciment ferrugineux et nombreux galets d'argiles épars. Ils sont déposés dans un milieu de Shoreface supérieur.

- Les grès à laminations en hummocky

Grès gris et verts à ciment chloriteux à laminations horizontales à faiblement obliques, légèrement entrecroisées. Associé avec de la bioturbation, ce litage est provoqué par l'action des tempêtes (Lower Shoreface).

- Les alternances grès/argiles

Les grès sont fins, chloriteux à litage ondulé, rides de vagues et flasers, les argiles gris-vertes et noires à litage lenticulaire. L'ensemble est affecté par la bioturbation.

- Les argiles noires et vertes

Fortement bioturbées à litages lenticulaires. Ce faciès caractérise l'Offshore.

VII.4.3- Les variations latérales et verticales de faciès

Le môle d'Ahara a formé une véritable barrière paléogéographique pendant la sédimentation dévonienne où les grès fluviaux d'Emsien, qui sont prolongés partout sur le bassin d'Illizi, passent latéralement au faciès marin dans le bassin de Berkine au-dessus du môle. Cet exemple illustre parfaitement que les changements latéraux et verticaux de faciès enregistrés au niveau du Gédinnien ont été contrôlés essentiellement par le contexte structural du bassin à cette époque.

A- L'unité « b »

- La variation verticale

Aucune tendance d'évolution particulière ne permette de caractériser la séquence type de dépôt. Les grès bioturbés et les grès à laminations de plage prédominent et caractérisent un milieu littoral dominé par l'action des vagues et des tempêtes (Shorface/Backshore).

Les grès à laminations obliques et les grès à stratifications irrégulières caractérisent les dépôts de chenaux.

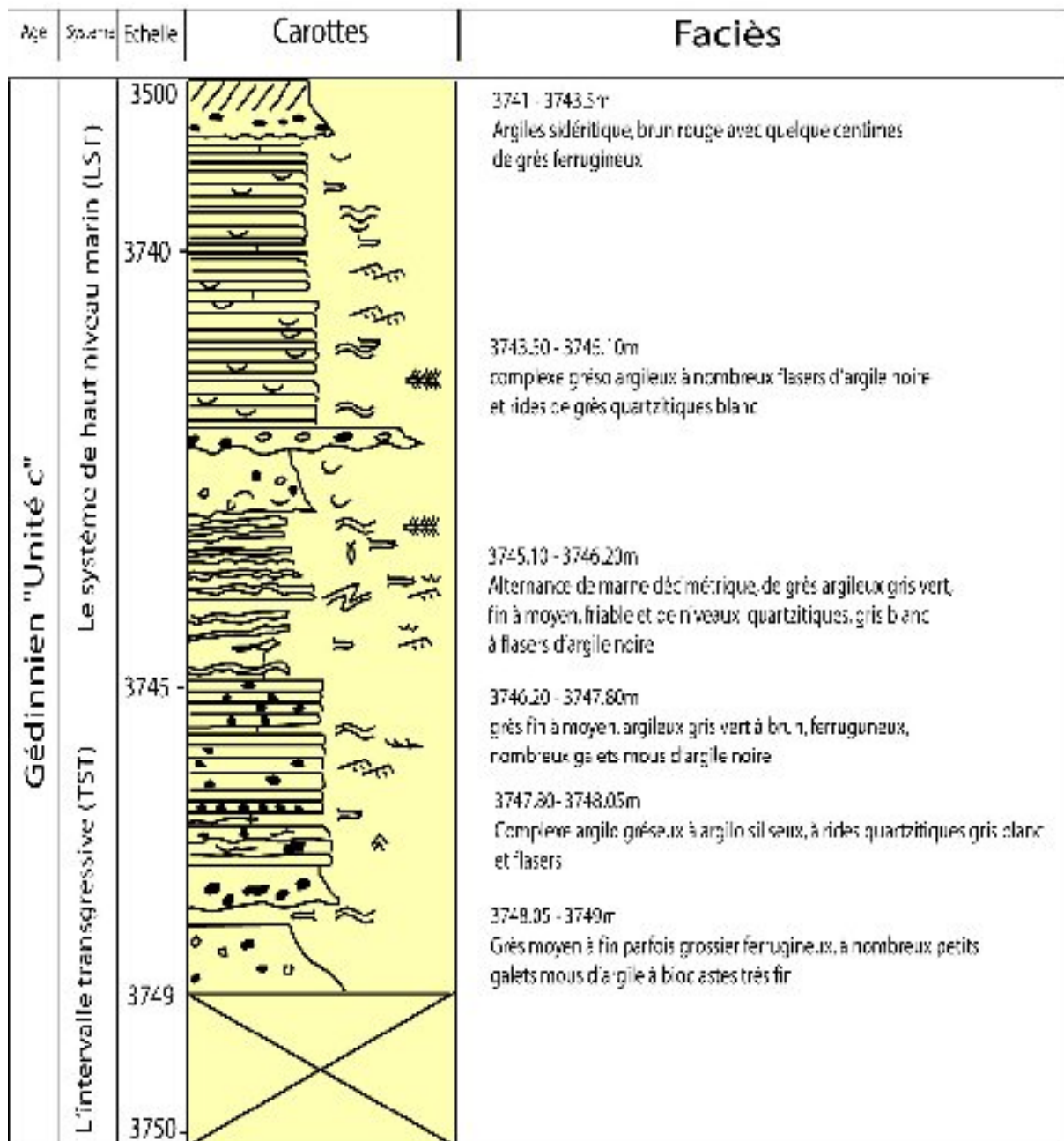


Figure.45. Les faciès de l'unité « c » rencontrés par le puits BBK-1.

▪ La variation latérale

Le Gédinnien possède un faciès gréseux sur la totalité de la zone d'étude et afin de mettre en évidence toutes les variations de faciès, qui peuvent exister nous allons essayer de décrire le Gédinnien au niveau de différents puits suivant des axes bien définis. Généralement un léger affinement du matériel a été remarqué du Sud vers le centre du bassin et du Nord vers l'Est (fig.46) :

- Du Sud vers le centre du bassin : la prédominance du faciès principalement gréseux de granulométrie grossière au Sud (BBKN-1) qui s'affine progressivement vers le centre du bassin (ZEK-2). Le caractère grossier, érosif et l'épaisseur importante de la séquence déposée par un système fluvial de type braided indiquent la proximité de terres émergées dont la source principale du matériel est probablement le môle de Tihemboka ou son extrémité septentrionale.

Au niveau du puits BBKN-1, le Gédinnien est partiellement traversé, la description de carottes (3741 à 3749m) montre bien la limite Gédinnien/Siegénien formée par un niveau de grès moyen ferrugineux, à nombreux galets fins d'argiles noires avec une abondance de bioclastes, vers le sommet les bancs de grès deviennent plus abondants, séparés par des argiles silteuses, alternance de marnes et de grès ou bien un complexe grés-argileux. Cette chronologie caractérise des dépôts littoraux du Shoreface/Backshore.

- Plus au Nord au niveau du puits ZEK-1 cette intervalle est composé de grès blanc parfois gris-blanc fin à moyen grossiers par endroit, subarrondis à subanguleux, localement ferrugineux et bitumineux, moyennement dur avec intercalations d'argiles grises, silteuses, micacées avec traces de pyrite. Vers le Nord Ouest de ce puits et au niveau du puits ZEK-3 le Gédinnien est formé de grès blanc, fin à moyennement friable à moyennement consolidé, argileux, vers le sommet il devient grés-argileux homogène, formé de grès gris clair, quartzeux, fin à moyen parfois grossier, mal consolidé. Au niveau du puits ZEK-2 l'intervalle du Gédinnien est formé de grès fins à moyens, localement grossiers parfois graveleux, arrondis, mal classés, argileux, friables avec fines passées d'argiles brun-rouges, indurées, silteuses.

Au niveau du puits ZEN-1, le Gédinnien est constitué à la base par des grès blancs verdâtres, roses, brun-foncés, souvent bicolores, siliceux puis brun rouge argilo-ferrugineux dominant avec passées blanches silico-kaolinitiques (aspect rubané fréquent). Lamine d'argile rouge plus rarement verte par endroit petits nodules et tubulures obliques argileux, inclusions de pyrites disséminées. Vers le sommet un grès blanc, fin à grossier, granoclassé à stratification oblique silico-kaolinitique, rares nodules d'argiles, blanc-verdâtres souvent des macro-pores.

Au niveau du puits HTZ-1 le gédinnien est formé de grès gris brun à gris-sombre, fin à moyen, localement grossier silico-argileux, ferrugineux, bitumineux, moyennement consolidé à friable et gris blanc à gris vert, très fin à fin siliceux à silico-argileux, pyriteux, dur, passées d'argiles grises à gris-foncées et noires, indurées, silteuses, micacées, feuilletées, pyriteuses.

Au niveau du puits HTZ-2, le réservoir Gédinnien n'a pas été reconnu, son absence s'expliquerait par une intense phase d'érosion hercynienne, qui aurait affecté vraisemblablement tout le Dévonien inférieur, situé au Nord du puits HTZ-, ainsi que la partie Nord-Est du bloc 403 c. Le puits est implanté au-delà de la limite d'érosion du Dévonien inférieur

Au niveau du puits ZASE-1 l'intervalle à étudier est formé de grès quartzeux, fin à grossier, arrondi à sub-arrondi, gris blanc et gris clair peu consolidé intercalé d'argile grise sombre indurée, silteuse micacée.

Au niveau du puits ZAR-1, le Dévonien est totalement absent à la suite de l'érosion hercynienne.

Au niveau du puits RE-1, le faciès est typique des dépôts de Shoreface/Backshore qui évoluent au sommet à des dépôts de plaine côtière éolienne.

Plus au Nord (Puits BTR-1), l'abondance des alternances argileuses et les niveaux bioturbés plus fréquents caractérisent des dépôts littoraux du Shoreface/Backshore.

B- Unité « c »**▪ La variation verticale**

Aucune tendance d'évolution particulière ne permet de caractériser la séquence type de dépôt au niveau de cette unité.

▪ La variation latérale

Les cinq faciès sont des faciès transgressifs depuis la plage (faciès a) vers la plate forme externe (faciès e), la présence des dépôts grossiers bioclastiques et des laminations parallèles et en hummocky, indiquent que cette transgression s'effectue sur une plate forme externe dominée par des vagues et des tempêtes.

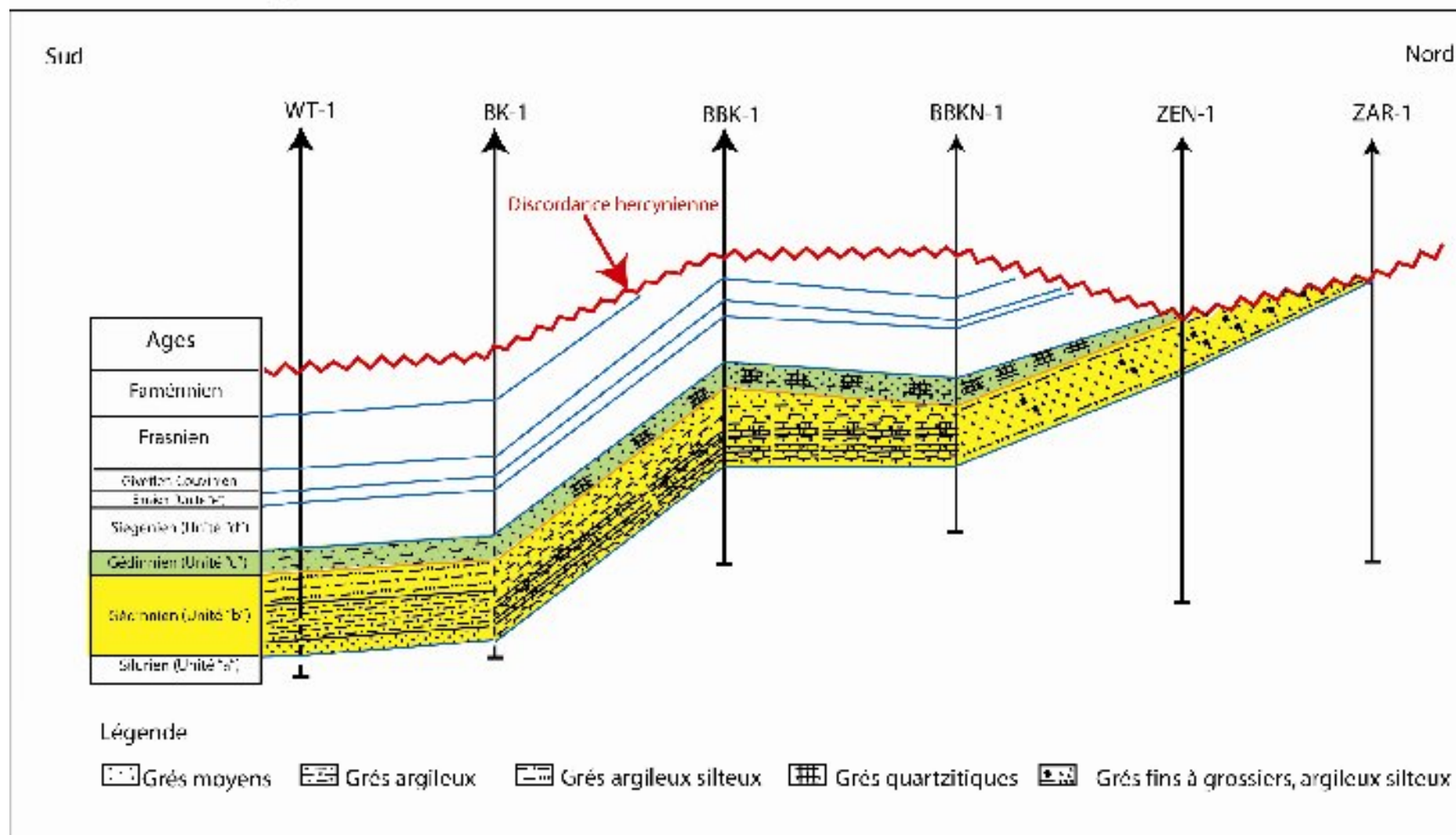


Figure.46. La variation latérale de faciès au niveau de l'unité « b » et l'unité « c » selon la direction Sud/Nord.

VII.5- Les milieux de dépôts du Gédinnien

Il s'agit d'une tentative de reconstitution des milieux de dépôt des systèmes sédimentaires du Gédinnien :

VII.5.1- Le système de bas niveau marin (Lowstand System Trac ; LST)

Il présente une signature cylindrique du Gamma Ray souvent interprétée comme empilement de chenaux fluviaux. L'examen, cependant, des carottes révèle la dominance verticale de deux faciès ; des grès moyens à grossiers granoclassés, organisés en séquences métriques en « fining up » s'intercalant avec des grès fins à moyens à lamines d'argiles à quelques bioturbations, à stratifications obliques, rides de courant et de flaser bedding.

La succession verticale des deux faciès ainsi décrits est expliquée par des dépôts fluviaux en tresses « Middle reaches » progradants, parfois submergés pour laisser la place à un milieu marin peu profond.

VII.5.2- L'intervalle transgressif (Transgressif System Trac; TST)

Le TST est principalement argilo-gréseux ferrugineux, Il débute par un conglomérat surmonté par une succession de paraséquences métriques en « fining up » devenant « coarsening up » au sommet. Elles sont constituées de grès rougeâtres, moyens à la base, devenant fins au sommet, moyennement classés, sub-anguleux et à stratifications entrecroisées en auge passant à des stratifications horizontales au sommet soulignées par un graded bedding.

Cette succession verticale de paraséquences négatives et positives indiquent des dépôts de chenaux et de barres tidaux liés à une remontée rapide du niveau marin relatif qui a submergé les vallées alluviales (LST) en relation avec un milieu estuarien.

VII.5.3- Le système de haut niveau marin (Highstand System Trac ; HST)

Deux faciès distincts caractéristiques ; le premier est formé d'une alternance d'argile gris sombre et de gris clair, fin à très fin, moyennement classé et bioturbé et parfois ferrugineux. Avec des structures de wavy et lenticulaires bedding, des rides de courant et de vague et des convolutes. Une intercalation régulière de niveaux gréseux décimétriques à HCS et parfois à débris de coquilles (bivalves, gastéropodes, coraux).

Le deuxième faciès est à dominance gréseuse avec des intercalations d'argile. Le grès est généralement, fin, parfois ferrugineux, micacé, moyennement classé et finement lité avec des stratifications obliques à subhorizontales, des rides de vague et de courant, flaser bedding, de rares accumulations de clasts d'argiles et bioclasts fins, des rides chevauchantes, des figures de charge ainsi que des convolutes.

Ce cortège correspond à une succession verticale de paraséquences progradantes qui ont résulté de l'avancée répétitive de l'Upper Shorface par-dessus le Lower Shorface le long d'une plate forme à dominance de tempêtes.

VII.6- Géométrie de dépôts sédimentaires

La présente partie porte principalement sur la reconstitution et l'interprétation de l'architecture géométrique des systèmes sédimentaires du Gédinnien dans la zone Nord-Ouest du bassin de Berkine. Il s'agit d'analyser l'extension des dépôts dans un cadre chrono-stratigraphique le plus précis possible.

Les systèmes sédimentaires traduisant des cycles sédimentaires définies dans le Dévonien du bassin de Berkine sont susceptibles de refléter l'architecture des sédiments sous une géodynamique interne ou/et externe définissant des cycles tectoniques.

VII.6.1- Les cycles tectoniques

Au niveau du bassin de Berkine, le Paléozoïque est marqué par deux cycles tectoniques majeurs :

- Le cycle calédonien (Silurien supérieur-Dévonien inférieur)

Il comprend les phases suivantes :

- La phase de sédimentation Cambrien/Silurien dans le bassin qui correspond à une marge continentale.
- La phase de l'orogénèse calédonienne (phase Ardennaise) caractérisée par le plissement des sédiments accumulés et surrection des môles.
- La phase de la pénéplanation poste calédonienne des séries siluriennes.

- Le cycle hercynien (Phase précoce= Tournaisien-Viséen et phase tardive= Westphalien supérieur-Permien)

Il comprend les phases suivantes :

- La phase de sédimentations Dévonien/Carbonifère.
- La phase de l'orogénèse hercynienne (phase précoce et phase tardive), réactivation des môles préexistants et surrection des nouveaux môles.
- La phase de la pénéplanation durant le Permien des séries paléozoïques.

Il convient de constater que le Dévonien appartient aux deux cycles ; le cycle calédonien qui marque la base et le cycle hercynien qui souligne le sommet.

VII.6.2- Les cycles sédimentaires

Au niveau du bassin de Berkine, le Paléozoïque présente un cycle sédimentaire majeur (méga-cycle) limité à la base par la discordance panafricaine et au sommet par la discordance hercynienne. Le méga-cycle est subdivisé en plusieurs cycles mineurs dont le Gédinnien fait partie du cycle siluro-dévonien. Ce dernier est limité à la base par la transgression générale du Silurien et il est limité au sommet par la régression liée aux soulèvements provoqués par les contrecoups de la phase ardennaise.

VII.6.3- Les facteurs contrôlant la géométrie des dépôts

Les facteurs contrôlant l'architecture stratigraphique des dépôts sont identifiés suivant le concept d'accommodation (Jervy 1998). Ils sont fondés sur le concept de la variation de l'espace disponible. Cet espace dépend de trois facteurs essentiels (fig.47) :

- La vitesse de subsidence du bassin et de ses marges.
- La valeur de la variation du niveau marin.
- L'importance des apports sédimentaires.

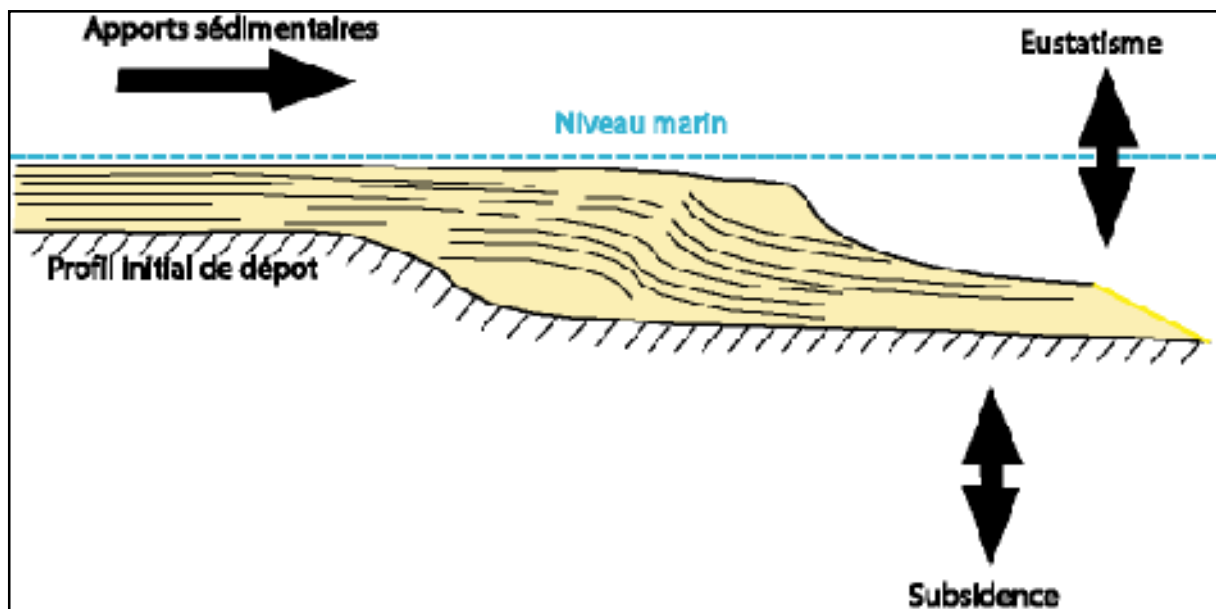


Figure.47. Les variables contrôlant la géométrie de dépôt (BACCHIANA, C. 2009).

Il existe, de plus, un couplage fort au sein de ces systèmes sédimentaires : les apports sédimentaires issus de l'érosion continentale influencent la géométrie des

systèmes stratigraphiques, et en retour, l'état stratigraphique de la zone en sédimentation agit (via le niveau de base) sur l'évolution des systèmes en érosion.

VII.6.3.1- La subsidence

La subsidence a fortement contrôlé la paléogéographie de la plateforme saharienne, elle a toujours été très basse pendant le Silurien et le Dévonien. Selon les diagrammes stratigraphiques édités pour le Paléozoïque, le temps impliqué entre la base du Silurien et le sommet du Dévonien est autour de 76 Ma, l'épaisseur maximum des sédiments déposés pendant cette période dans le bassin de Berkine est autour de 1400m. Sans compaction, le taux maximum d'affaissement était autour de 20m par million d'années. Cette valeur est extrêmement basse, caractérisant la dynamique du bassin pendant le Paléozoïque.

VII.6.3.2- La bathymétrie et la morphologie de la plateforme

La profondeur de l'eau n'a jamais excédé quelques dizaines de mètres pendant le dépôt. Les environnements de dépôt les plus profonds correspondent aux faciès de Lower Offshore pendant la sédimentation silurienne, la bathymétrie ne devrait pas avoir excédé les 100m pendant le dépôt des argiles siluriennes. Bien qu'il reste difficile de faire une évaluation précise de la profondeur de l'eau au cours de la sédimentation dévonienne, qui était probablement l'un des faciès le moins profond de la succession sédimentaire paléozoïque, dont les processus de sédimentation marins dominants sont liés à la dynamique des marées dans un environnement de dépôt de plateforme marine peu profonde, et la majeure partie des séquences a atteint l'émersion au sommet du cycle de la progradation.

Dans le domaine continental, la morphologie de la plaine alluviale était également très plate, même si les soulèvements locaux avaient formé des points hauts. Cependant, l'altitude n'excède probablement que quelques dizaines de mètres dans la partie la plus élevée du bassin.

Alors le bassin de Berkine a correspondu à une plateforme large et plate avec une topographie complexe à l'échelle régionale.

VII.6.3.3- Les apports sédimentaires

Le rapport grès/argiles de l'intervalle Siluro-Dévonien est autour de 50% dans le bassin de Berkine. Il peut atteindre 90% pour quelques séquences qui ont une extension latérale régionale. Dans le bassin de Berkine, la partie significative de sédiments a été fournie de l'Est à partir du bassin de Ghadamès en Libye. Les grès de Tadrart, qui sont l'équivalent du réservoir F6 dans le bassin, ont été également fournis à partir des boucliers du Sahara libyen. Les grès du F6 représentent alors leurs extensions occidentales. Le môle de Tihemboka a formé un haut topographique pendant la sédimentation Siluro-Dévonienne à la frontière Algéro-Libyenne, rendant difficile le transfert de sédiment entre les deux secteurs. Lorsque le haut disparaît progressivement au Nord, le raccordement entre les deux bassins Ghadamès et de Berkine a été rendu possible (fig.13).

Les hauts locaux qui ont également fourni des sédiments au bassin sont:

- Le môle d'Ahara, qui a été érodé pendant des périodes dévoniennes, a fourni des grès au bassin de Berkine.
- Le haut de Tihemboka également a fourni à l'Ouest du bassin des sédiments à partir d'Emsien et à l'Eifelien.
- Le haut d'Amguide El Biod a probablement fourni des sédiments au bassin de Berkine pendant le Dévonien inférieur.
- Le môle de Talemzane a pu également avoir assuré le matériel à la partie Nord du bassin de Berkine car les grès de l'Emsien et de l'Eifelien ont disparu progressivement en biseau vers le Sud.

VII.6.3.4- Les variations eustatiques

Selon les diagrammes eustatiques (fig.63), le sommet de l'Ordovicien a été marqué par une importante baisse relative du niveau de la mer liée à l'événement glaciaire d'Ashgillien. Cet événement est suivi d'une élévation à long terme du niveau de la mer à partir de la base du Llandoveryen au sommet de Ludlow. Le niveau de la mer a chuté sans interruption à un minimum à la base du Praguien, plusieurs séquences de troisièmes ordres ont été produites pendant cette période. L'élévation à long terme s'est produite à partir de l'Emsien au Frasnien.

VII.6.4- Géométrie des dépôts du Gédinnien

Selon les principes de la stratigraphie séquentielle (modèles de VAIL et al. 1977), les dépôts du Gédinnien sont organisés en trois systèmes sédimentaires (Systems tracs) juxtaposés (fig.48) :

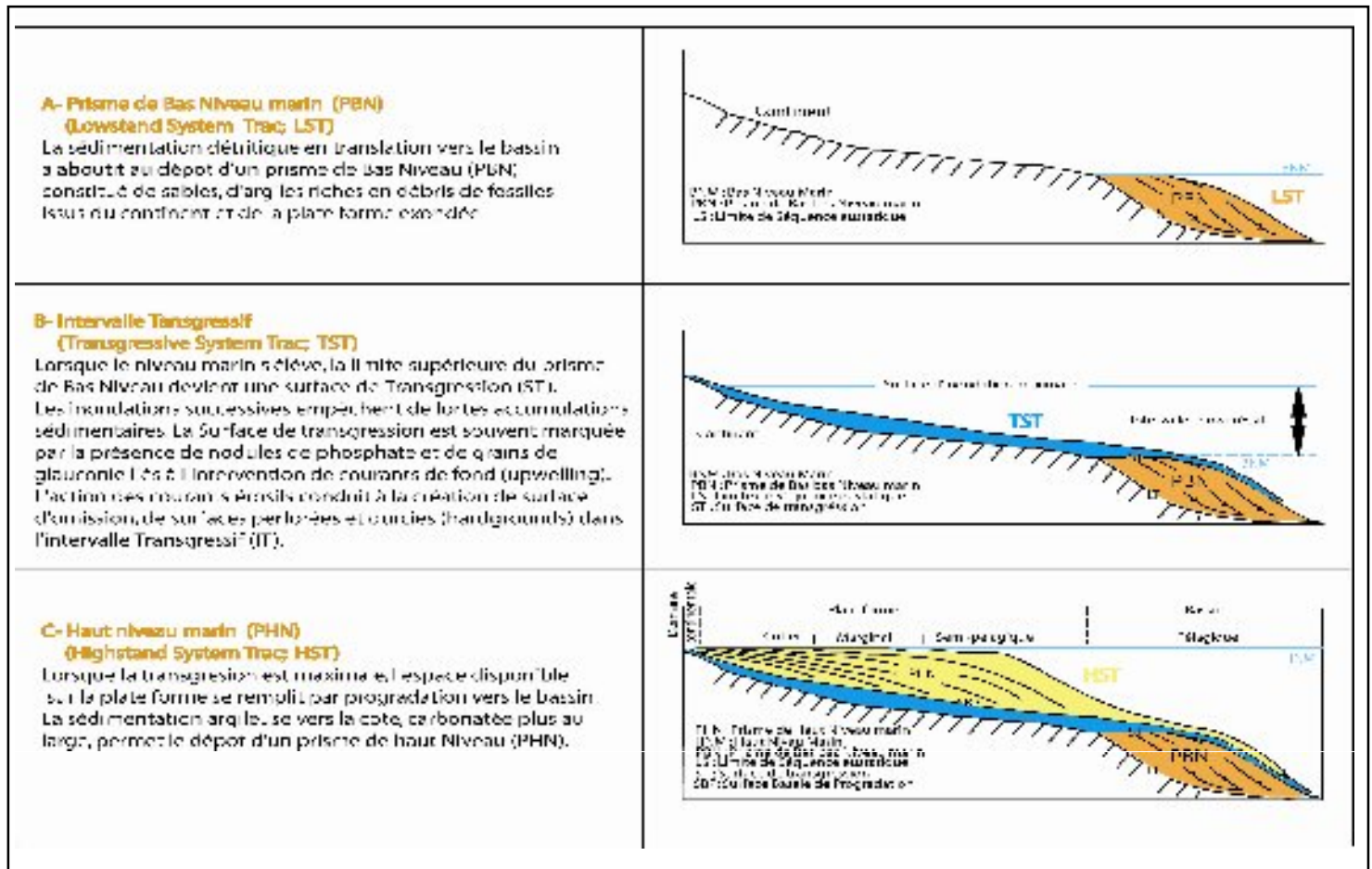


Figure.48. La géométrie des dépôts au niveau du Gédinnien

(BACCHIANA, C. 2009).

VII.7- Types de pièges

Différents types de pièges ont été distingués au niveau du bassin de Berkine ; des pièges structuraux, des pièges stratigraphiques, des pièges diagénétiques et des pièges mixtes :

- Les pièges structuraux sont les pièges les plus dominants au niveau du bassin ; ils ont été définis à la base de la sismique de réflexion.
- Les pièges stratigraphiques (pièges subtiles) : sont récemment découverts, ils sont subdivisés en pièges stratigraphiques en sens stricte, pièges sous discordances, pièges paléogéomorphiques et finalement les pièges diagénétiques.

VII.7.1- Les pièges stratigraphiques

Les pièges stratigraphiques sont recherchés préférentiellement au niveau des hauts structuraux. Le type et la fréquence de ces pièges sont en relation avec les différents stades des cycles tectono-sédimentaires dont les principales conditions favorables sont réunies aux stades initial et final du cycle ; Au stade initial de plateforme et au niveau des structures (horsts et grabben) à remplissage terrigène se développent les biseaux de silt et de grès. Par contre au stade final c'est les pièges paléogéomorphiques qui sont associés aux anciens reliefs (fig.49).

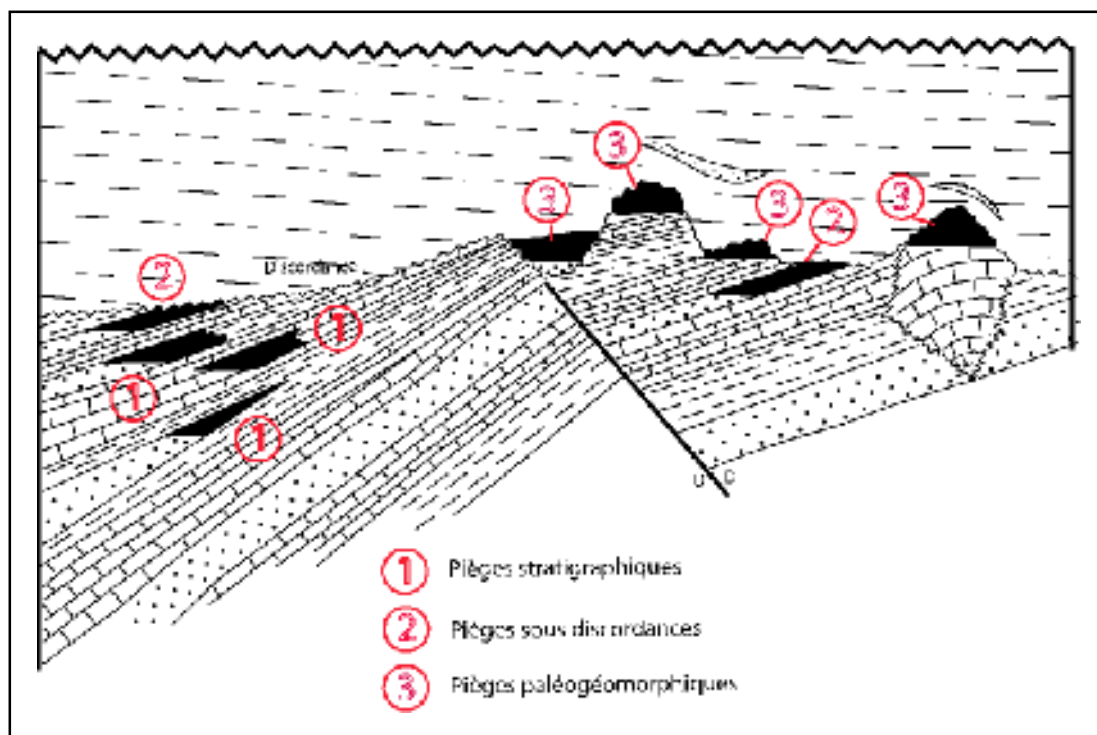


Figure.49. Les types de pièges stratigraphiques (ALIEV, M. 1971).

VII.7.1.1- Les pièges stratigraphiques en sens strict : se trouvent au niveau de tous les bassins, certains d'eux sont développés beaucoup plus sur les anciens shorelines. Ce type de pièges est détecté par la technique sismo-stratigraphique.

Ils sont le résultat du changement lithologique, sont limités latéralement.

Les réservoirs sont recouverts par des couches imperméables, par exemple les dépôts alluviaux ou les dépôts de la ventaille submarine, les grès fluviatiles, les grès de barres ou du chenal, bancs carbonates ou les rifts carbonatés. La taille et la géométrie du piège sont déterminées par la surface originale dépositionnelle supérieure du réservoir et possible aussi par les failles synsédimentaires. Par exemple croissance des failles.

VII.7.1.2- Les pièges stratigraphiques sous discordance : le réservoir est tronqué et non conformément recouvert par des couvertures. La taille et la géométrie de pièges sont définies par la topographie et la surface d'érosion du réservoir (fig.50a).

VII.7.1.3- Les pièges paléo-géomorphiques : ce sont connectés par les surfaces fossiles d'érosion et des dispositifs topographiques cachés au dessous de la surface (fig.50b).

VII.7.1.4- Les pièges diagénétiques (WILSON. 1977) : les réservoirs sont générés par les processus d'altération diagénétiques (fig.50c).

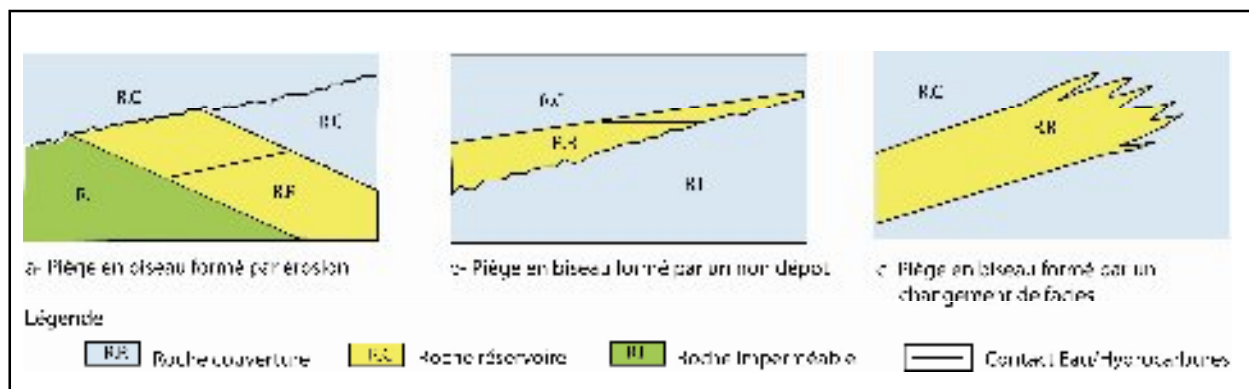


Figure.50. Les types des pièges en biseau.

VII.8- Les types de biseaux cartographiés dans la zone d'étude

Généralement les biseaux existant sont des biseaux sous discordance hercynienne dus à des évènements postérieurs (érosion tectonique). Ils sont localisés de part et d'autre des hautes structures affectées par la discordance hercynienne. Ces biseaux sont mis en évidence tout d'abord par les corrélations puits à puits à partir des données de forages ensuite par la sismiques.

VII.8.1- Les corrélations entre puits

Trois corrélations couvrant la zone d'étude ont été effectuée selon des transects Sud/Nord et Est/Ouest (fig.50). Les profils sont choisis de manière à mettre en évidence les biseaux existant :

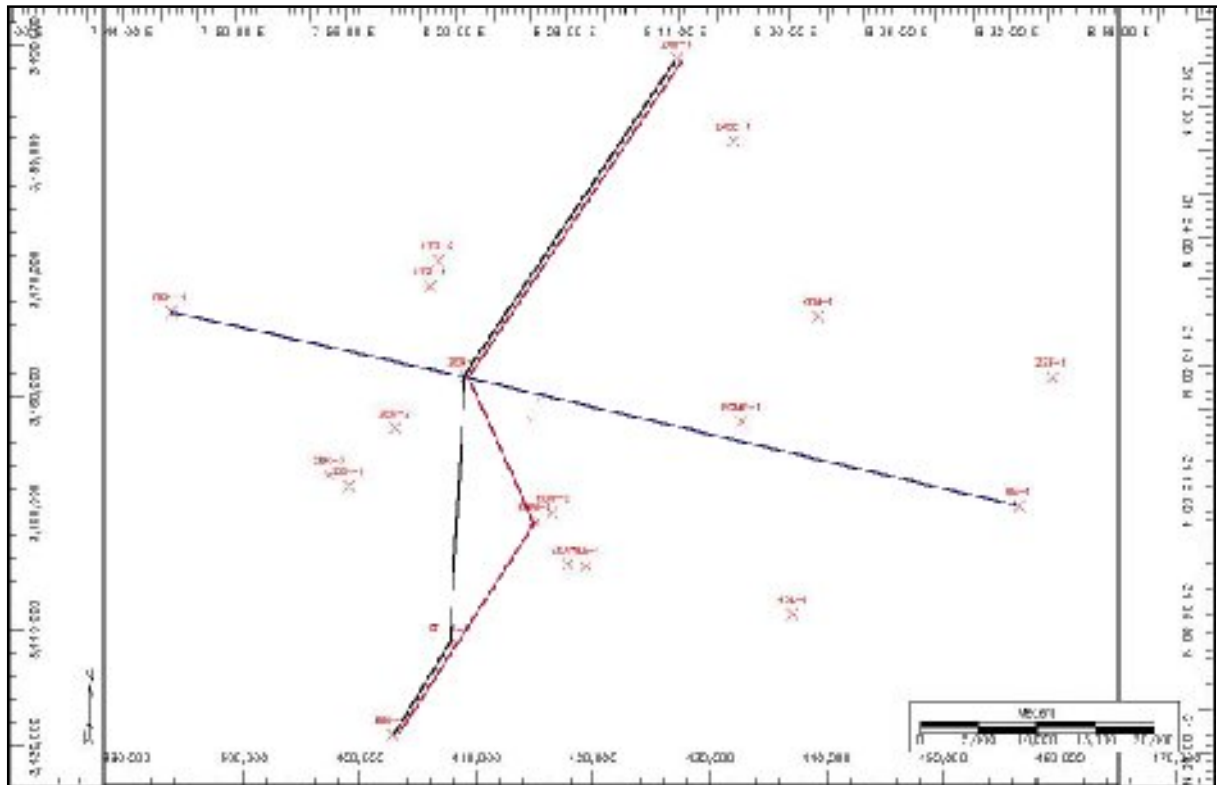


Figure.50. Le plan de position des profils de corrélation entre puits.

- Les profils Sud/Nord passants à travers les puits WT-1, Bk-1, BBk-1, BBkN-1, ZEN-1 et ZAR-1 (fig.51) et à travers les puits BBk-1, ROM-1, ZEN-1 et ZAR-1 (fig.52) ont mis en évidence le biseautage de tout le système dévonien sous la discordance hercynienne. Le biseautage des termes se fait progressivement du Sud vers le Nord en allant vers le puits ZEN-1 et la disparition de tout le système dévonien au niveau

du puits ZAR-1. Le biseautage est accompagné par un amincissement remarquable des épaisseurs ce qui traduit bien le rôle de l'évènement hercynien dans la formation de ces biseaux.

- Le profile Ouest/Est passant par les puits REN-1, ZEN-1 et RE-1 (fig.53) a montré également le biseautage du système dévonien sous la discordance hercynienne toujours. Le biseautage se fait vers le puits REN-1.

En résumé les transects cités ci-dessus ont mis en évidence la présence de trois zones de biseautage :

- Un biseau au niveau du puits ZEN-1.
- Un biseau au niveau du puits ZAR-1.
- Un biseau au niveau du puits REN-1.

A- Au niveau du puits REN-1

Le sondage REN-1 est situé dans la partie Nord du bassin de Berkine, il a été implanté sur une structure anticlinale faillée allongée Nord-Ouest/Sud-Est, dans une position plus abaissée par rapport au sommet structural véritable. La structure est d'âge Calédonien rajeunie pendant le cycle hercynien, elle est bordée par un système de failles normales subparallèles avec un rejet vers le Sud-Est. Ce système représente la ramification orientale de l'axe positif d'El Biod d'âge Pré-Cambrien.

La séquence litho-stratigraphique traversée par le puits montre que les grès du dévonien inférieur sont complètement absents à la suite de l'érosion hercynienne.

B- Au niveau du puits ZAR-1

Le sondage ZAR-1 est situé dans l'extrême Nord du bassin de Berkine, il a été implanté dans un horst d'âge paléozoïque sur le bloc culminant (haut). Cette structure est limitée par des failles pré-triasiques de direction Nord-Est/Sud-Ouest

La série litho-stratigraphique rencontrée par le puits a montré que les grès du dévonien inférieur sont complètement érodés par l'érosion hercynienne.

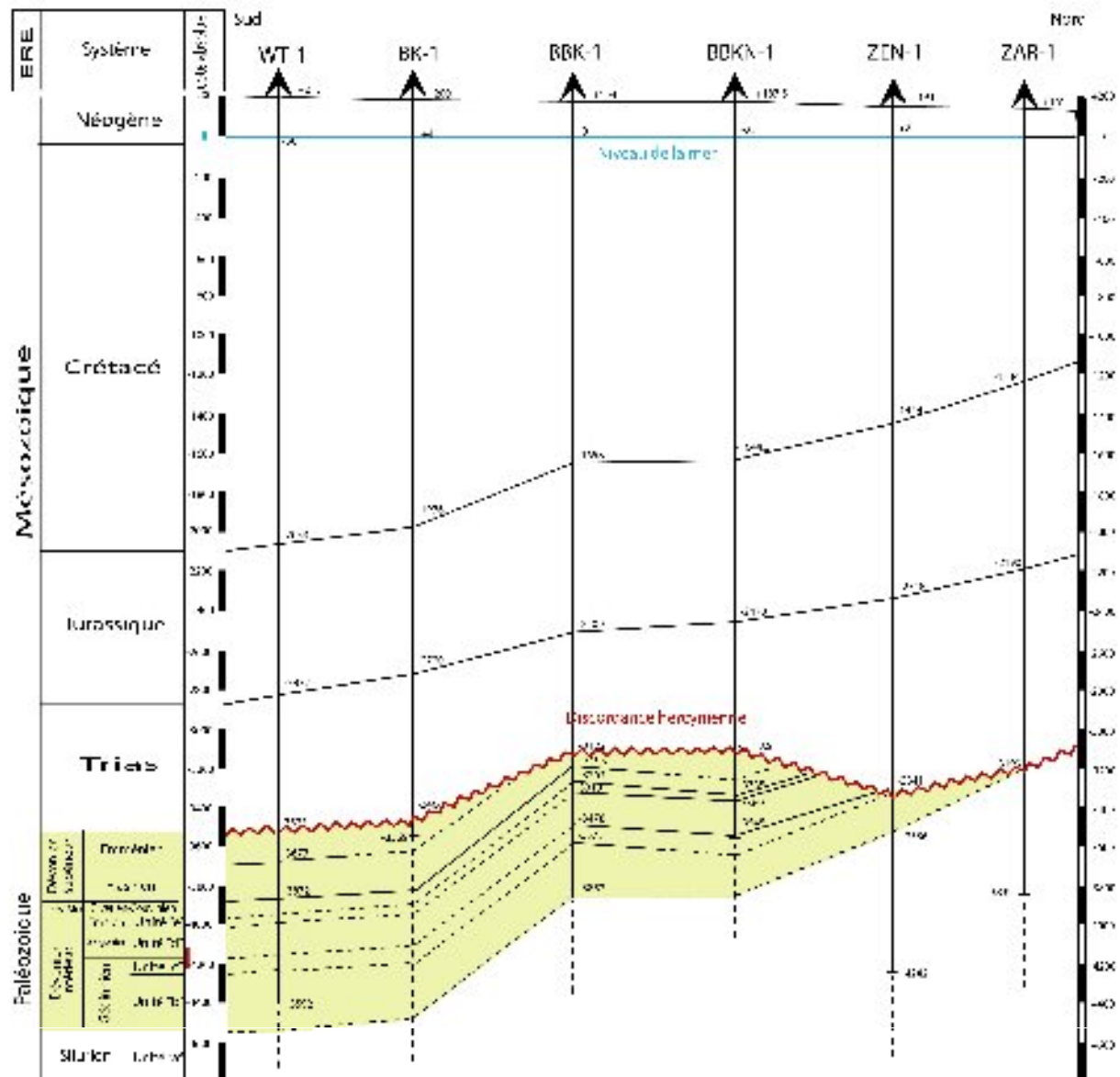


Figure. 51. La corrélation géologique Sud/Nord entre les puits WT-1, BK-1, BBK-1, BBKN-1, ZEN-1 et ZAR-1.

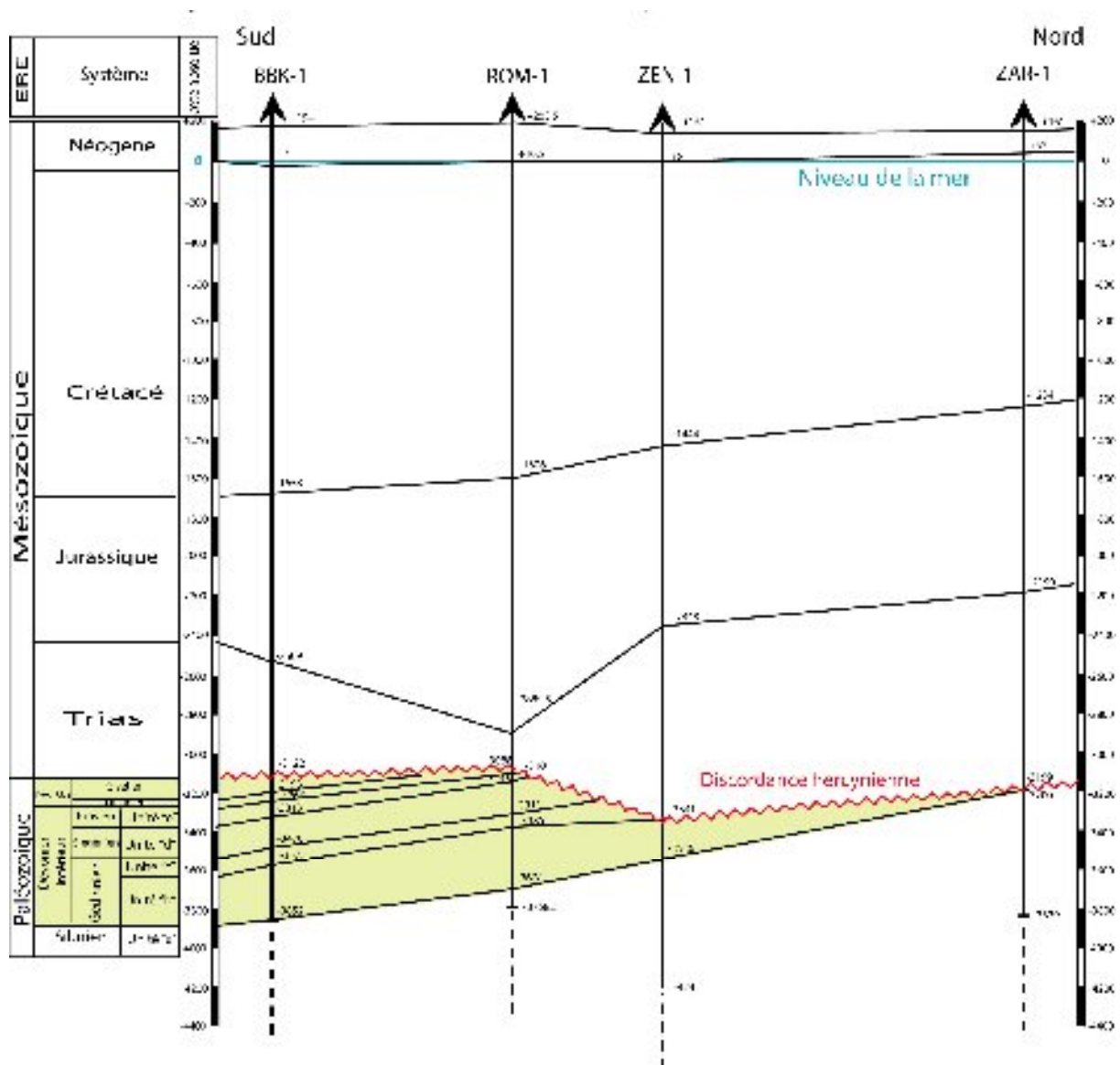


Figure .52 . La corrélation Sud/Nord entre les puits BBK-1, ROM-1, ZEN-1 et ZAR-1.

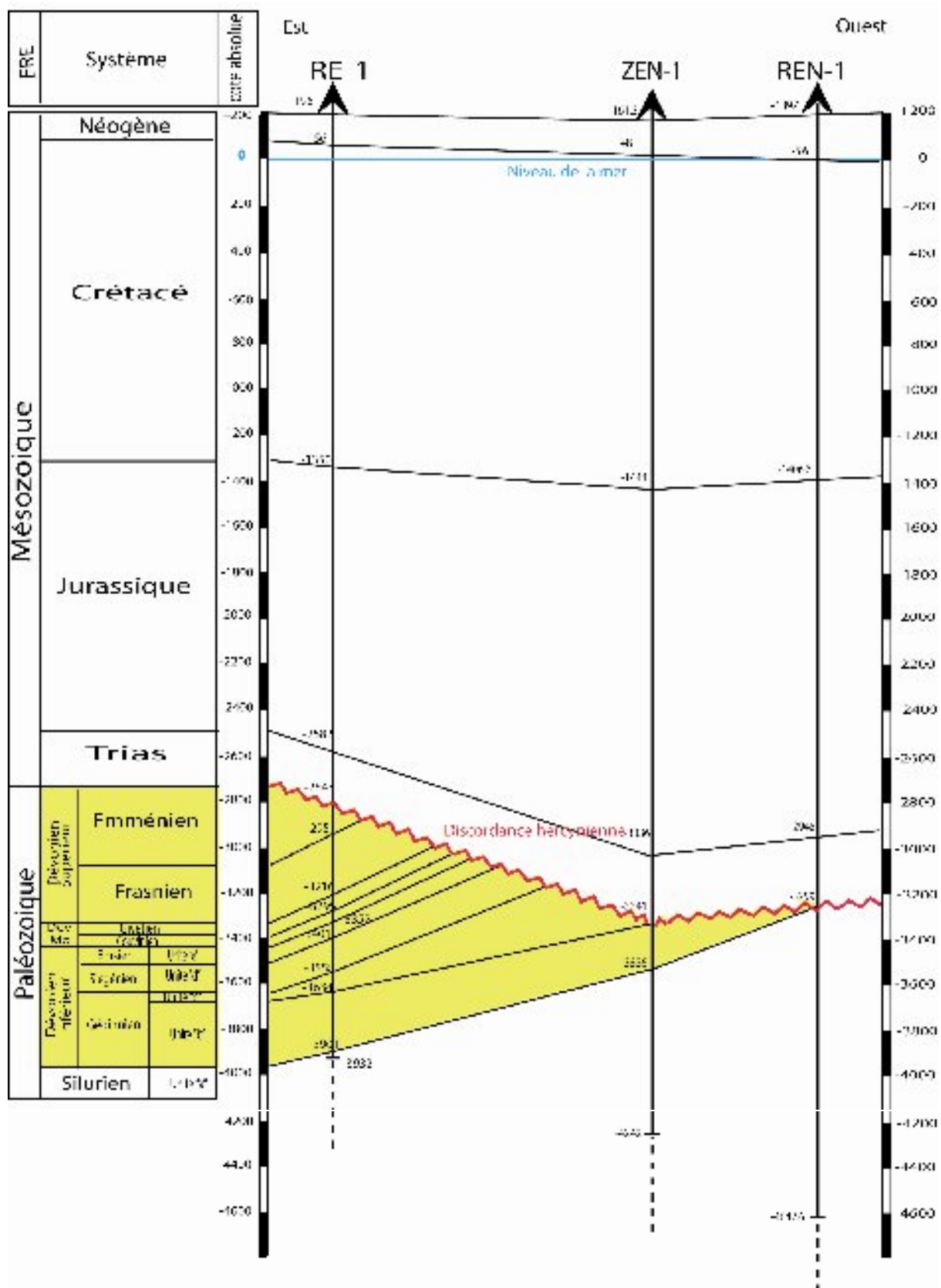


Figure.53. La corrélation Est/Ouest entre les puits REN-1, ZEN-1 et RE-1.

C-Au niveau du puits ZEN-1

Le sondage ZEN-1 est situé dans la partie Nord du bassin de Berkine, il a été implanté sur une culmination Sud d'une zone haute décelée en sismique.

La coupe litho-stratigraphique au niveau de ce puits a montré que les grès du dévonien inférieur sont érodés jusqu'au Gédinnien qui érodé partiellement sous la discordance hercynienne.

VII.8.2- L'interprétation sismique

Trois composites ont été interprétées pour mettre en évidence les biseaux cartographies par corrélation entre puits :

- La Composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par les puits HTZ-1, ZEN-1, RTG-1 et RE-1 (fig.54) a mis en évidence le biseautage sous discordance des termes supérieurs du Dévonien au niveau de la zone de structuration ; il s'agit de l'Emsien (Horizon E) et le Siegénien (Horizon D). Par contre les unités du Gédinnien (Horizons C et B) sont présentes même au niveau du puits ZEN-1 mais avec de très faibles épaisseurs ce qui n'était pas visible sur les corrélations entre puits.
- La composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par les puits REN-1, ZEK-3, ZEK-1, ZEK-2, RTG-1 et RE-1 (fig.55) a montré également le biseautage des termes du Dévonien sous la discordance hercynienne au niveau des zone hautes ; il s'agit de la zone de RTG-1 et la zone de REN-1 où on a enregistré la présence uniquement de l'unité B du Gédinnien à RTG-1 et l'absence totale du Gédinnien à REN-1, ce qui confirme le résultat observé sur la corrélation entre puits.
- La composite Sud-Est/Nord-Ouest passant par le puits ZASE-1 et n'atteint pas malheureusement le puits ZAR-1 (fig.56) ne mais pas en évidence le biseau dans cette zone mais a montré bien l'amincissement progressive des termes dévoniens en allant vers le puits ZAR-1. Le probable que le biseau se trouve plus au nord du puits ZAR-1.

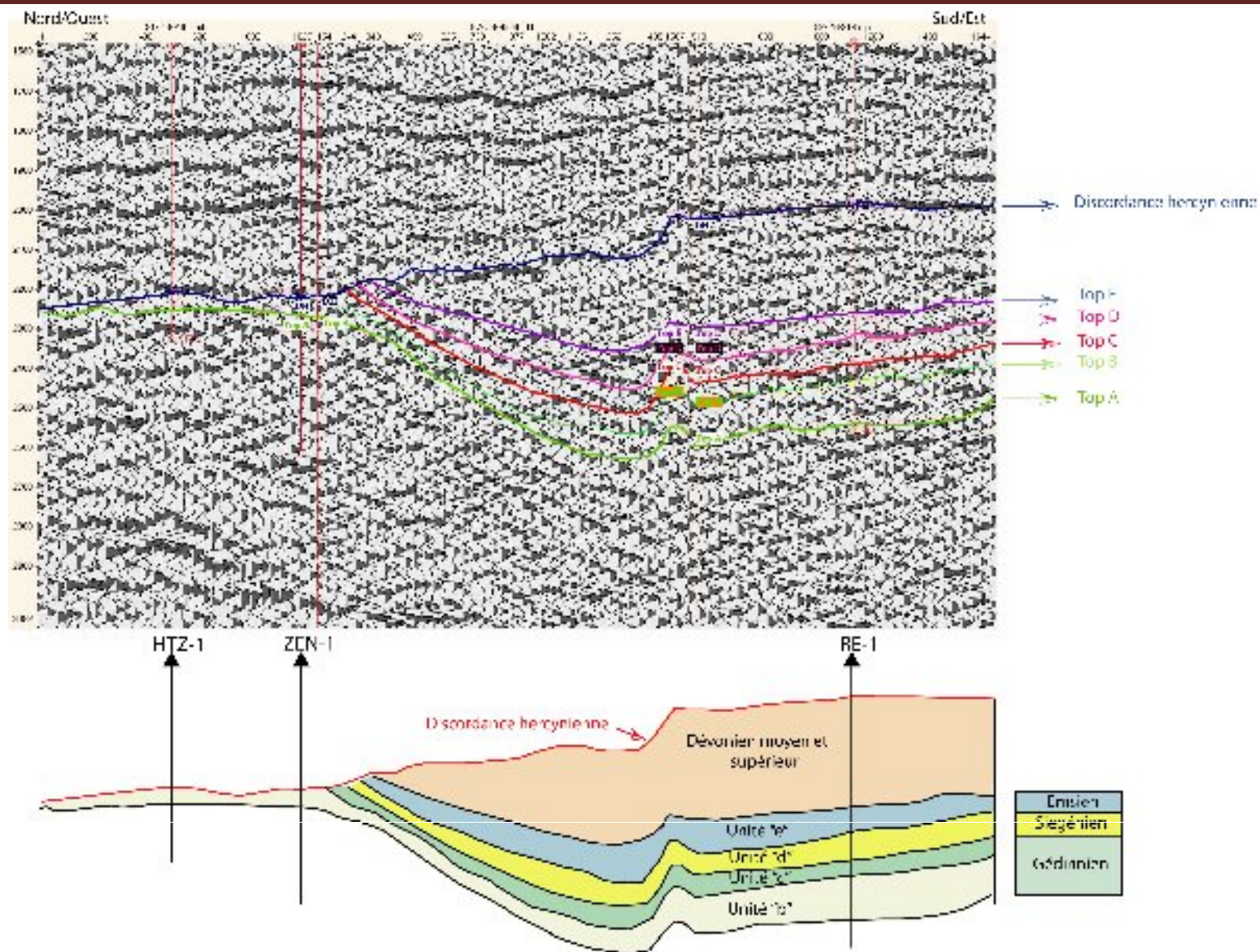


Figure.54. La composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par les puits HTZ-1, ZEN-1 et RE-1.

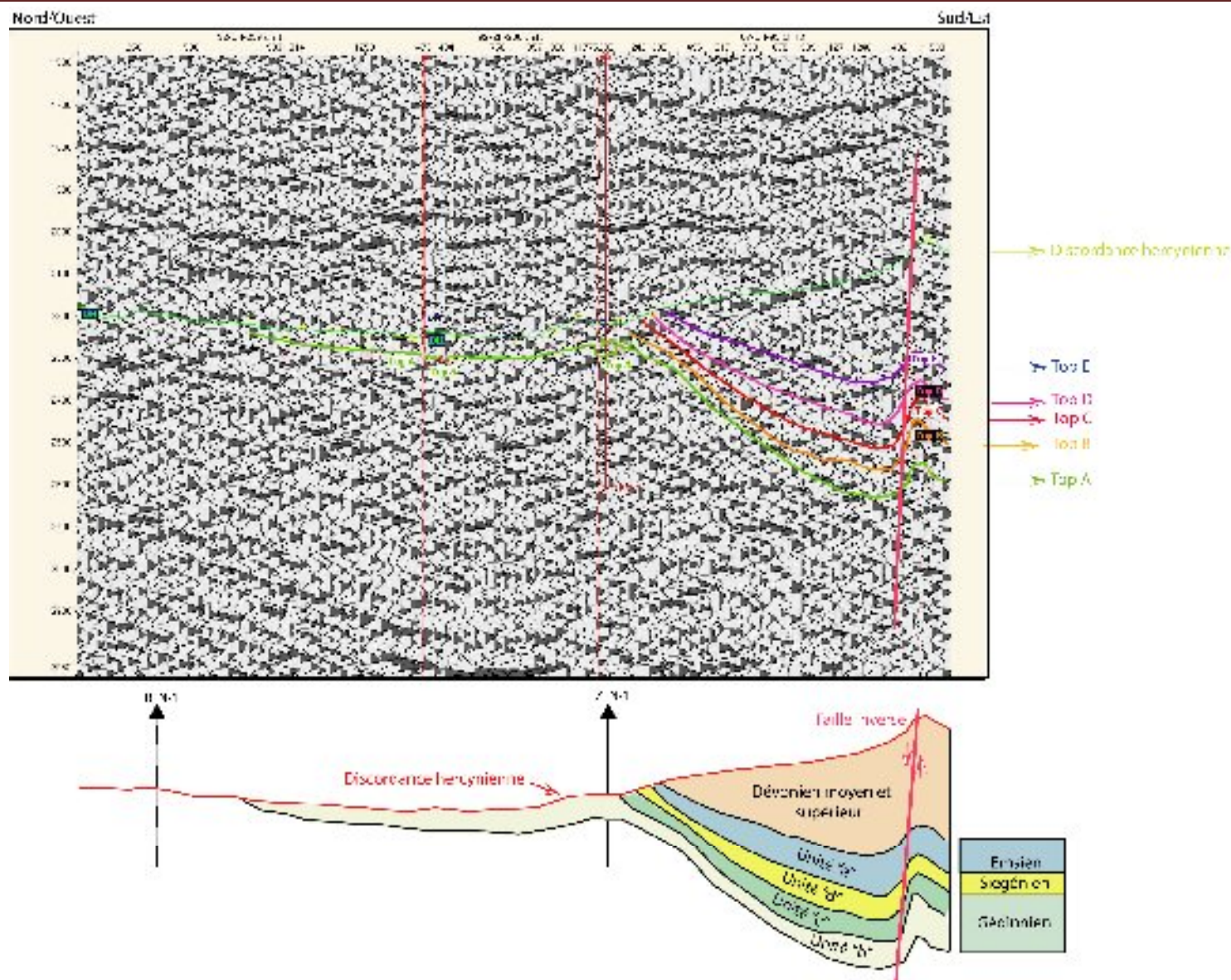


Figure.55. La composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par les puits HTZ-1, ZEN-1, RTG-1 et RE-1.

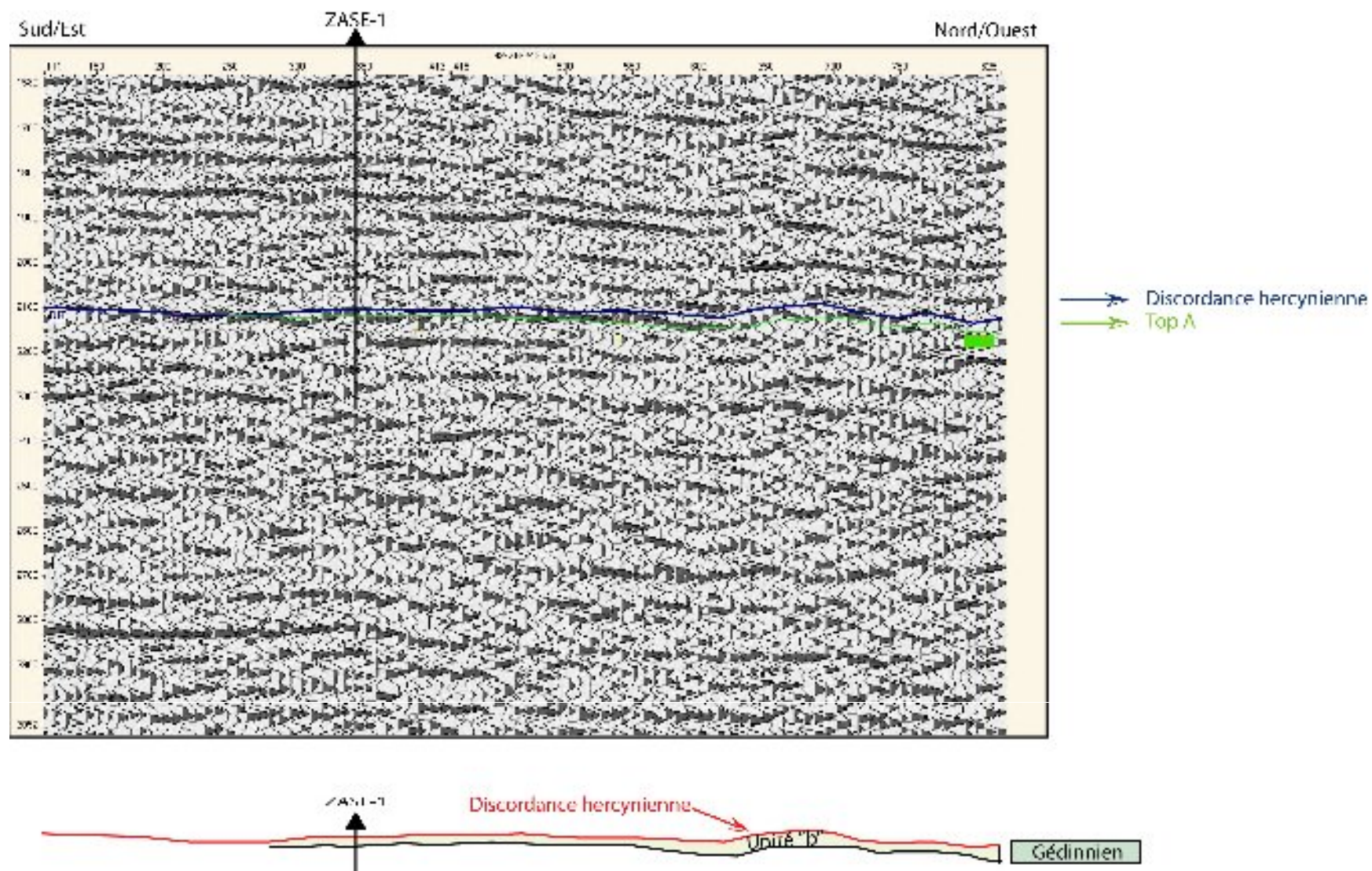


Figure.56. La composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par le puits ZAE-1.

VII.9- Chronologie de formation des biseaux dévoniens

Cette approche est basée sur une étude combinée du remplissage sédimentaire et de la tectonique qui ont enregistré l'histoire géologique. Il est particulièrement important de reconnaître les variations des épaisseurs dans l'espace et dans le temps pour comprendre la géométrie et la dynamique de la subsidence qui a affecté la zone d'étude afin de déterminer les paléo-dépocentres.

VII.9.1- Le remplissage sédimentaire

A- Les apports détritiques

Dans le bassin de Berkine, les grès du réservoir (F6) représentent l'extension occidentale des grès de la formation Tadrart dont l'apport sédimentaire a été également fourni à partir des boucliers du Sahara libyenne. Les hauts locaux ont également fourni des sédiments au bassin.

B- Le mode de remplissage

Le mode de remplissage du bassin peut être centripète du à l'existence de plusieurs directions des apports détritiques. Il témoigne la physiographie particulière du bassin qui est constitué d'un domaine central profond et un domaine périphérique de moins en moins profond. Ceci est exprimé par la distribution zonée des matériaux détritiques.

C- La variation de l'épaisseur et de la subsidence

La variation d'épaisseur et de la subsidence est analysée à partir des profils paléo-structuraux établis du socle à l'actuel :

- Au Silurien (fig. 58a) : l'épaississement de la série du Sud-Ouest vers le Nord-Est a montré que la subsidence a été active dans cette partie (ZAR-1).
- A la fin de l'unité « b »- Gédinnien (fig.58b) : le maximum d'épaisseur se trouve autour du puits Bk-1 ce qui traduit la migration du dépocentre du Nord-Est vers le Sud-Ouest donc changement du point de subsidence.
- A la fin de l'unité « c » - Gédinnien (fig.58c) : cette unité montre une puissance constante ce qui reflète une période tectoniquement calme (pas subsidence).

- A la fin de l'unité « d » – Siegénien (fig.58d) : un épaissement de l'unité a été enregistré au Sud-Ouest au niveau du puits WT-1 cette approfondissement est liée à une structuration plus au Nord au niveau du puits Bk-1.
- A la fin de l'unité « e » – Emsien (fig.58e) : cette unité présente un léger épaissement au Sud-Ouest (Bk-1) ce qui indique que cette zone est toujours en activité tectonique.
- A la fin de Couvinien-Givétien (fig.59f) : le maximum d'épaisseur est localisé au niveau du puits Bk-1 ce qui indique que la subsidence est toujours active au Sud-Ouest.
- A la fin du Frasnien (fig.59g) : le Frasnien a présenté une constante d'épaisseur parfaite ce qui reflète bien une période de sédimentation tectoniquement très calme (Transgression).
- A la fin du Fammenien (fig.59h) : les épaisseurs sont toujours constantes au niveau de tous les puits à l'exception le puits WT-1 où on a enregistré un faible amincissement dû à un soulèvement dans cette partie.
- A la discordance hercynienne (fig.59i) : la structuration est déjà faite suivie d'une érosion qui a devenu très intense en allant vers le Nord (ZAR-1) provoquant la formation des biseaux. cet événement nous a permis de conclure que les biseaux dévoniens sont d'âge hercynien.
- A la fin du Trias (fig.60j) : divers épaisseurs ont été traversées par les différents puits, cette variation est en relation directe avec la structuration hercynienne qui a engendré le biseautage de tout le système dévonien sous la discordance hercynienne et sa structuration en zones hautes au Sud-Ouest (BBk-1 et BBkN-1) et en zones basses au Nord-Est (ZEN-1 et ZAR-1).
- A la fin du Jurassique (fig.60k) : une variation d'épaisseur plus au moins prononcée où le maximum a été enregistré au Nord-Est (ZAR-1).
- A la fin du Crétacé (fig.61) : il présente des épaisseurs très importantes dont le maximum est localisé au Sud-Ouest ce qui indique une inversion tectonique qui a conduit à la migration du dépicentre du Nord-Est vers le Sud-Ouest liée à l'orogénèse autrichienne.

- A l'actuel (fig.62) : la zone la plus profonde s'est localisé au Sud-Ouest avec le maximum d'épaisseur et vers le Nord-Est les épaisseurs diminuent au profit d'une remonté prononcée.

VII.9.2- La chronologie de dépôt

Le modèle d'évolution de sédiments gédinniens peut être résumé en trois périodes : t_0 , t_1 et t_2 .

- Au temps t_0 : une période de régression où la sédimentation détritique en translation vers le bassin a aboutit au dépôt d'un prisme de Bas Niveau (PBN) constitué de sables, d'argiles riches en débris de fossiles issus du continent et de la plate forme exondée.
- Au temps t_1 : une période de transgression, lorsque le niveau marin s'élève, la limite supérieure du prisme de Bas Niveau devient une surface de Transgression (ST). Les inondations successives empêchent de fortes accumulations sédimentaires. La Surface de transgression est souvent marquée par la présence de nodules de phosphate et de grains de glauconie liés à l'intervention de courants de fond (upwelling). L'action des courants érosifs conduit à la création de surface d'émission, de surfaces perforées et durcies (Hard-grounds) dans l'intervalle Transgressif (IT).
- Au temps t_2 : une période d'une transgression maximale correspondre à un haut niveau marin, l'espace disponible sur la plate forme se remplit par progradation vers le bassin. La sédimentation argileuse vers la cote, carbonatée plus au large, permet le dépôt d'un prisme de haut Niveau (PHN).

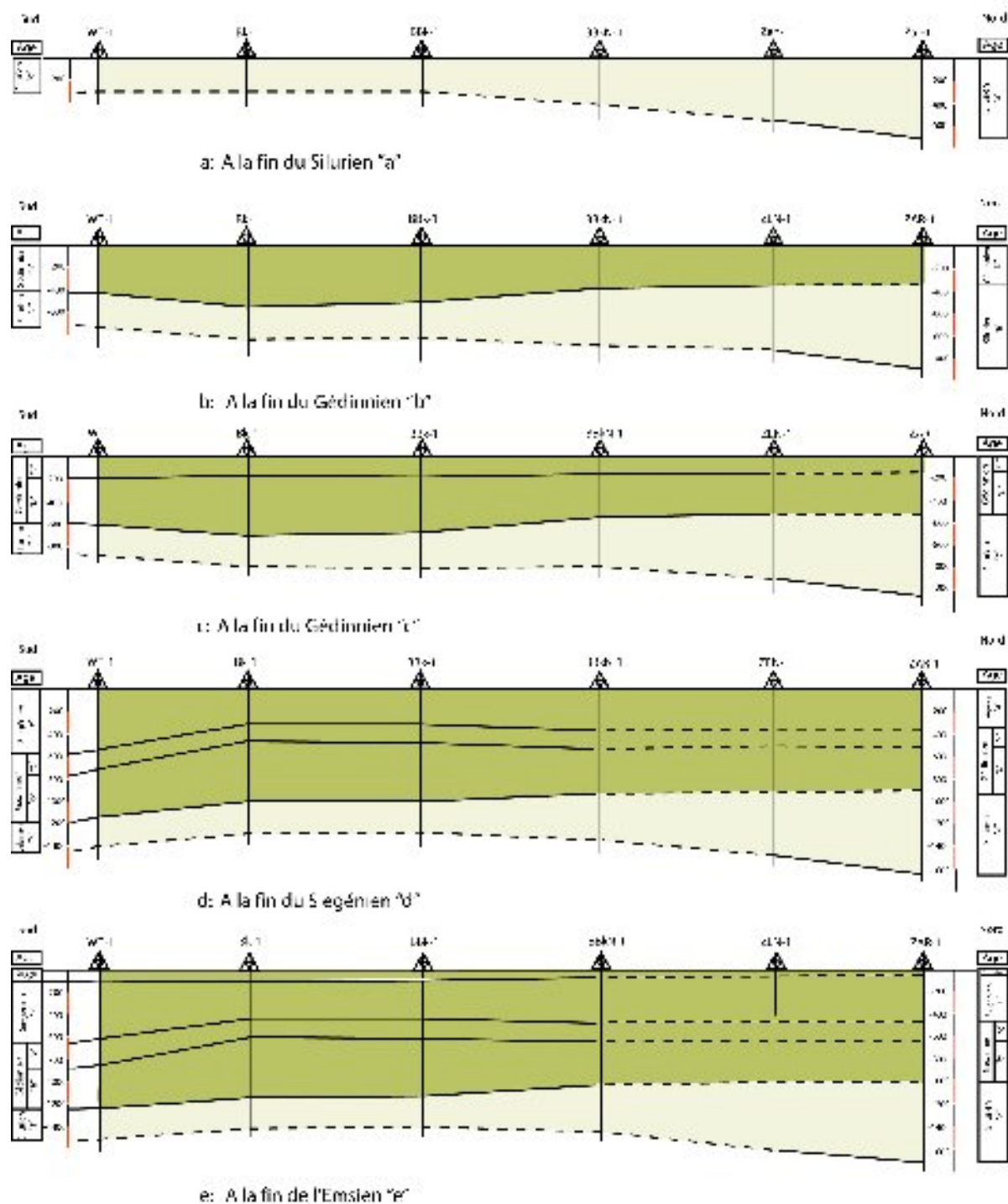


Figure.58. L'évolution paléo-structurale de la zone d'étude "Zemoule El Kbar" au cours du Dévonien inférieur.

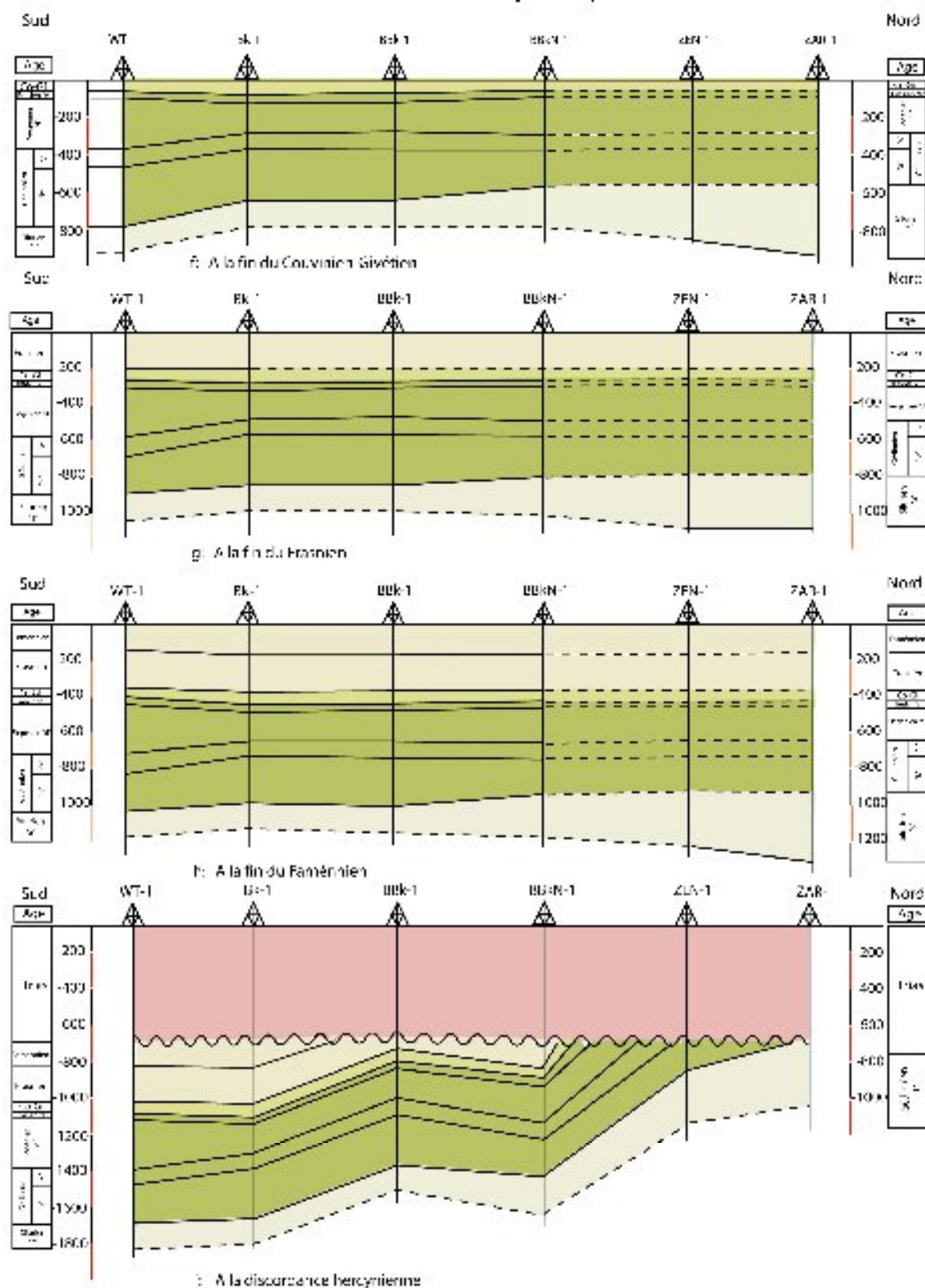


Figure.59. L'évolution paléo-structurale de la zone d'étude "Zemoule El Kbar" au cours du Dévonien moyen et supérieur.

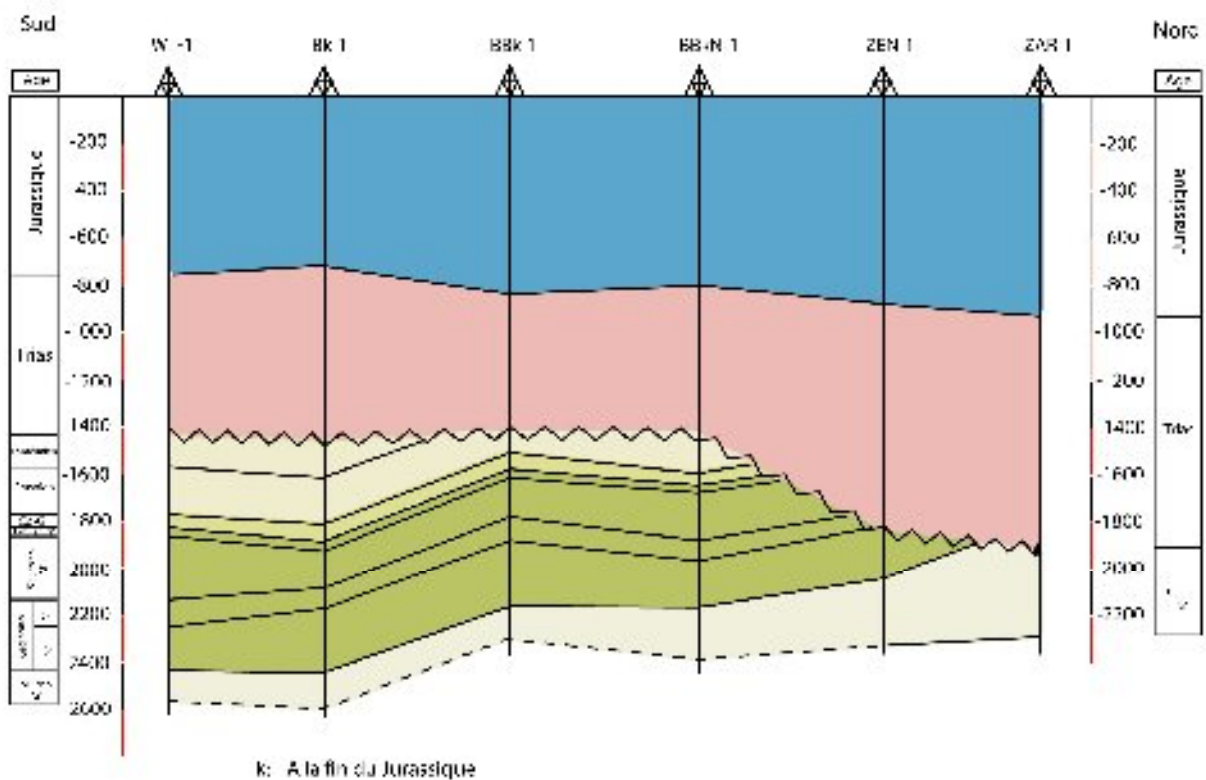
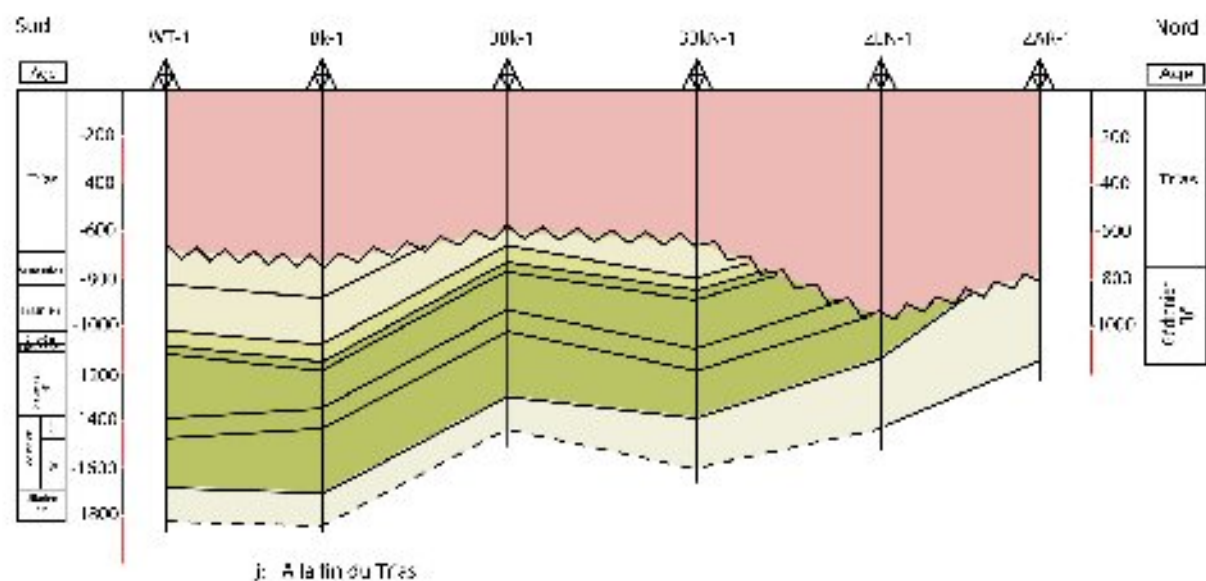


Figure.60. L'évolution paléo-structurale de la zone d'étude "Zemoule El Kbar" au cour du Mésozoïque.

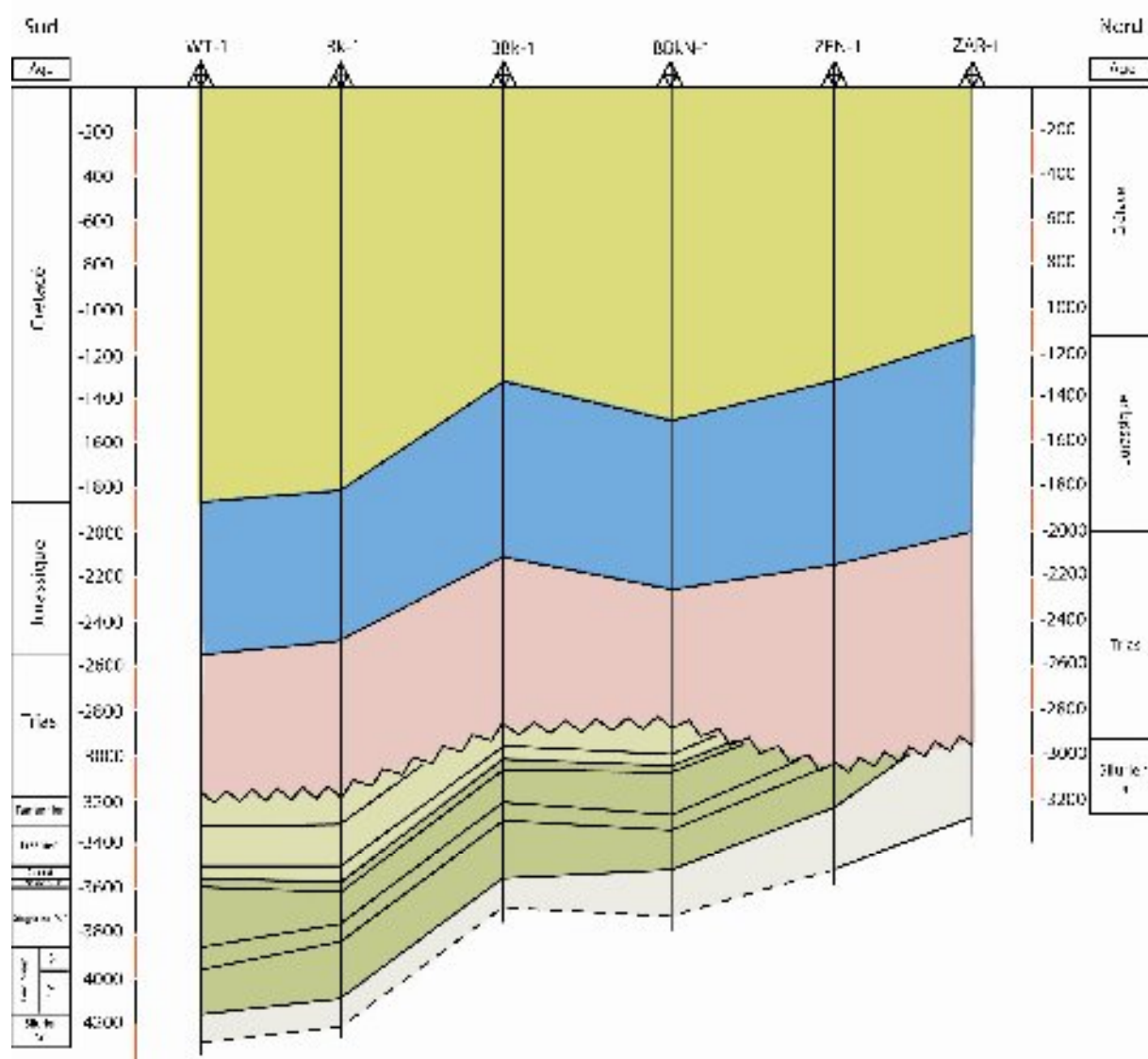


Figure.61. Le profil paléo-structural au toit du Silurien à la fin du Crétacé.

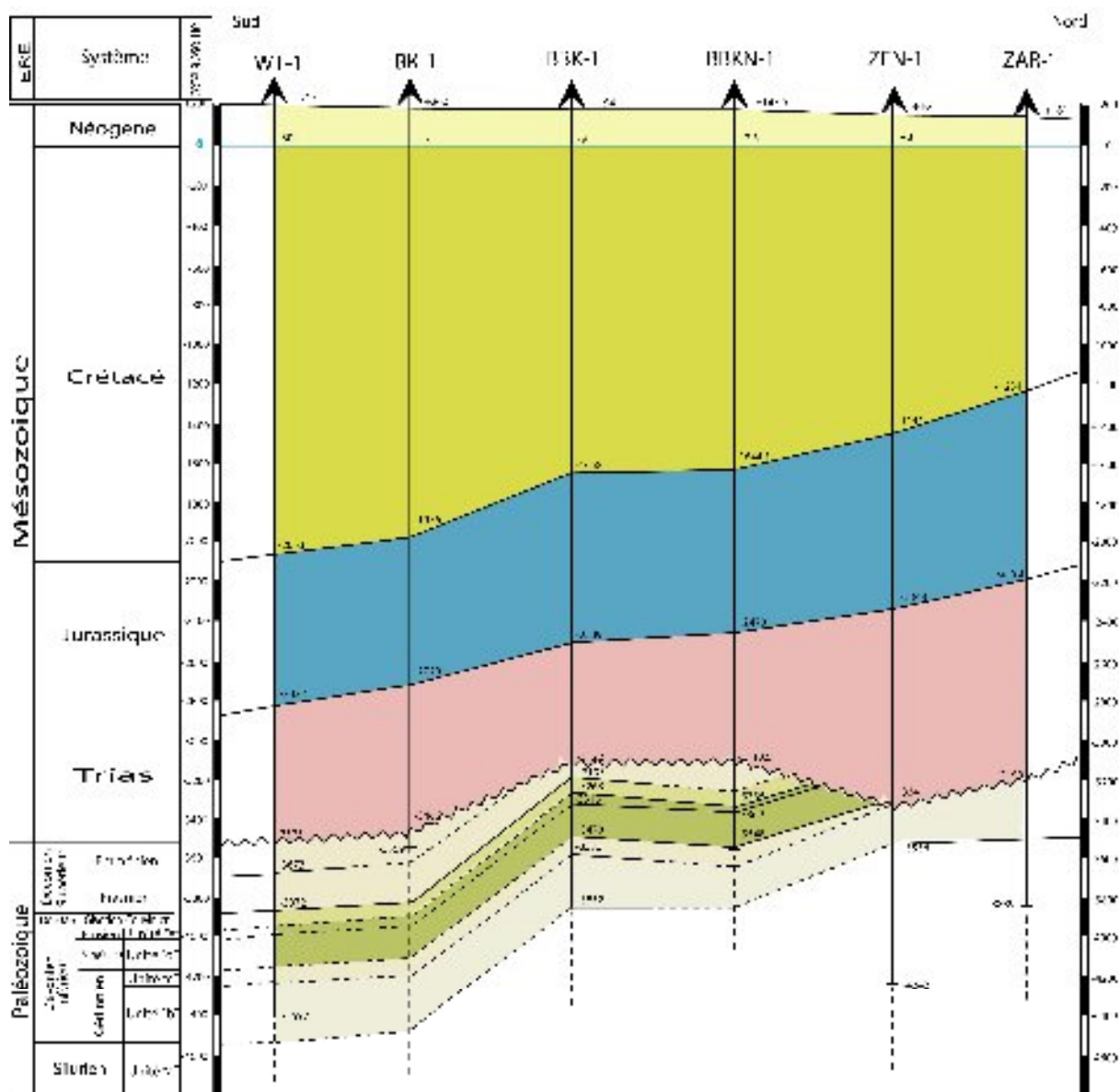


Figure .62. Le profil structural actuel à travers les puits WT-1, Bk-1, BBk-1, BBkN-1, ZEN-1 et ZAR-1.

VII.9.3- Hypothèse de formation des biseaux

L'évolution structurale de la zone d'étude est composite et discontinue dans le temps. Elle est discontinue car elle implique alternativement des périodes de calme et d'activité tectonique. Elle est composite car elle est contrôlée par l'histoire tectonique polyphasée du bassin, mais aussi par le remplissage sédimentaire et les variations eustatiques locales. Les périodes de subsidence et d'inversion tectonique peuvent notamment interrompre ou accélérer la subsidence. Les inversions majeures, par exemple, engendrent des surrections localisées à la bordure du bassin, associées à des érosions considérables des séries de remplissage dévoniennes, influençant largement l'histoire postérieure.

Le profile paléo-structurale à la discordance hercynienne (fig. 59i) montre un monoclinal structuré d'orientation Sud-Ouest/Nord-Est qui a subi une érosion différentielle, cette érosion a engendré le biseautage progressif des termes dévoniens sous la discordance hercynienne dans la direction du monoclinal. Donc les biseaux dévoniens sont d'âge post-hercynien.

La sismique 3D a démontré une remontée de plusieurs kilomètres des blocs sous forme d'un rift. Les blocs basculent le long des failles listriques sous l'effet des forces d'extension et forment un système de blocs basculés en gradins (fig.63) qui ne sont pas toujours visible sur les sections sismiques vue la qualité médiocre. Ces blocs créent des espaces où se déposent de grosses couches de sédiments. Le graben devient alors un piège pour les sédiments qui s'accumulent sur de grosses épaisseurs ; la surcharge sédimentaire alimente ensuite la subsidence et accélère le processus.

On appelle un bloc basculé le bloc de croûte continentale situé entre deux failles normales listriques. Son fonctionnement implique une rotation du bloc supérieur, il est caractérisé par une signature sédimentaire particulière (sédiments syn-rift) et la formation d'un pli "roll-over".

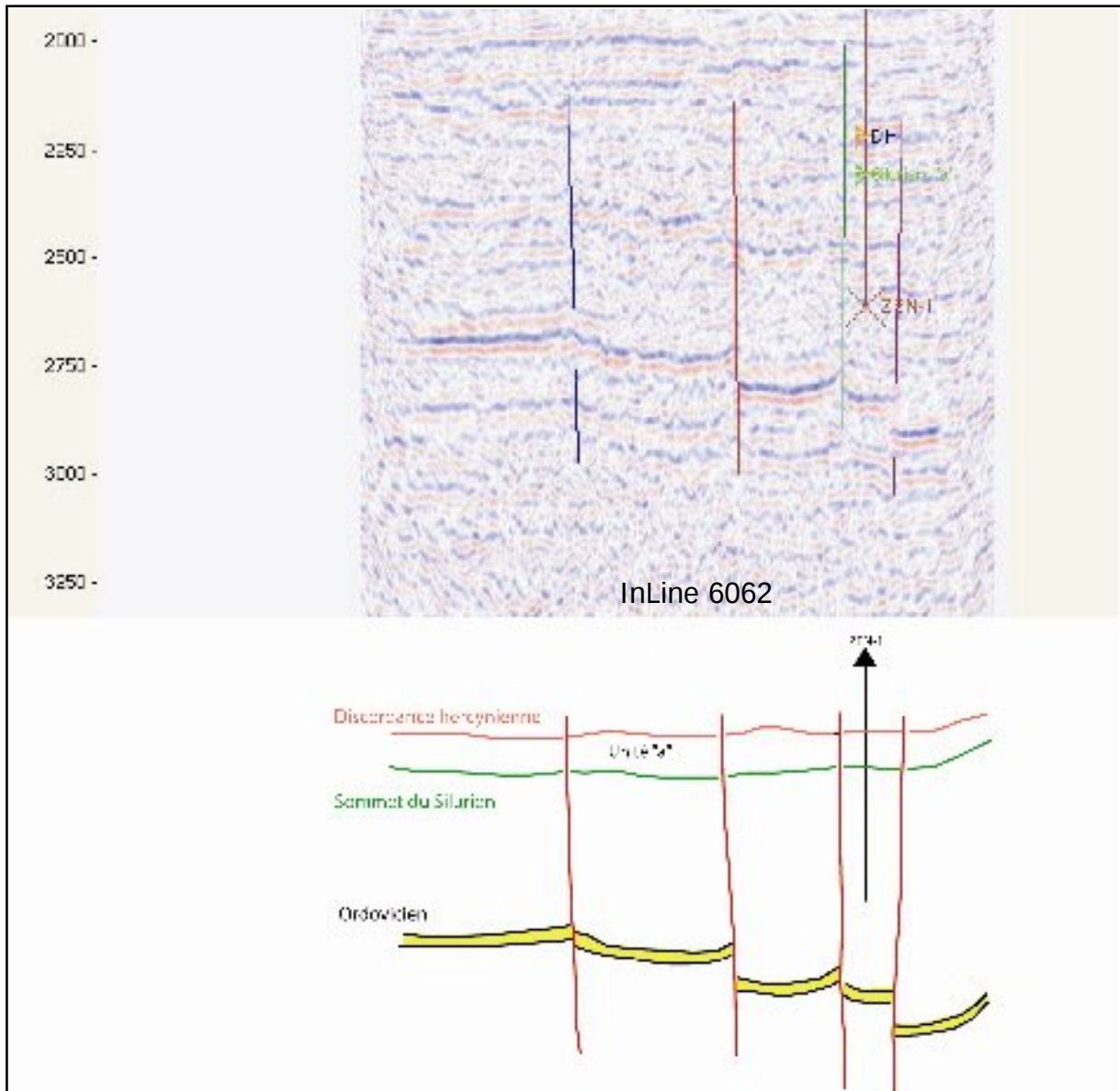


Figure.63. l'architecture en blocs basculés sur l'InLine passant par le puits ZEN-1

La géométrie courbe de la faille provoque le basculement du bloc et une sédimentation en éventail (sédiments syn-rift). La pente du milieu de dépôt augmentant avec le temps, on observe dans ces sédiments syn-rift la présence de nombreux slumps. La sédimentation syn-rift est caractérisée par une grande variation latérale des différents faciès sédimentaires. Les bassins délimités par les blocs basculés et proches des épaulements seront dominés par une sédimentation clastique grossière (brèches, conglomérats) présentant, au travers de leurs éléments remaniés, une stratigraphie inverse de celle trouvée sur les épaulements.

Effectivement, l'érosion remaniera d'abord les roches les plus jeunes de la série pré-rift (4), et finira en érodant le socle (1). Dans les blocs basculés suivants (plus distaux par rapport à l'épaulement), la sédimentation clastique sera plus fine (sable, argile) et pourra être soit continentale, soit marine, voire marine profonde, suivant la profondeur du bassin délimité par les blocs basculés et le taux de sédimentation (fig.64).

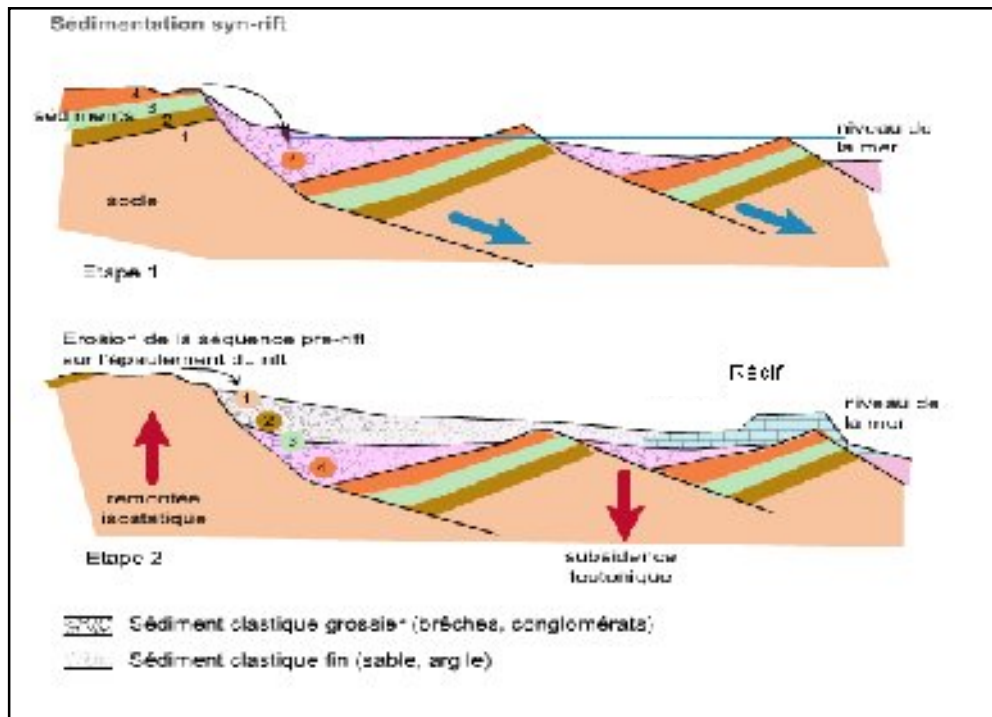


Figure.64. Le modèle de dépôt des sédiments gédinniens

De façon générale, le transport des sédiments dans une zone de rift est assez limité (quelques dizaines à quelques centaines de km), les sédiments clastiques auront donc une maturité faible avec une grande variabilité des types de grain et de leurs degrés d'arrondi.

VII.10- Interprétation diagraphique du Gédinnien

VII.10.1- La détermination de la lithologie

C'est une définition approchée des bancs et leurs composants majeurs. Elle s'est appliquée à la caractérisation des unités du Gédinnien dont les diagraphies de base sont le Gamma Ray et le Sonique. Ces dernières ont montré que les deux unités du Gédinnien (Unité « b » et Unité « c ») sont principalement argilo-gréseuses caractérisant les dépôts du milieu fluvial.

VII.10.2- La détermination des électro-faciès diagraphiques

Le but de cette analyse est de décrire objectivement les séries traversées par les sondages à travers leurs réponses diagraphiques et de reconnaître les différents électro-faciès fondamentaux présents, pour ultérieurement étudier leur arrangement en électro-séquences verticales et ainsi en déduire les évolutions latérales afin d'aboutir à la reconstitution du milieu de dépôt.

VII.10.2.1- Les faciès diagraphiques déterminés

Les faciès sont déterminés au niveau de quelques puits choisis selon une direction Sud/Nord suivant la direction des apports sédimentaires et leurs sources (fig.65) :

▪ Puits WT-1

Au niveau du puits WT-1 situé à l'extrême Sud du bassin, le Gédinnien présente trois faciès diagraphiques (Faciès A, B et C) :

- Faciès A : Grès blanchâtre à gris et gris foncé, très fin à fin, dur, ciment siliceux à silico-argileux. Vers le sommet il devient plus argileux, moyennement dur.
- Faciès B : Argile grise, gris verdâtre et gris-foncée à noire, indurée, parfois silteuse. Vers le sommet elle est intercalée de lits de grès très fin.
- Faciès C : Siltstones brun-foncés et gris-brunâtres, indurés.

▪ Puits BBK-1

Le Gédinnien traversé par le puits BBK-1 localisé plus au Nord qu'au puits WT-1 présente deux faciès diagraphiques (Faciès A1, A2 et B1) :

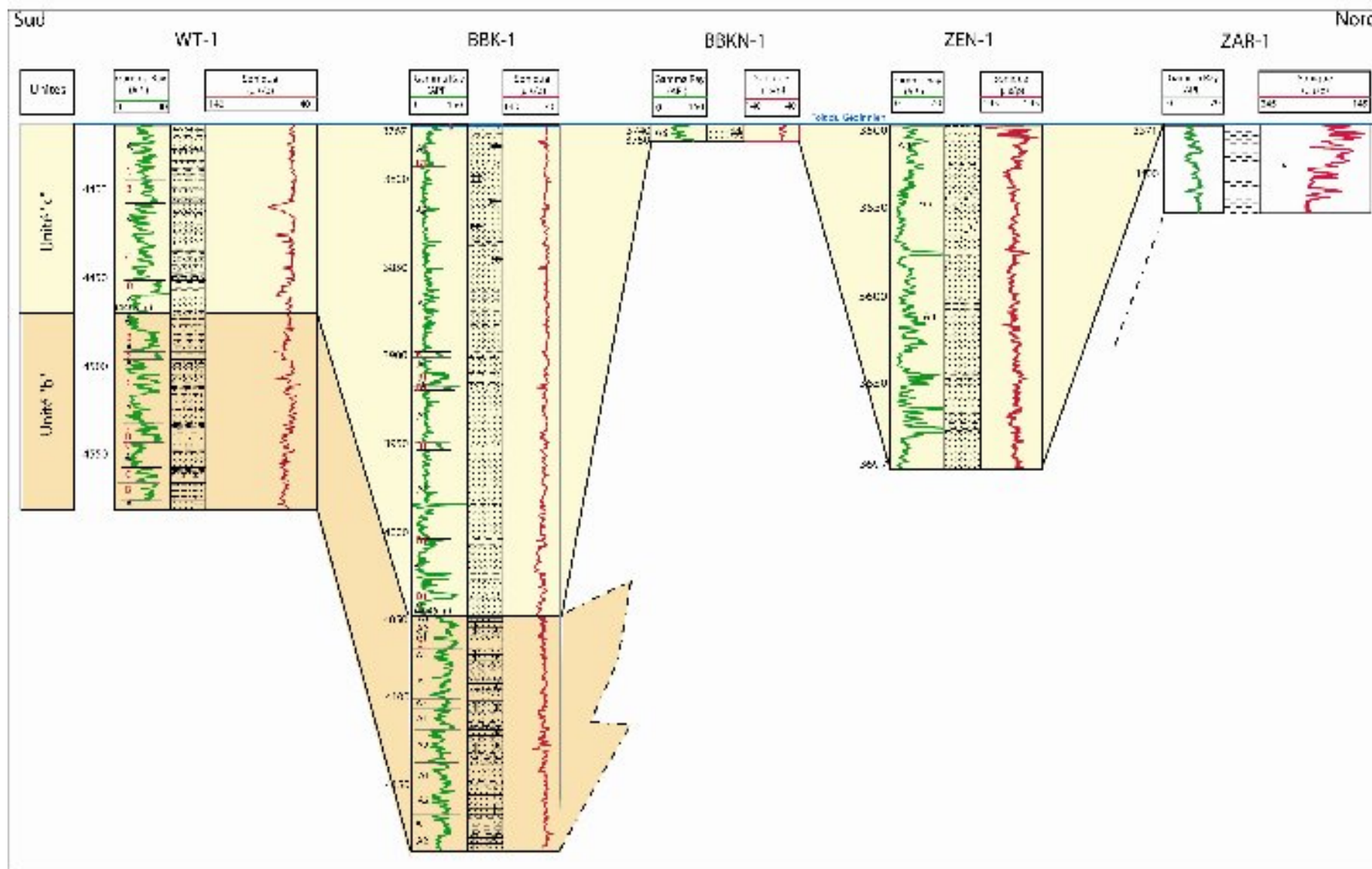


Figure.65. La détermination Sud/Nord des électro-faciès du Gédinnien à travers les puits WT-1, BBK-1, BBKN-1, ZEN-1 et ZAR-1.

- Faciès A1 et A2 : Grès gris-clair légèrement verdâtre très fin à fin. Présence de pyrite et lignite. A partir de 4046 m à 3955m il devient grès bruns fins à moyen ferrugineux, localement quartzeux.

- Faciès B1 : Argile grise à gris-foncée parfois brune à brun-noire, indurée, feuilletée, silteuse, micacée.

▪ Puits BBKN-1

Le Gédinnien (partie sommitale de l'unité « c ») présente un seul faciès diagraphique :

- Faciès A3 : Grès gris blanc à beige très fin à fin parfois moyen localement quartzitique à ciment siliceux.

▪ Puits ZEN-1

Le Gédinnien (l'unité « c »), possède deux faciès diagraphiques :

- Faciès A4: Grès fins à grossiers, blanc-verdâtres, roses, brun-foncés, souvent bicolores, siliceux, silico-kaolinitiques ou argileux. Puis grès brun-rouge, argilo-gerrugineux avec passées blanches silico-kaolinitiques (aspect rubanné fréquent). Lamine d'argile rouge, plus rarement verte avec des inclusions pyriteuses disséminées.

- Faciès A5 : Grès fins à grossiers à grano-classement et stratifications obliques, rares nodules argileux et charbonneux, noirs dans de joints sériciteux verts plus ou moins abondants. Localement des nodules blanc-verdâtres, souvent excavés en surface (macrospores).

VII.10.3- Détermination des électro-séquences diagraphiques

Il s'agit de chercher les associations verticales des électrofaciès qui définissent les électro-séquences diagraphiques élémentaires, leur éventuelle continuité sédimentaire et la logique selon laquelle se sont déposés les sédiments.

Seulement l'interprétation des électro-faciès qui nous a permis de définir deux électro-séquences diagraphiques en termes de milieux de dépôt qu'on doit l'étalonner et avec les résultats de la sédimentologie.

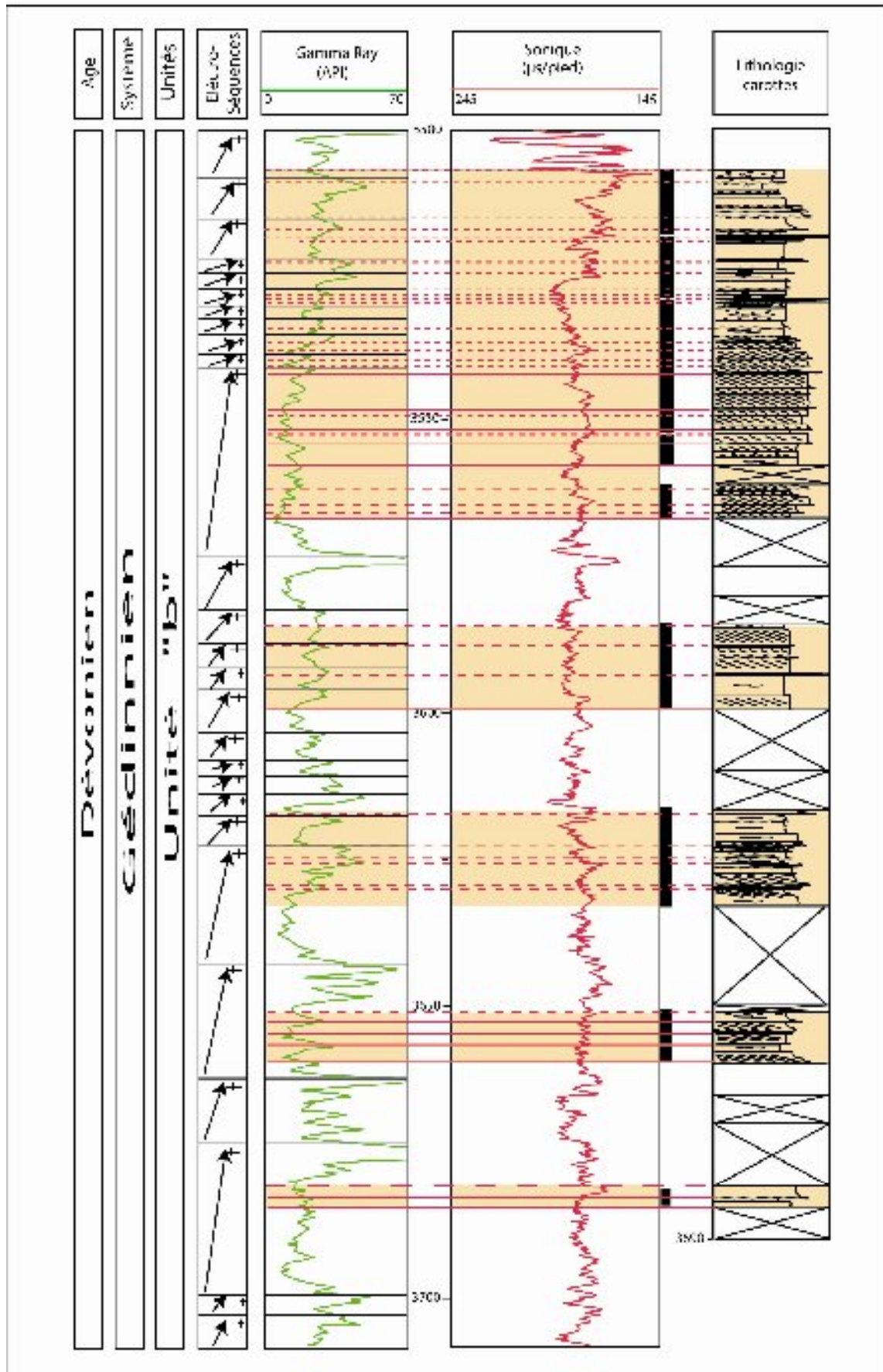


Figure.66. Le découpage électro-séquentiel de l'unité "b" au niveau du puits ZEN-1.

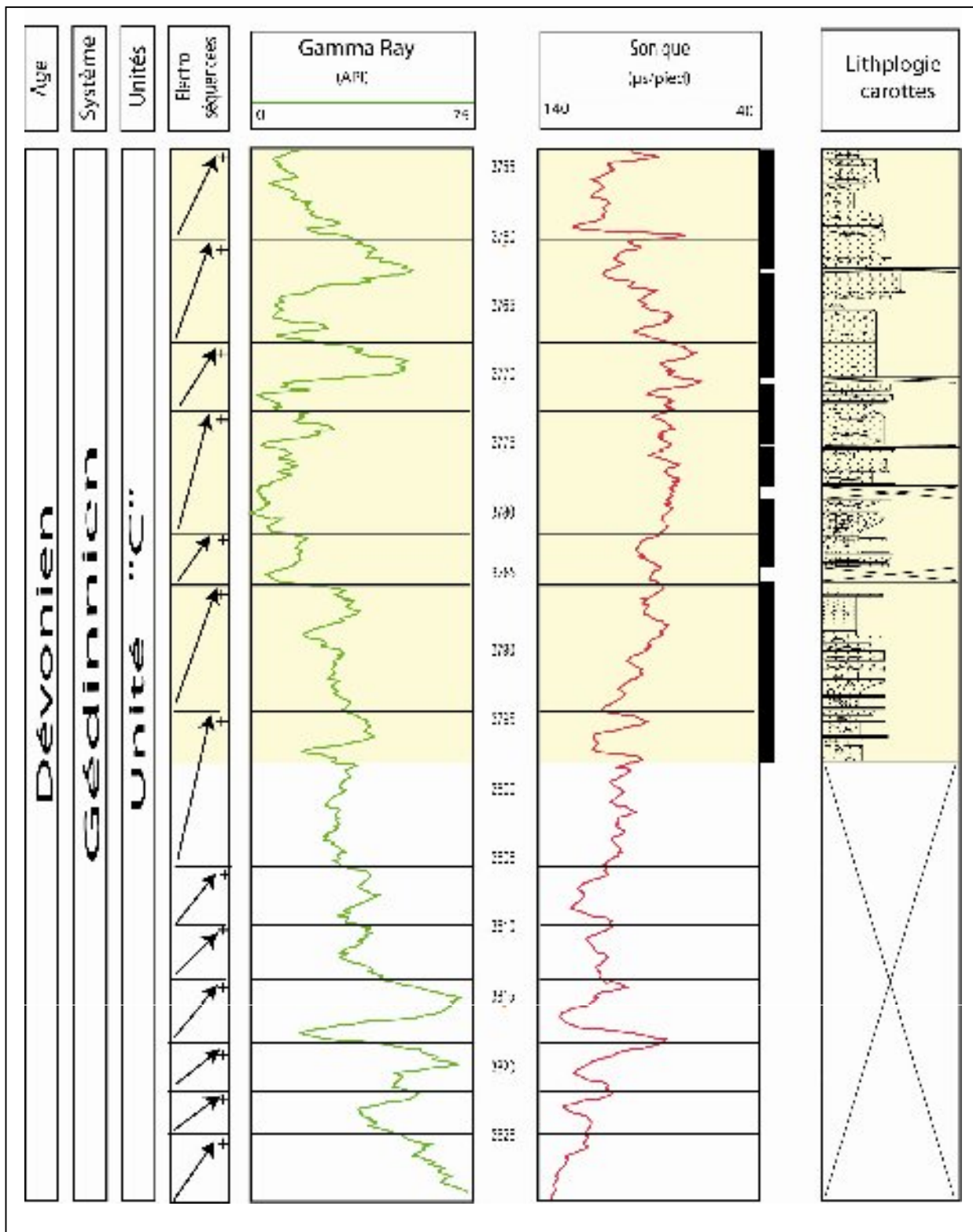


Figure.67. Le découpage électro-séquentiel de l'unité "c" au niveau du puits RE-1.

Le découpage diagraphique de l'unité « b » au niveau du puits ZEN-1 (fig.66) et celui de l'unité « c » au niveau du puits RE-1 (fig.67) ont montré que ces unités sont formées des électro-séquences élémentaires pluri-métriques grano-décroissantes (fining-up), avec un contact basal abrupt. Vers le sommet les électroséquences élémentaires deviennent plus épaisses.

VII.10.4- Les corrélations diagraphiques

Les corrélations tentées ici ont été effectuées selon des transects Sud/Nord et Est/Ouest. Elles sont basées sur la similitude des logs diagraphiques, l'évolution des électro-séquences, ainsi que sur le choix des repères régionaux :

- La corrélation Sud/Nord à travers les puits WT-1, BBk-1, BBkN-1, ZEN-1 et ZAR-1 (fig.68) a été effectuée par rapport à la discordance Hercynienne afin de préciser en premier lieu les limites des différentes unités et suivre leurs extensions latérales. Cette corrélation a mis en évidence non seulement les limites des unités, mais aussi le biseautage progressif du système dévonien et en particulier celui du Gédinnien sous la discordance hercynienne. Tous les biseaux possèdent une extension latérale limitée, orientée du Sud vers le Nord/Ouest passant par le puits ZEN-1 et en allant vers le puits ZAR-1.
- La corrélation Est/Ouest à travers les puits REN-1, ZEN-1 et RE-1 (fig.69) à été également réalisée par rapport à la discordance hercynienne, afin d'homogénéiser les limites et détecter si possibles les biseaux. Cette corrélation a montré que les termes du système dévonien se biseautent de l'Est vers l'Ouest passant toujours par le puits ZEN-1 et en allant vers le puits REN-1.

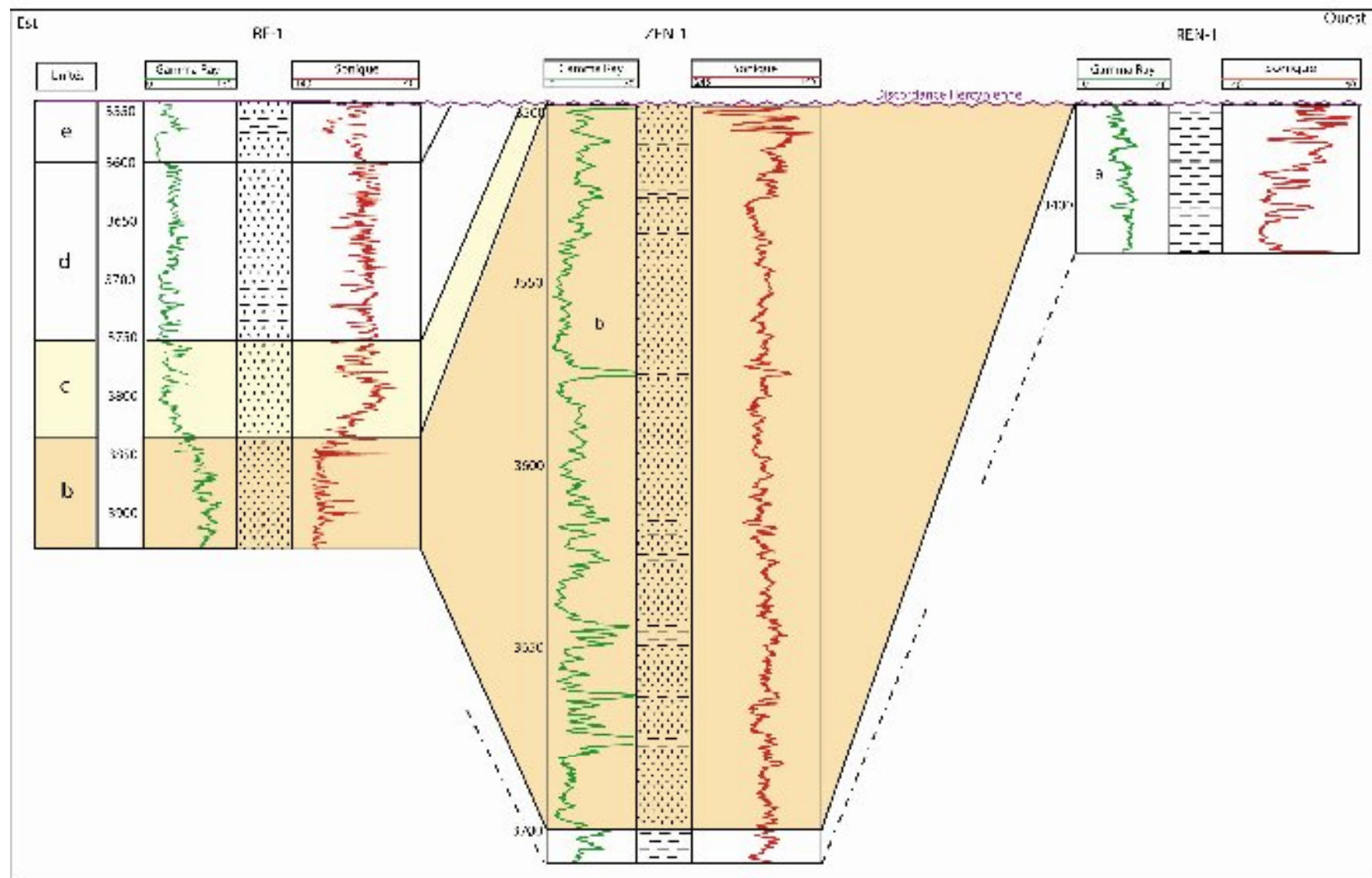


Figure.69. La corrélation Est/Ouest à travers les puits RE-1, ZEN-1 et REN-1.

Résumé (6)

L'interprétation des diagraphies instantanées et en particulier le Gamma Ray et le sonique ont permis de dégager généralement deux électro-faciès ; un électro-faciès gréseux (C_1) et un électro-faciès argileux (C_2). La succession répétitive de ces deux électro-faciès a donné naissance à des électro-séquences élémentaires pluri-métriques grano-décroissantes de type fining-up.

Les corrélations diagraphiques dans le système fluviatile montrent que le système dévonien se biseaute progressivement sous la discordance hercynienne du Sud vers le Nord/Ouest et de l'Est vers l'Ouest passant par le puits ZEN-1.

CHAPITRE : 5

GEOPHYSIQUE

VIII- INTERPRETATION SISMIQUE DU DEVONIEN INFERIEUR.

- 1- La qualité des sections sismiques.
- 2- La lecture géologique des sections sismiques.
- 3- Le calage sismique des horizons.
- 4- La corrélation sismique.
- 5- Interprétation des cartes en isochrones.
- 6- La stratigraphie sismique.
- 7- Les attributs sismiques.
- 8- La relation sismique et diagraphe.
- 9- Identification de la lithologie à partir de l'impédance acoustique

IX- L'INVERSION SISMIQUE.

- 1- DEFINITION ET PROCEDURE.
- 2- L'inversion sismique dans la zone d'étude.

X- INTERPRETATION DES MODÈLES.

- 1- Interprétation du modèle d'impédance acoustique.
- 2- Interprétation du modèle inverse.

VIII- INTERPRETATION SISMIQUE DU DEVONIEN INFÉRIEUR

Le présent chapitre a pour but l'exploitation des données géophysiques afin de compléter les informations géologiques à l'échelle du bassin et à l'échelle de la zone d'étude et en particulier détecter les biseaux existants et préciser leurs terminaisons stratigraphiques le mieux possible. Le travail consiste à :

- Etablir une liaison entre les paramètres géophysiques et les propriétés géologiques au niveau du réservoir gédinnien, cette relation nécessite une interprétation sismique du niveau réservoir qui permette de cartographier tous les horizons possibles et faire ressortir l'allure générale des biseaux existants.
- Réaliser une inversion sismique en utilisant l'impédance acoustique qui reflète la propriété sédimentologique.

VIII.1- La qualité des sections sismiques

Généralement, la zone d'étude est plus ou moins couverte par la sismique 2D. elle possède un bon maillage à l'Est (Zone du puits Re-1), à l'Ouest le maillage est plus ou moins large (Zone d'intérêt puits REN-1), avec la présence d'une sismique 3D, tandis que la zone centrale est mal recouverte (fig. 30).

La qualité sismique est médiocre surtout en profondeur, ce qui rend l'interprétation difficile.

VIII.2- La lecture géologique des sections sismiques

Cette première interprétation nous a permis la mise en place la géologie de la zone d'étude et son histoire, et également de localiser les discordances qui délimitent les séquences et à connaître les différents environnements de dépôt du bassin.

VIII.2.1- L'image sismique de la zone d'étude

L'examen des sections sismiques nous a permis de distinguer trois zones tectoniques dans le bassin :

▪ La zone de RE-1

Une zone moins structurée, où le profil sismique 92-ZR-213 (fig.70) montre que les réflecteurs sont concordants de bas en haut avec une légère structuration, en allant vers le Nord/Ouest (Bordure du bassin) la structuration devient plus ou moins

prononcée (profil sismique 92-ZR-214) (fig.71). L'héritage structural est bien illustré dans le profil sismique 92-ZR-211, ainsi que la conservation des épaisseurs.

▪ La zone de ROME-1

La composite prise dans la zone ROME-1 (fig.72) montre l'existence de deux cycles tectoniques majeurs séparés par la discordance hercynienne :

- Un cycle paléozoïque tectoniquement actif montrant bien la phase de structuration, suivie par la phase d'érosion (présence des biseaux sous discordance). Le profil sismique 88-ZR-96 dans la zone de ROME-1 (fig.72), montre le phénomène de biseautage sous discordance hercynienne et contre un haut.
- Un cycle mésozoïque plus ou moins calme.

▪ La zone de REN-1 et ZEN-1 (zone des biseaux)

Le profil sismique 91-ZR-200 d'orientation Sud-Est/Nord-Ouest passant par le puits ZEN-1 montre (fig.73) :

- L'architecture topographique de la zone d'étude.
 - Un socle morcelé en plusieurs blocs par des failles verticales.
 - Un amincissement remarquable des strates vers le Nord-Ouest (bordure du bassin).
- Cet amincissement est en relation d'une part de la structuration du substratum et d'autre part l'effet de la discordance hercynienne, où le phénomène de biseautage sous discordance est bien visible.

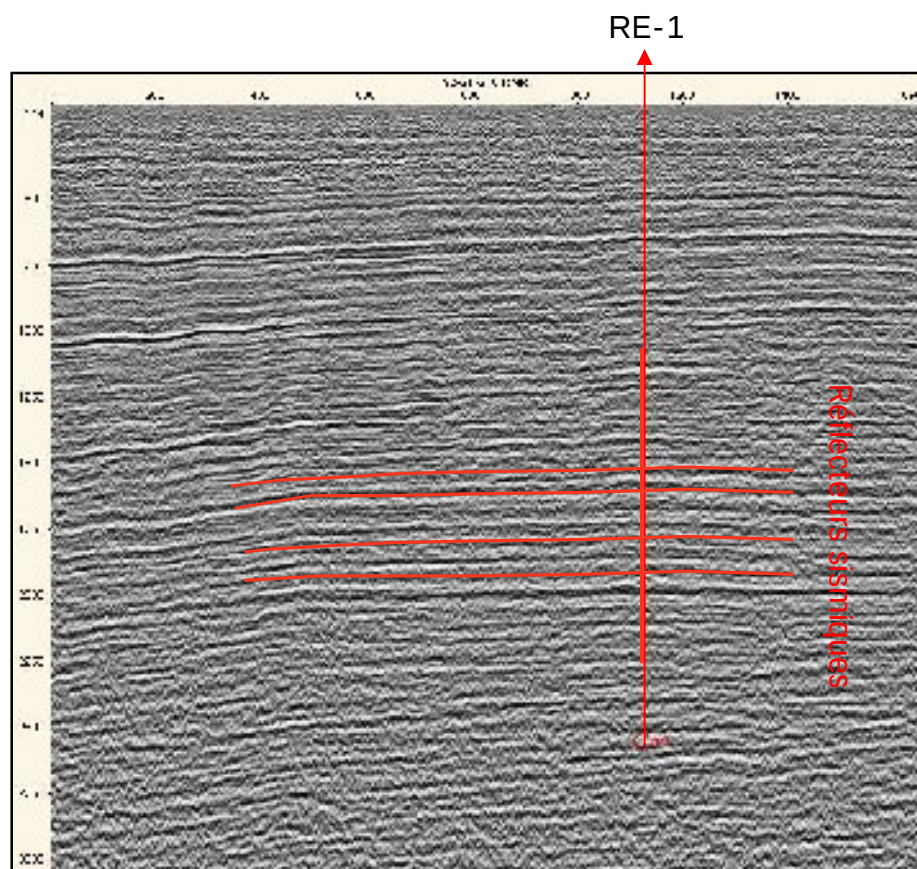
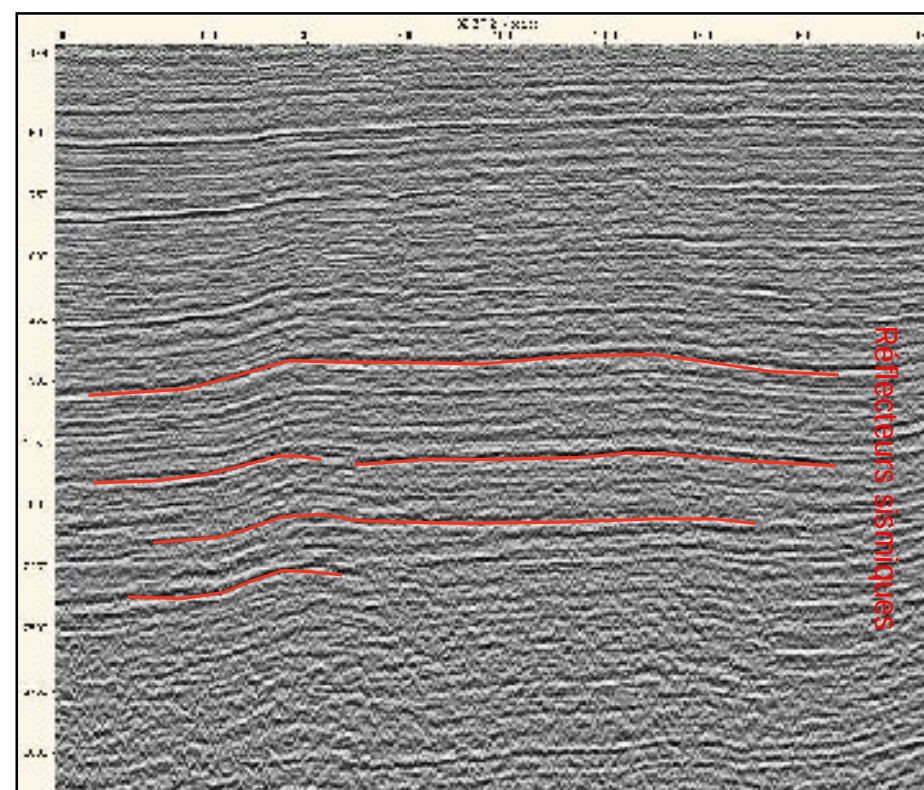


Figure.70. Le profil sismique 92-ZR-213.

Figure.71. Le profil sismique 92-ZR-214.



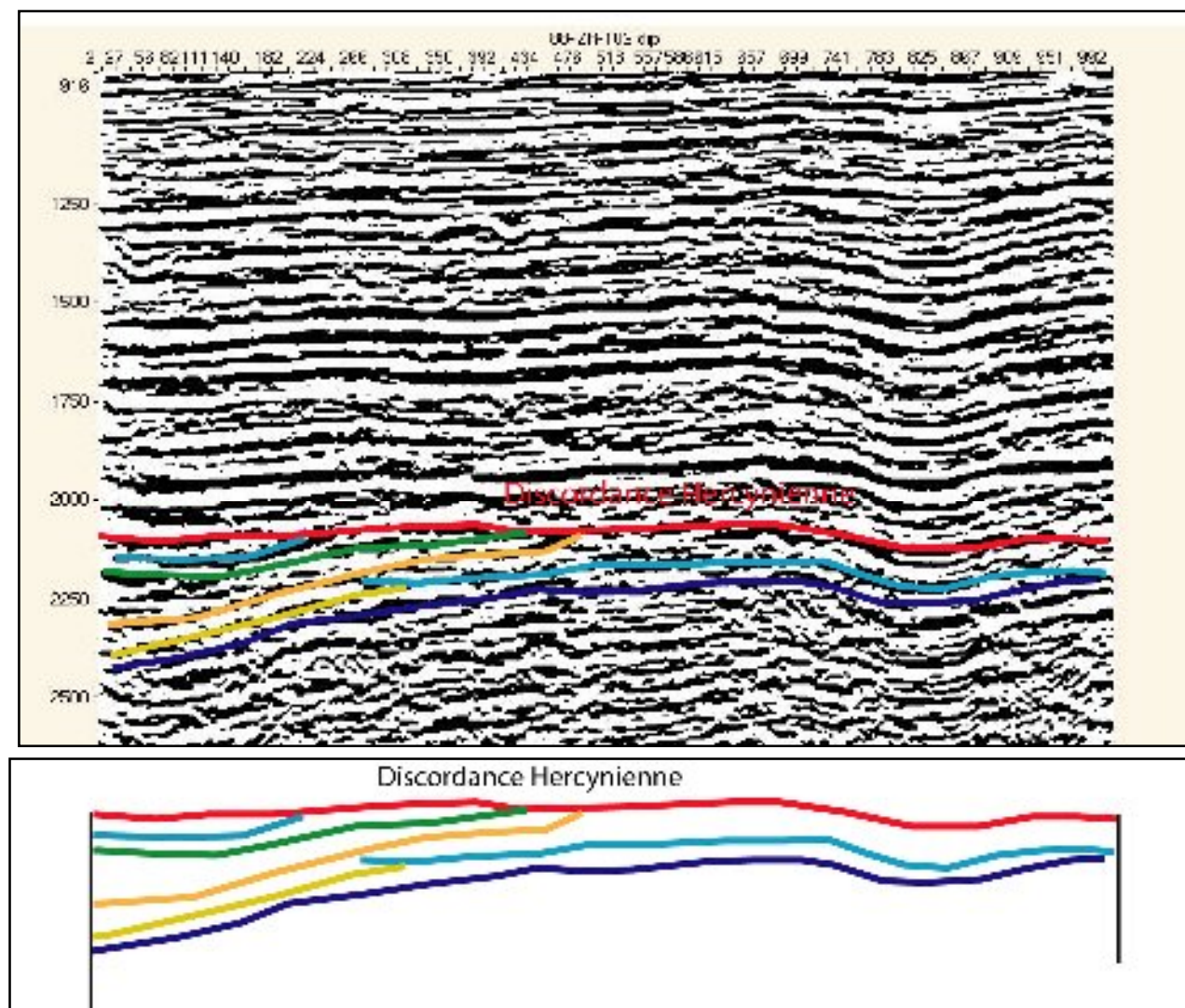


Figure.72. Le profil sismique 88-ZR-96 passant par la zone des ROM.

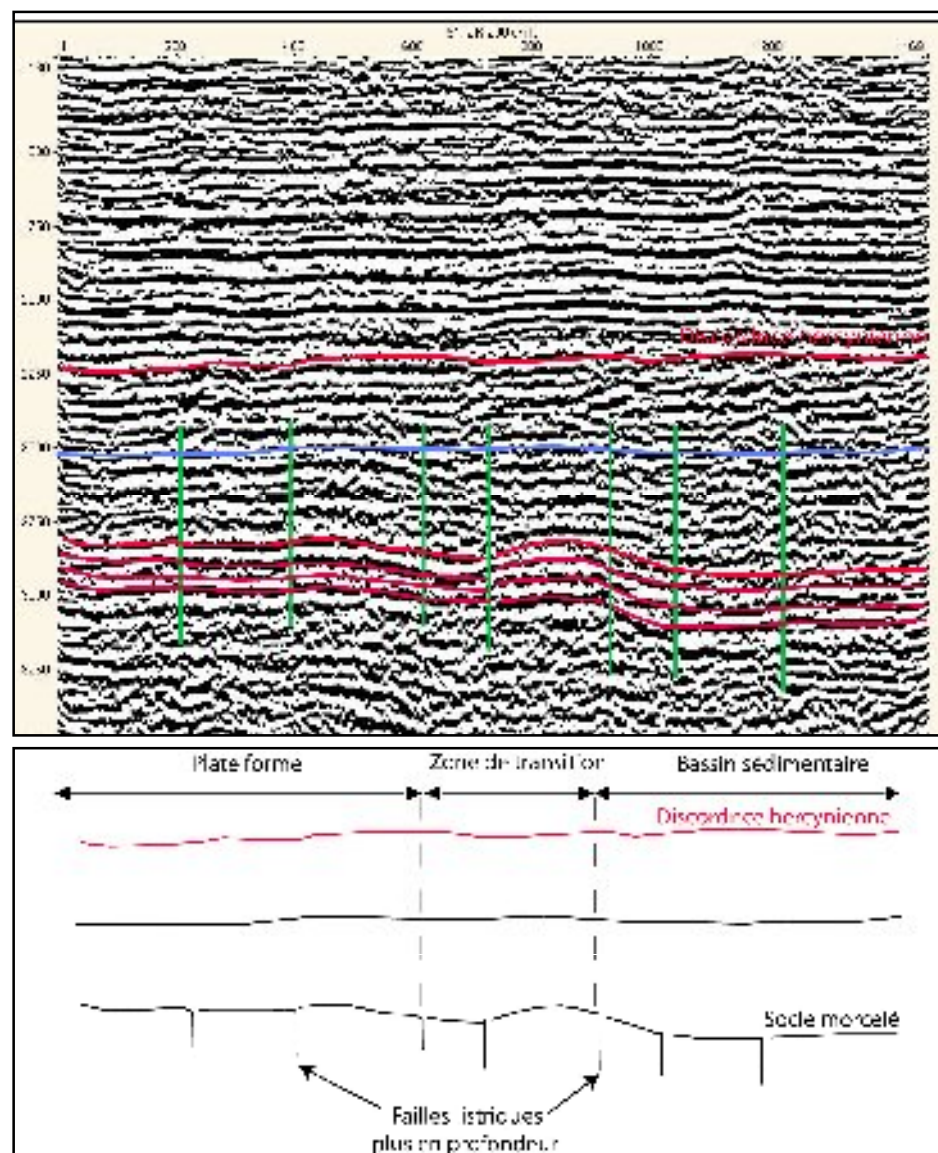


Figure.73. Le profil sismique 91-ZR-200.

VIII.3- Le calage sismique des horizons

Le calage est une opération qui consiste à identifier sur la section sismique les différents horizons reconnus au niveau des puits, à partir des carottages sismiques ou PSV. Dans notre cas d'étude de calage a été réalisée à partir du PSV du puits Re-1, situé dans la partie Est et le puits ZEN-1 situé dans la partie Ouest (fig.74 et 75).

Cette opération se fait en plusieurs étapes :

- Choisir les sections qui passent par les puits ayant des données de calage.
- Relever, à partir des logs habillés les profondeurs des tops des formations par rapport au niveau de la table de rotation (Z_t).
- Les profondeurs sont corrigées par rapport au niveau du sol (Z_s).
- Convertir ces profondeurs en temps double, en utilisant la courbe Temps-Profondeur [$t=f(p)$] du carottage sismique ou du PSV.
- Corriger ce temps de l'effet de la zone altérée et de l'altimétrie.
- La correction de temps s'effectue en ajoutant ou en soustrayant la correction statique lue sur la section sismique multipliée par deux, tel que : si $Z_s > D_p$ (Datum plan), en soustrayant la correction statique si $Z_s < D_p$ en ajoutant la correction statique.
- Identifier les horizons sur la section sismique en superposant le film synthétique avec cette dernière, en essayant d'avoir le maximum de coïncidences d'évènements sismiques afin de présenter le meilleur calage possible.

Le tableau suivant présente les données de calage sismique aux puits et l'identification des horizons retenus pour cette étude.

Tableau. 11. Les résultats de calage sismique de puits

	Puits Re-1		Puits Zen-1	
Zs (m)	190		156.64	
Zt (m)	195		161.00	
	Profondeur	Temps doubles	Profondeur	Temps doubles
DH	3045	1992.79	3045	2197.47
Top E	3547	2271.96	Erodés	
Top D	3596	2299.21		
Top C	3753	2386.51		
Top B	3829	2424.58		
Top A	4096	2593.65	3631.33	2261

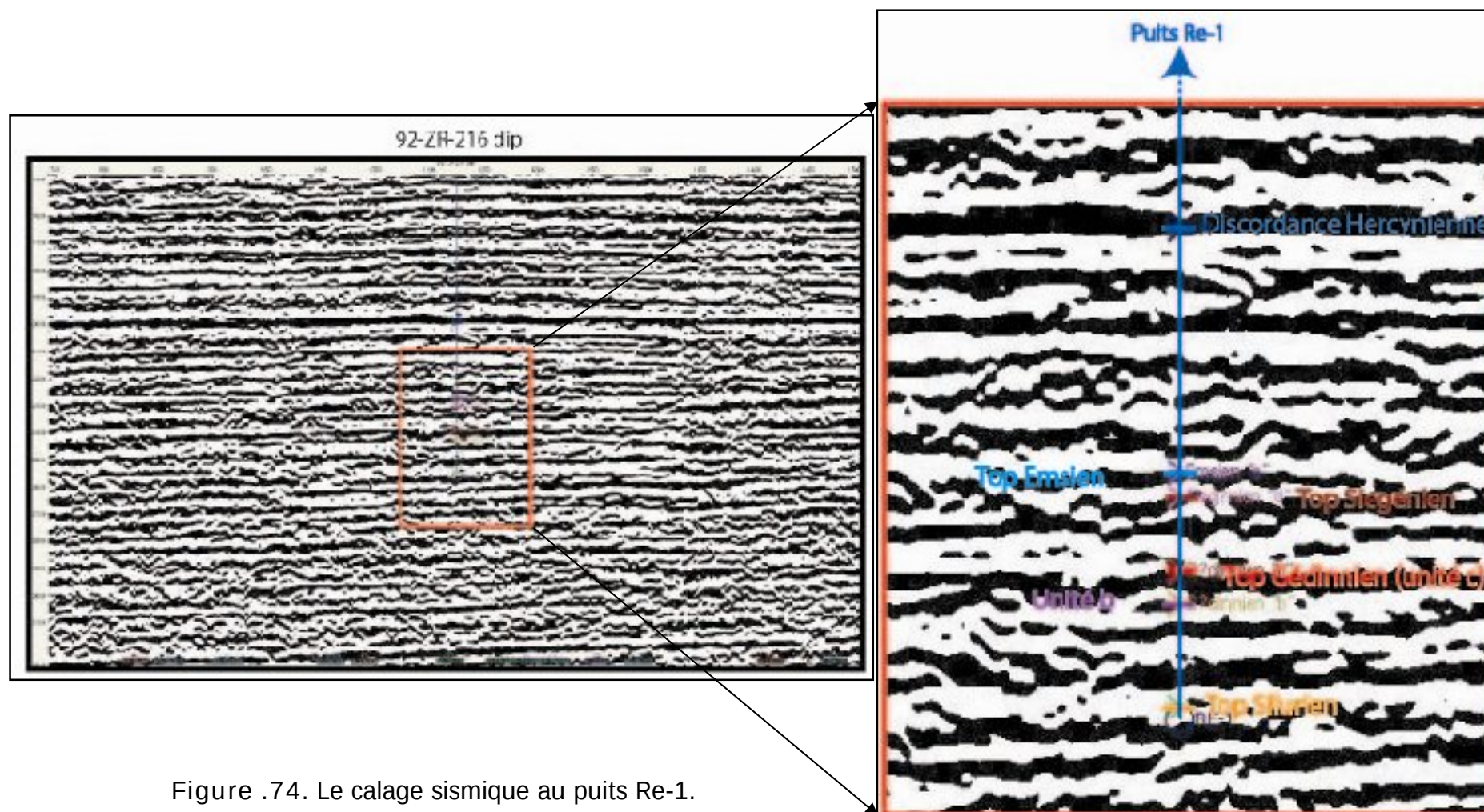


Figure .74. Le calage sismique au puits Re-1.

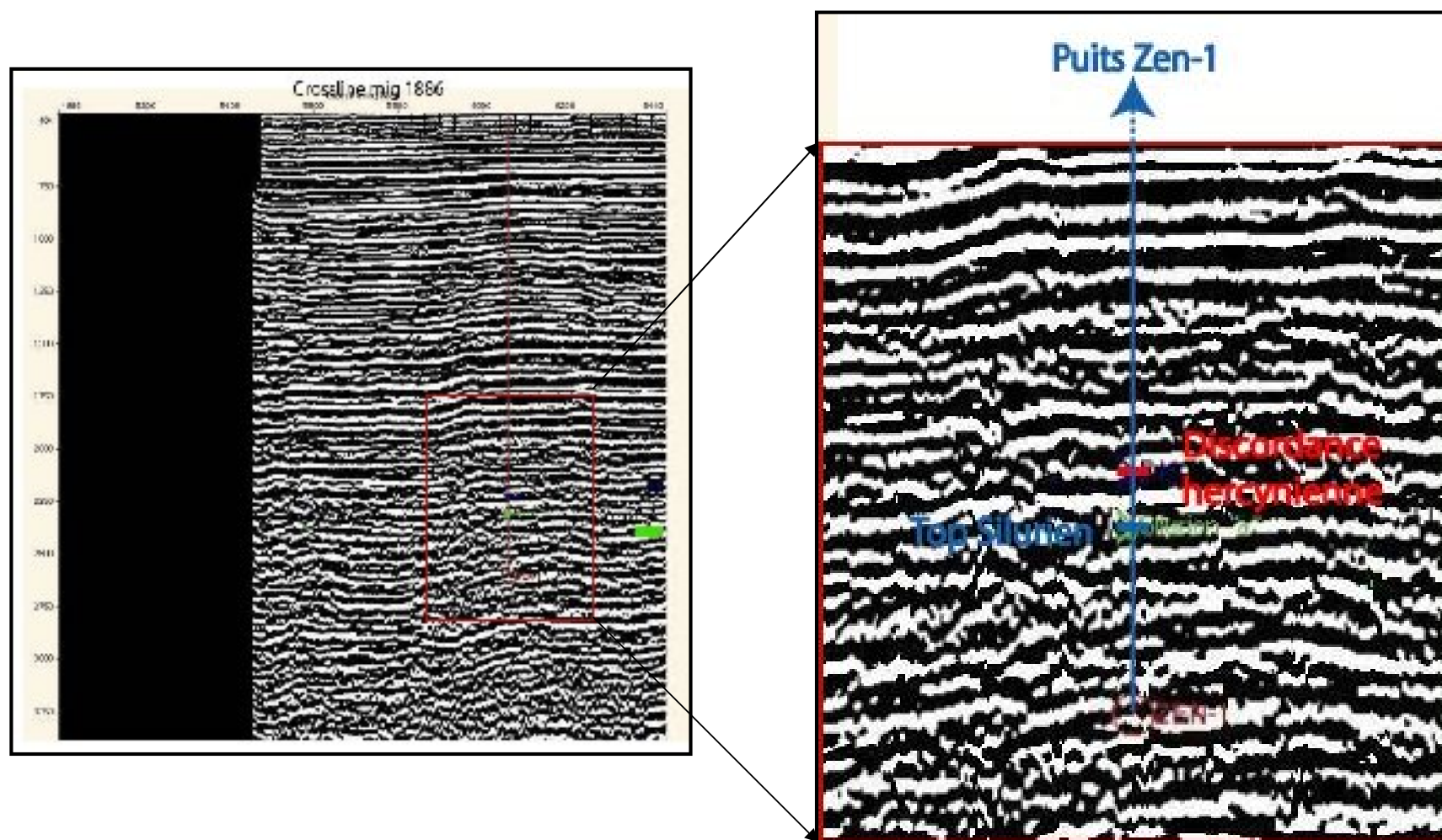


Figure .75. Le calage sismique au puits ZEN-1.

VIII.4- La corrélation sismique

Cette étape nous a permis de suivre l'évolution des horizons sismiques progressivement profil par profil en s'assurant de la bonne fermeture des mailles. Elle permet aussi de localiser tous les événements structuraux ; les synclinaux, les biseautages, les épaissements...etc.

L'étape de corrélation a été entamée à partir de la ligne 92-ZR-216 qui est considérée comme une ligne de base dont le calage a été fait par rapport au puits Re-1.

L'interprétation des profils sismiques en terme de stratigraphie sismique a montré l'existence de six (06) réflecteurs corrélables sur l'ensemble de la zone d'étude ; DH, Top E, Top D, Top C, Top B et Top A. Ces réflecteurs correspondent aux toits des 5 unités stratigraphiques définies à partir du découpage séquentiel. Leur corrélation reste subjective à cause du mauvais caractère de réflexions (faible énergie et discontinuité) :

- Le réflecteur DH : correspond à la discordance hercynienne, c'est une discordance régionale qui a été reconnue par le caractère de biseautage des réflecteurs sous-jacents au niveau de certains profils sismiques.
- Le réflecteur Top E : forme le toit de l'unité emsienne « e » il correspond soit à une discordance érosive locale, où les strates sous-jacentes terminent en biseau de progradation, soit à une surface conforme. Ce réflecteur s'étend sur toute la zone vers l'aval, mais perd sa continuité vers l'amont à partir des profils 90-ZR et 97-ZR.
- Le réflecteur Top D : est un réflecteur discontinu d'extension régionale, il coïncide avec le top de l'unité siegénienne « d ».
- Le réflecteur Top C : de faible amplitude, difficile à corréliser correspond au toit de la première unité gedinienne
- Le réflecteur Top B : de faible amplitude, difficile à corréliser correspond au toit de la deuxième unité gedinienne
- Le réflecteur Top A : est caractérisé par une mauvaise continuité, il est assez mal corrélé.

VIII.5- Interprétation des cartes en isochrones

VIII.5.1- Interprétation des cartes en isochrones - sismique 2D

La corrélation de différents horizons nous a permis d'établir les cartes en isochrones au niveau de chaque horizon et toute fois de ressortir le système de failles qui contrôle la zone d'étude. Ces cartes nous présentent l'architecture qui servira à identifier la présence des pièges en biseau et leur extension.

Nous avons réalisé six (06) cartes en isochrones au niveau des différents horizons (Toits de l'unité a, l'unité b, l'unité c, l'unité d, l'unité et à la DH).

VIII.5.1.1- La carte en isochrones au toit de l'unité «a» (Silurien)

La carte en isochrones au toit de l'unité « a » a montré une structuration orientée Nord-Ouest/Sud-Est contrôlée par un réseau de failles de même direction mais malheureusement la sismique disponible nous a permis d'identifier que quelques failles d'orientation Nord-Ouest/Sud-Est, avec une extension limitée. Tandis que le réseau le plus cartographié est celui orienté Nord-Est/Sud-Ouest (fig.76).

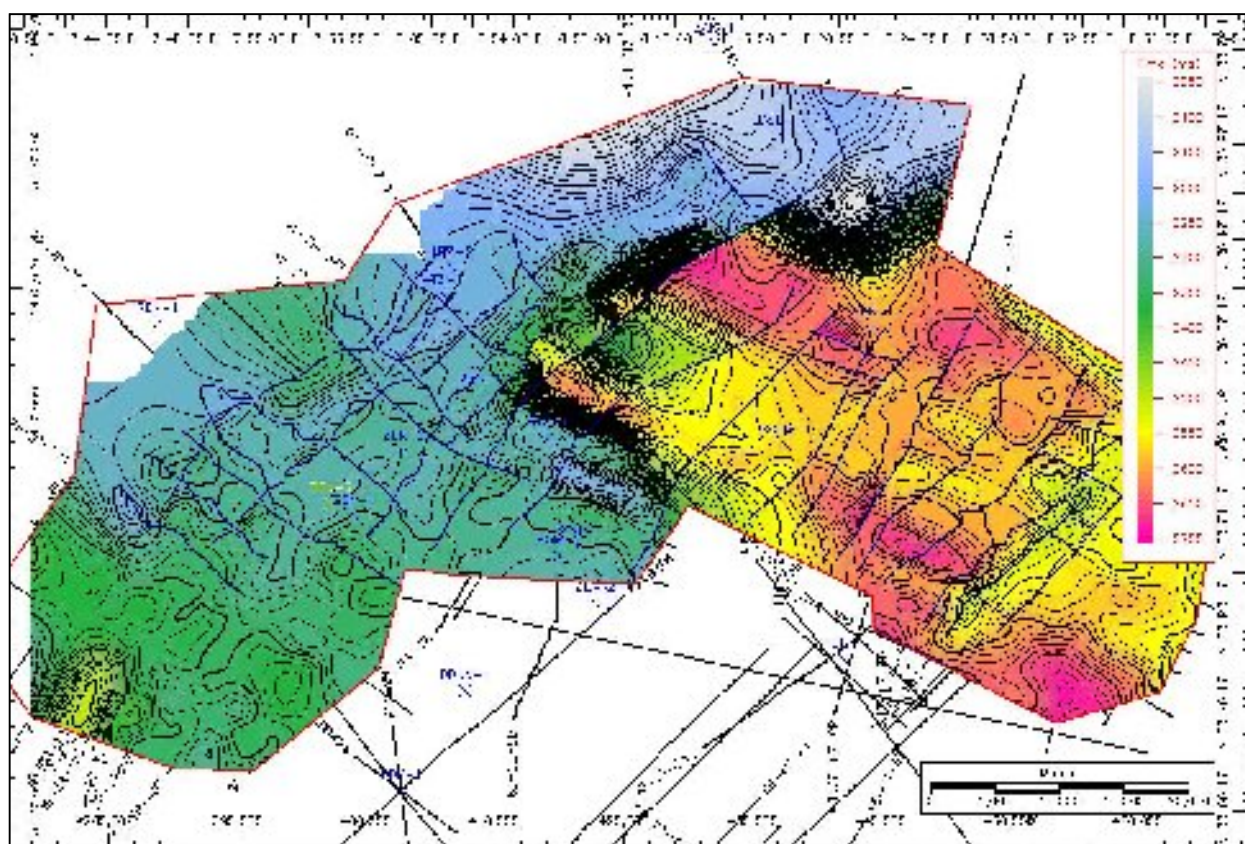


Figure.76. La carte en isochrones au toit de l'unité « a » (Silurien).

VIII.5.1.2- La carte en isochrones au toit de l'unité « b » (Gédinnien)

La carte en isochrones au toit de l'unité « b » a mis en évidence les mêmes traits structuraux que précédemment. La carte a montré également l'absence totale de cette unité au Nord-Ouest de la zone, cette absence est dûe à l'érosion hercynienne par la suite d'une remontée structurale de cette partie (fig.77).

VIII.5.1.3- La carte en isochrones au toit de l'unité « c » (Gédinnien)

D'après la carte en isochrones au toit de l'unité « c » l'image structurale précédente a été préservée avec un réseau de faille le plus identifié orienté toujours Nord-Est/Sud-Ouest. De même la carte a montré également l'absence totale de cette unité au Nord-Ouest de la zone, cette absence est dûe à l'érosion hercynienne par la suite d'une remontée structurale de cette partie (fig.78).

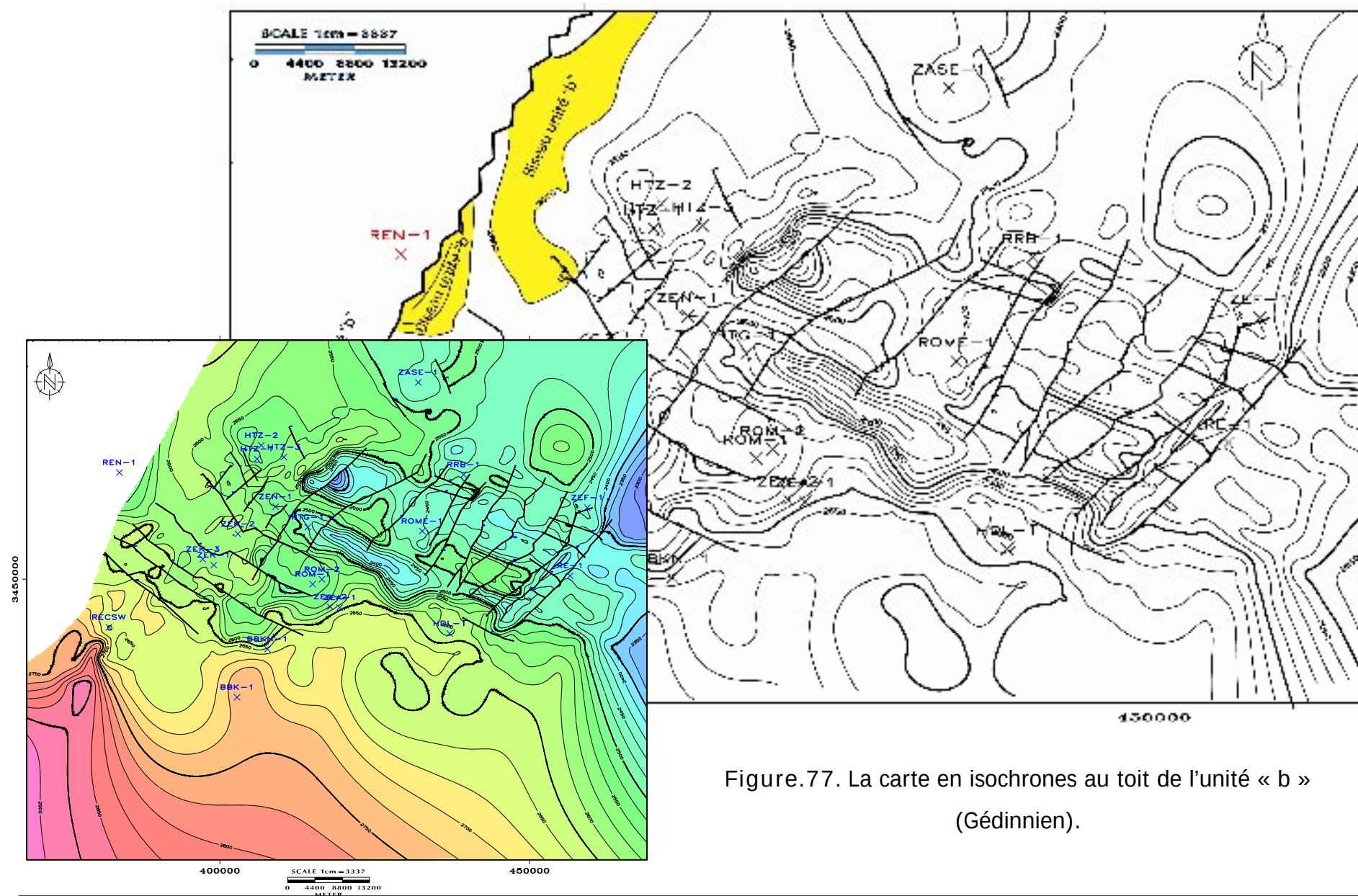
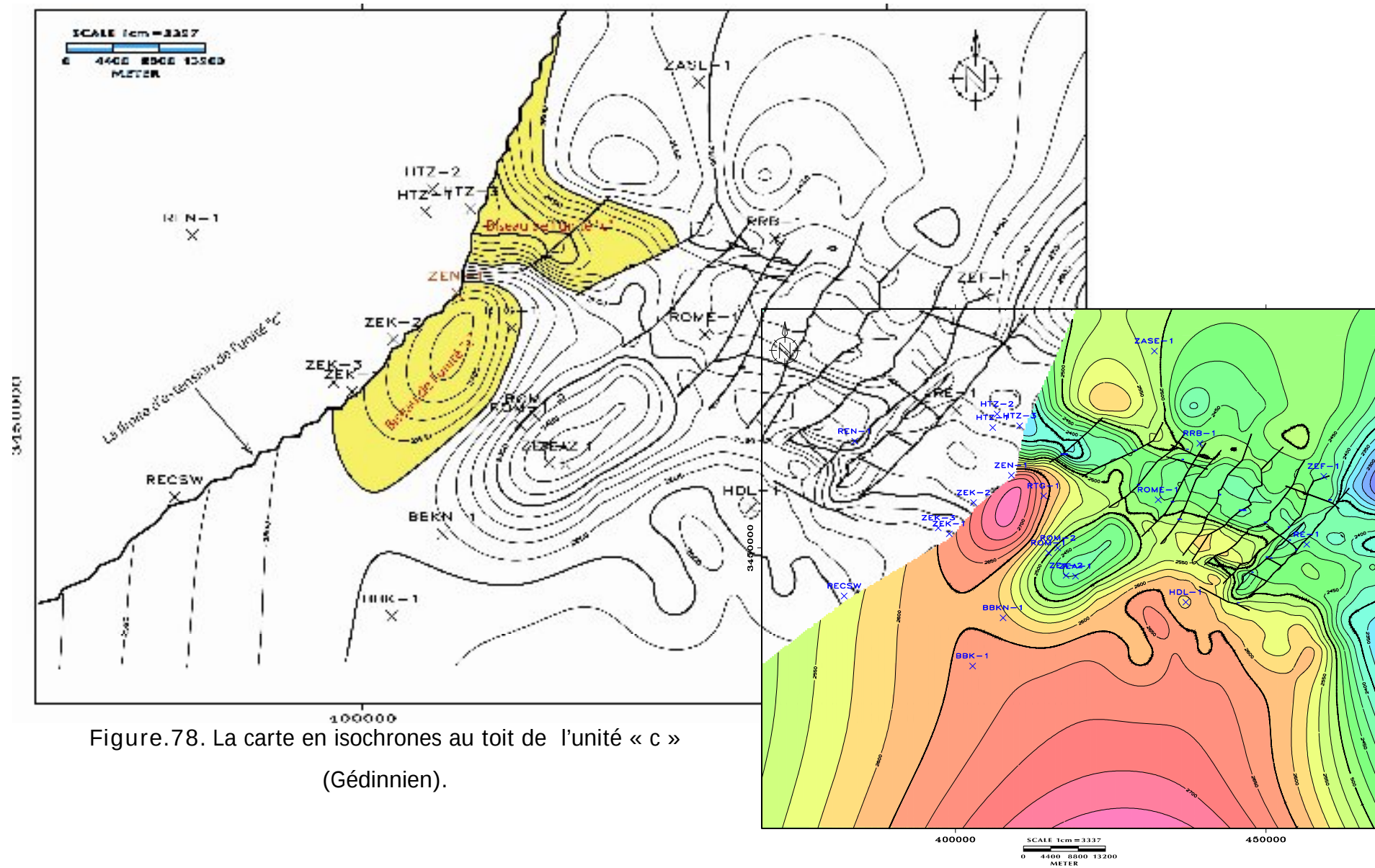


Figure.77. La carte en isochrones au toit de l'unité « b »
(Gédinnien).



VIII.5.1.4- La carte en isochrones au toit de l'unité «d» (Siegénien)

La carte en isochrones au toit de l'unité « d » présente la même configuration structurale précédente, contrôlée par le même réseau de faille (fig.79). Suite à une remontée structurale de la partie Nord-Ouest, cette unité a été complètement érodée par l'orogénèse hercynienne.

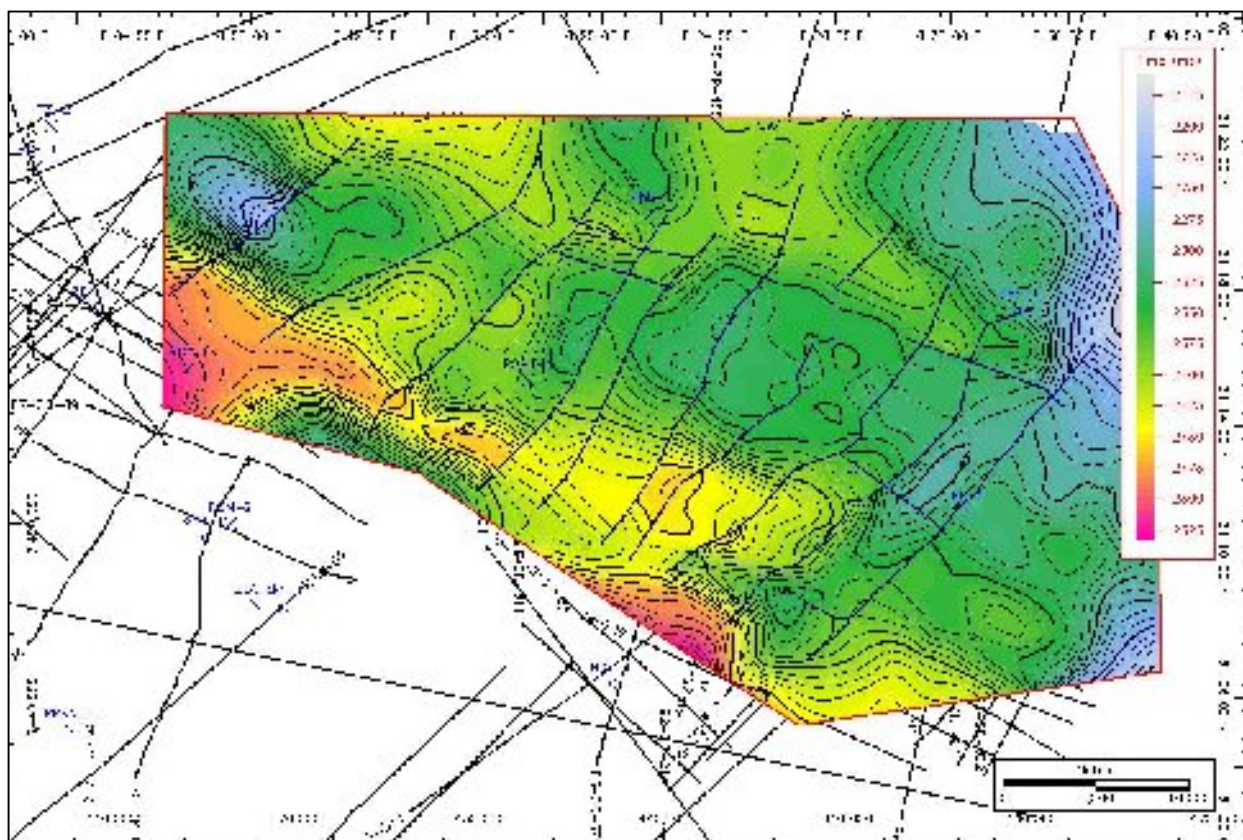


Figure.79. La carte en isochrones au toit l'unité « d » (Siegénien).

VIII.5.1.5- La carte en isochrones au toit de l'unité «e» (Emsien)

La carte en isochrones au toit de l'unité « e » présente la même configuration structurale précédente contrôlée par le même réseau de faille (fig.80). Suite à une remontée structurale de la partie Nord-Ouest, cette unité a été complètement érodée par l'orogénèse hercynienne.

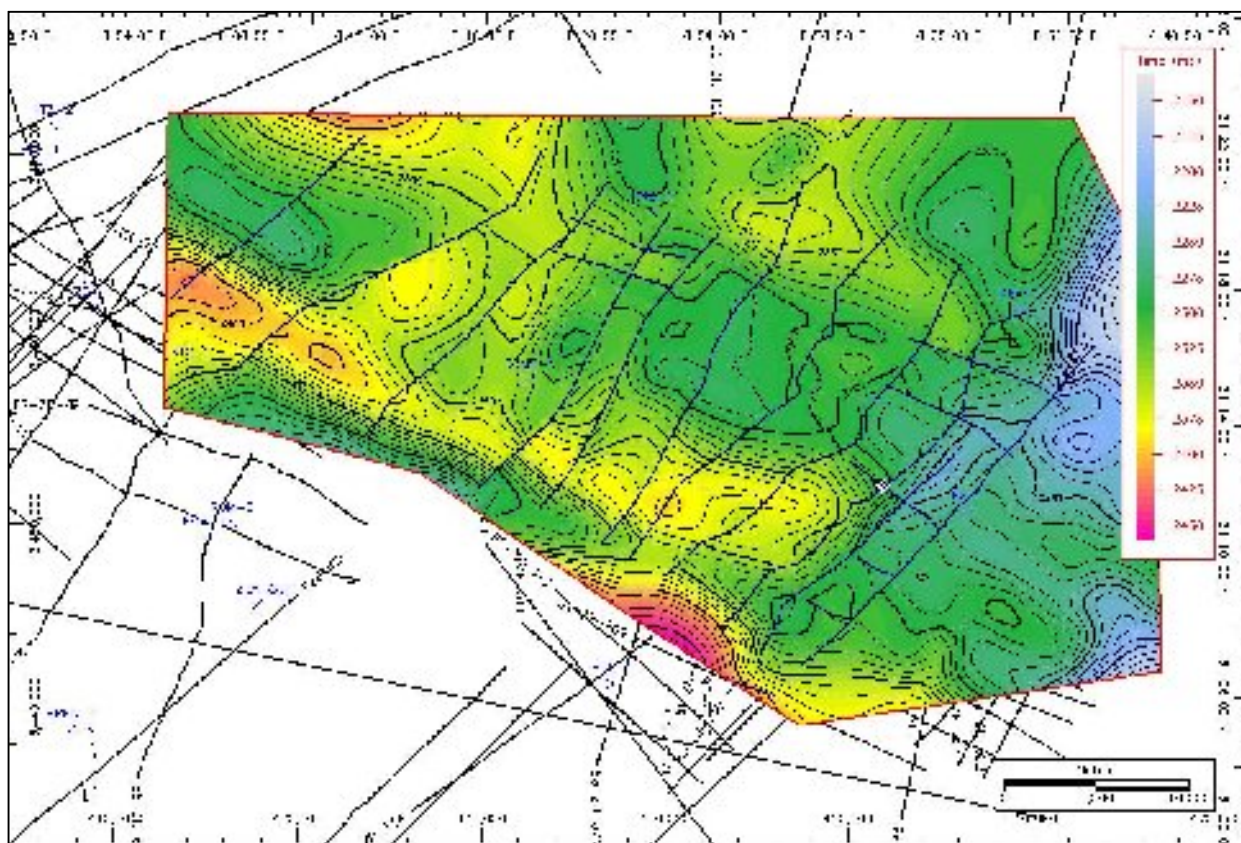


Figure.80. La carte en isochrones au toit l'unité « e » (Emsien).

VIII.5.1.6- La carte en isochrones à la discordance hercynienne

La carte en isochrones à la discordance hercynienne (fig.81), montre l'image structurale finale dans la zone d'étude. Les structures sont orientées Sud-Est/Nord-Ouest avec des amplitudes différentes. Le réseau de faille identifié est orienté principalement Nord-Est/Sud-Ouest.

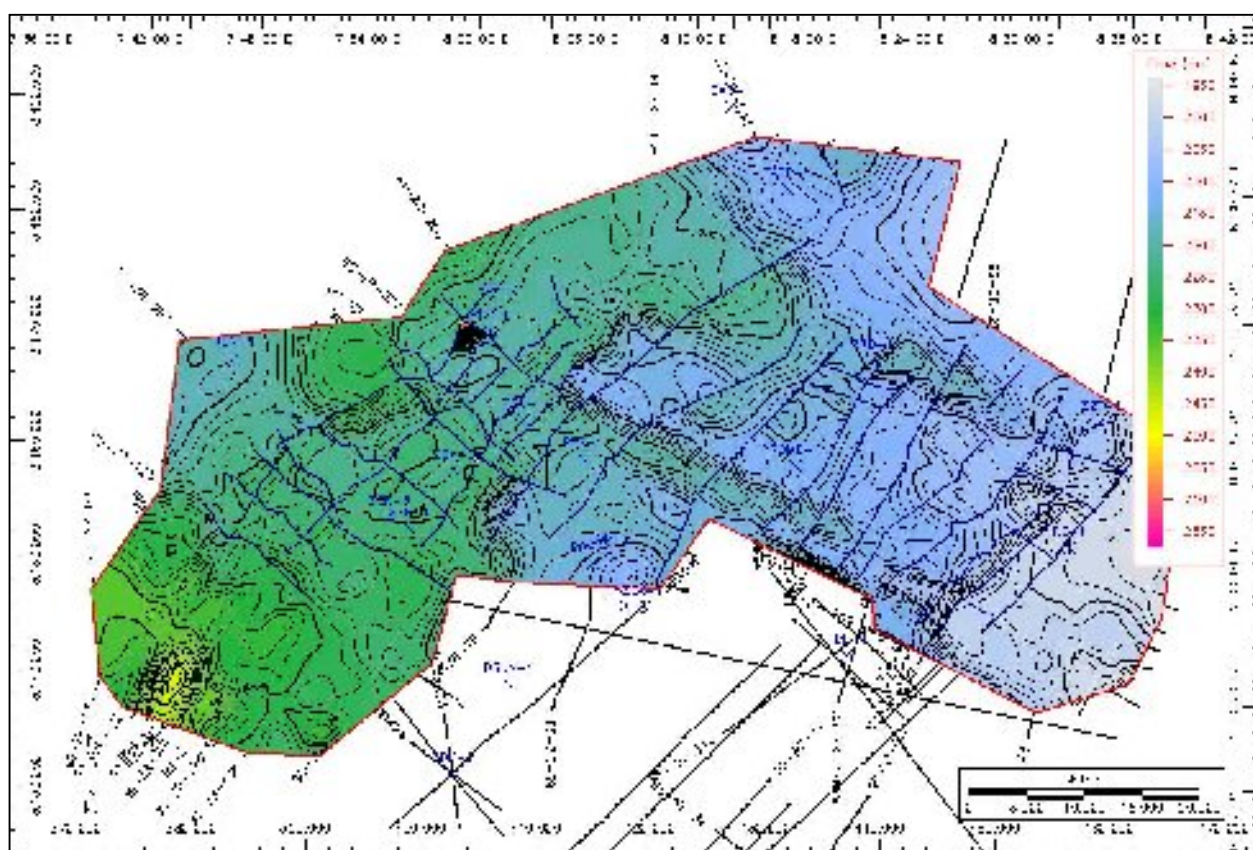


Figure.81. La carte en isochrones à la discordance hercynienne.

VIII.5.2- Les cartes en isochrones-sismique 3D

Deux horizons seulement ont été interprétés à partir de la sismique 3D localisée au Nord Ouest de la zone d'étude (3D_ZEN), il s'agit du Silurien (Top A) et la discordance hercynienne.

VIII.5.2.1- La carte en isochrones à la discordance hercynienne

La carte a confirmé la présence d'un monoclinale structuré qui remonte vers le Nord Ouest, les structures sont orientées Nord-Est/Sud-Ouest. Cette cartographie a mis en évidence un réseau de faille plus prononcé dont la direction la plus dominante est Nord-Est/Sud-Ouest entrecoupée par une direction Nord-Ouest/Sud-Est (fig.82).

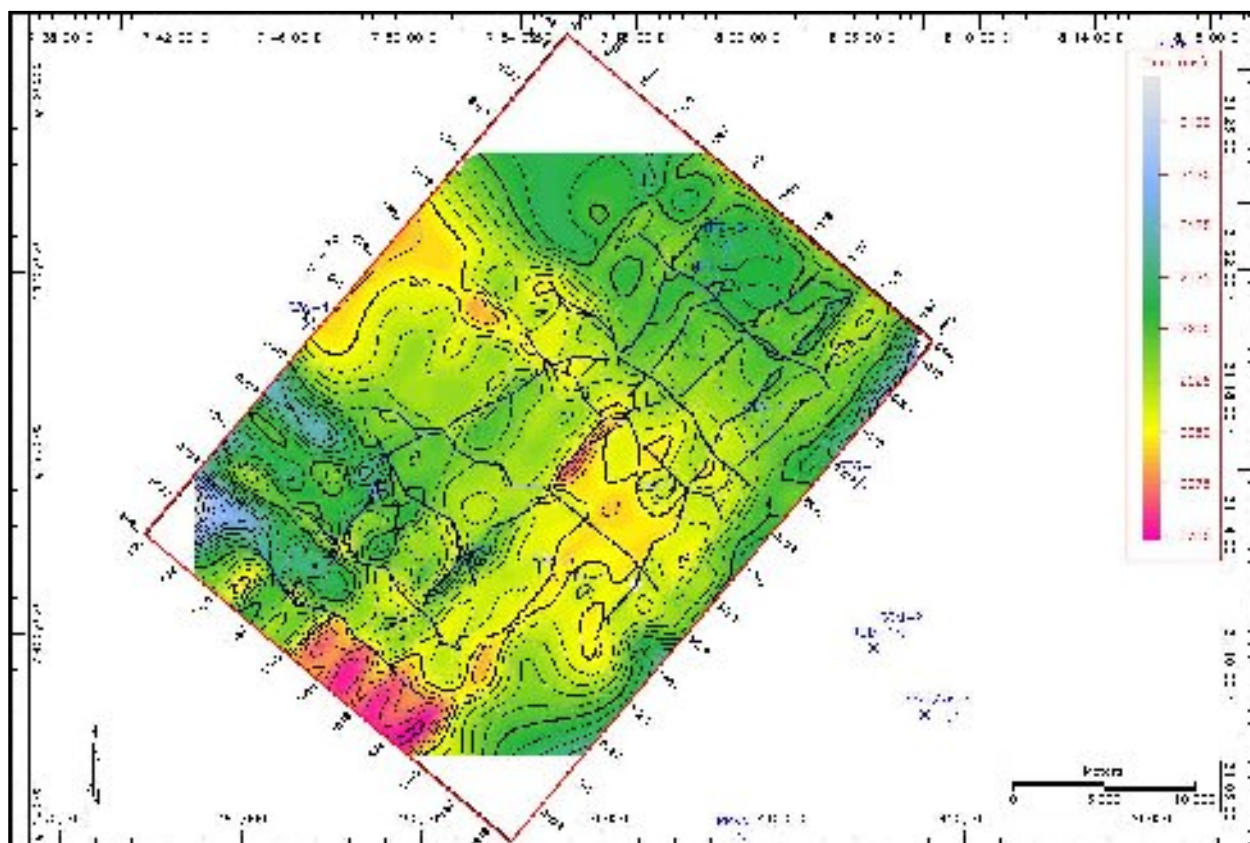


Figure.82. La carte en isochrone à la discordance hercynienne (sismique 3D).

VIII.5.2.2- La carte en isochrones au toit du Silurien (sismique 3D)

La carte en isochrones au toit du Silurien montre une structuration intense d'un monoclinal qui remonte vers le Nord-Est. Cette structuration est contrôlée par un réseau de failles de deux directions ; une direction principale orientée Nord-Est/Sud-Ouest et une direction secondaire orientée Nord-Ouest/Sud-Est (fig.83).

Cette multiplication de direction de faille reflète correctement la structuration du socle en blocs basculés.

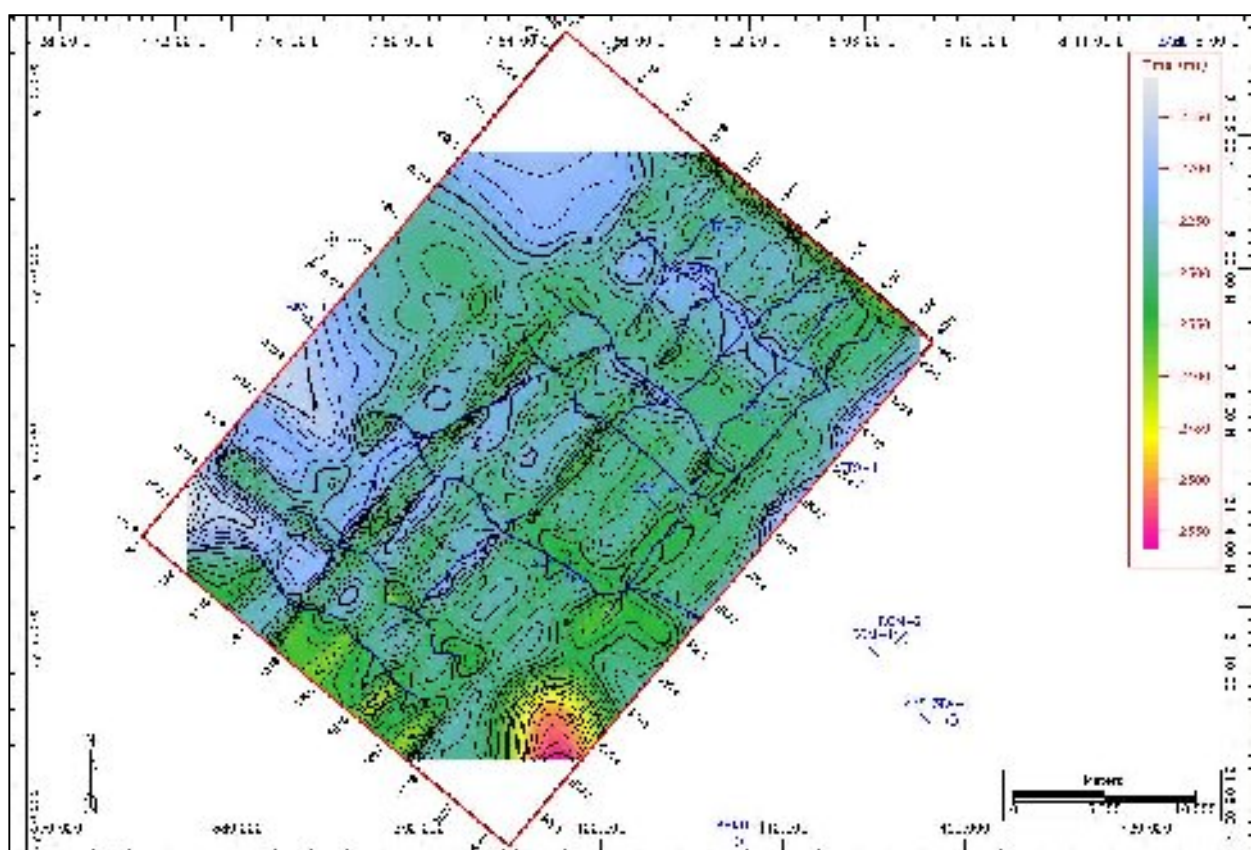


Figure.83. La carte en isochrone au toit du Silurien (sismique 3D).

VIII.5.3- Les cartes en isopaques-temps

Les cartes en isopaques-temps présentent les équivalents des cartes en isopaques-profondeur mais en millisecondes (ms). Le principe de ces réalisations consiste à soustraire les valeurs en temps pour deux horizons cartés au toit des objectifs. Dans notre cas on s'intéresse uniquement à la carte du réservoir dévonien, le réservoir gédinnien et ces unités.

VIII.5.3.1- La carte en isopaques-temps du Dévonien

La carte a montré l'extension du réservoir dévonien sur la totalité de la zone d'étude, avec des épaisseurs temps variables. Cette variation d'épaisseur est causée essentiellement par une érosion différentielle liée à l'orogénèse hercynienne, qui a décapé progressivement les différents termes du Dévonien (fig.84) en allant du l'Est (500ms au niveau du puits RE-1) vers l'Ouest où le Dévonien est érodé complètement (0ms au niveau du puits REN-1).

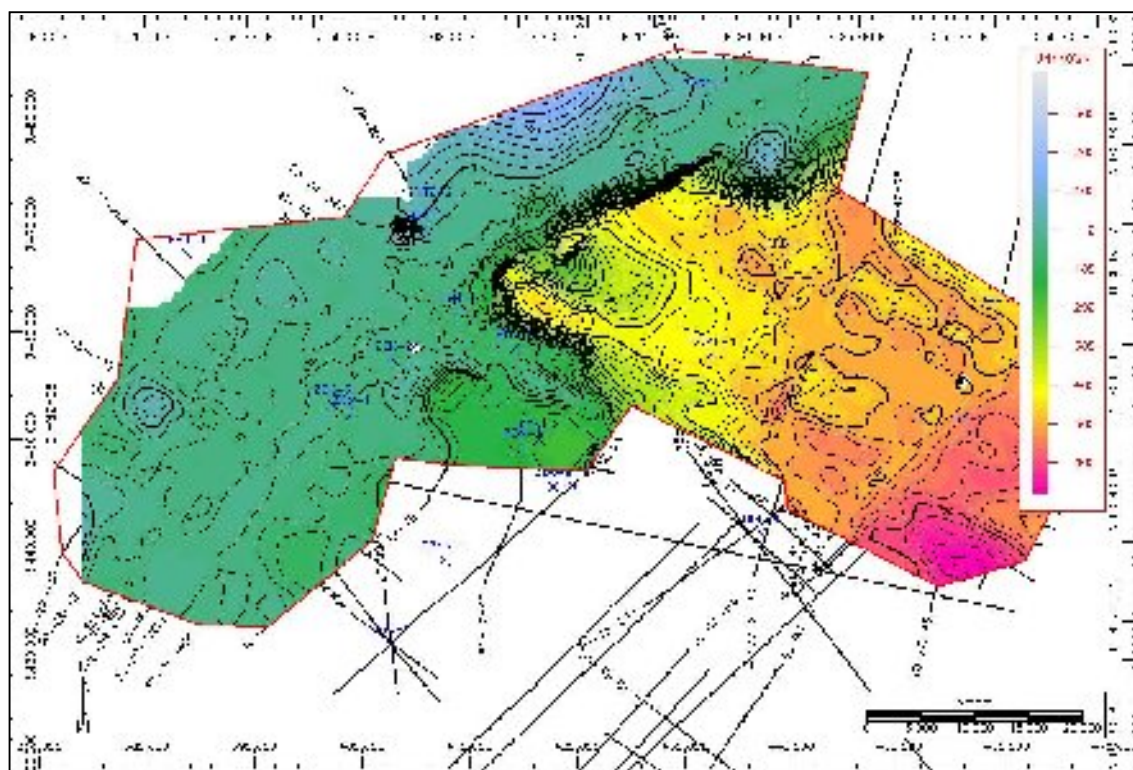


Figure.84. La carte en isopaques-temps du Dévonien.

VIII.5.3.2- La carte en isopaques-temps de l'unité «b»

La carte a montré une présence limitée de l'unité basale du réservoir gédinnien. Les épaisseurs temps sont variables ; le maximum d'épaisseur est localisé à l'Ouest aux alentours du puits RE-1 (100ms) et le minimum d'épaisseur est enregistré tout autour du puits ZEN-1 où l'unité «b» est partiellement érodée (fig.85). Mais malheureusement la carte en isopaques-temps ne montre pas l'existence de cette unité au niveau du puits ZEN-1, parce que nous avons carté les toits des unités.

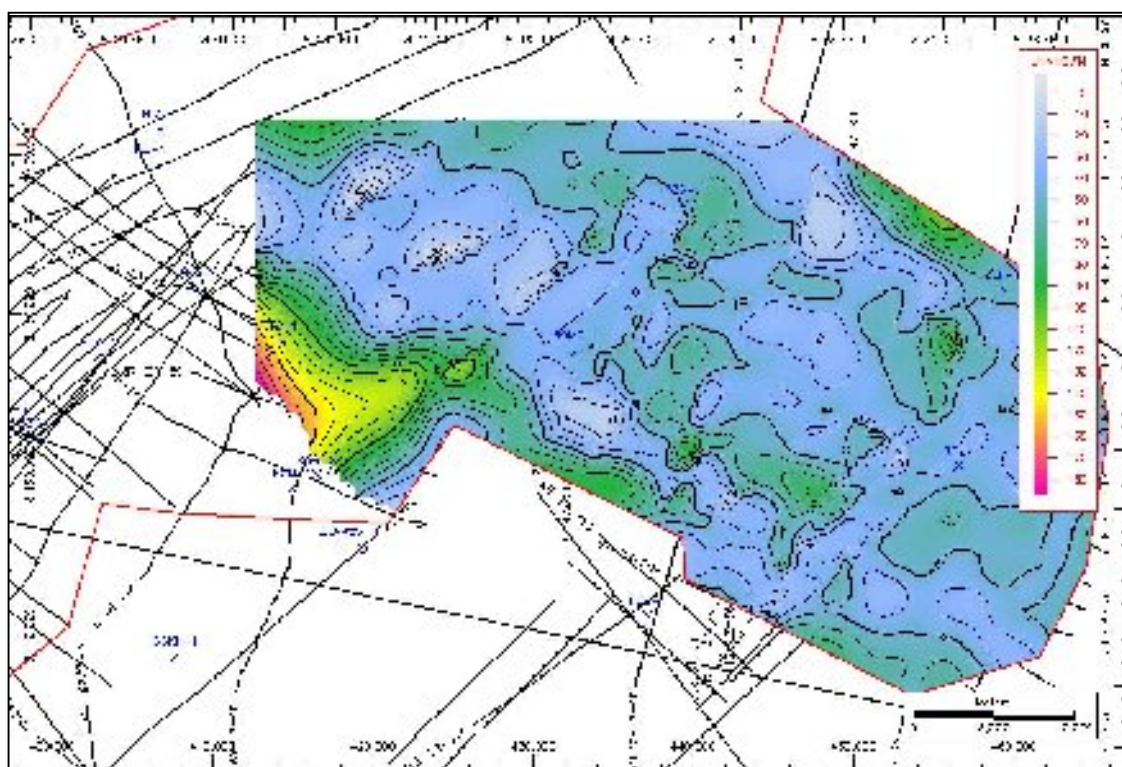


Figure.85. La carte en isopaques-temps de l'unité « b ».

VIII.5.3.3- La carte en isopaques-temps de l'unité «c»

La carte a montré une extension limitée de l'unité «c» du réservoir gédinnien. Les épaisseurs temps sont également variables, mais moins importantes que celles de l'unité précédente ; les épaisseurs maximales sont localisées à l'Ouest aux alentours du puits Re-1 (50ms) et celles minimales sont enregistrées tout autour du puits ZEN-1, où l'unité «c» est complètement érodée (fig.86). Mais malheureusement la carte en isopaques-temps ne montre pas l'existence de cette unité au niveau du puits ZEN-1, parce que nous avons carté les toits des unités.

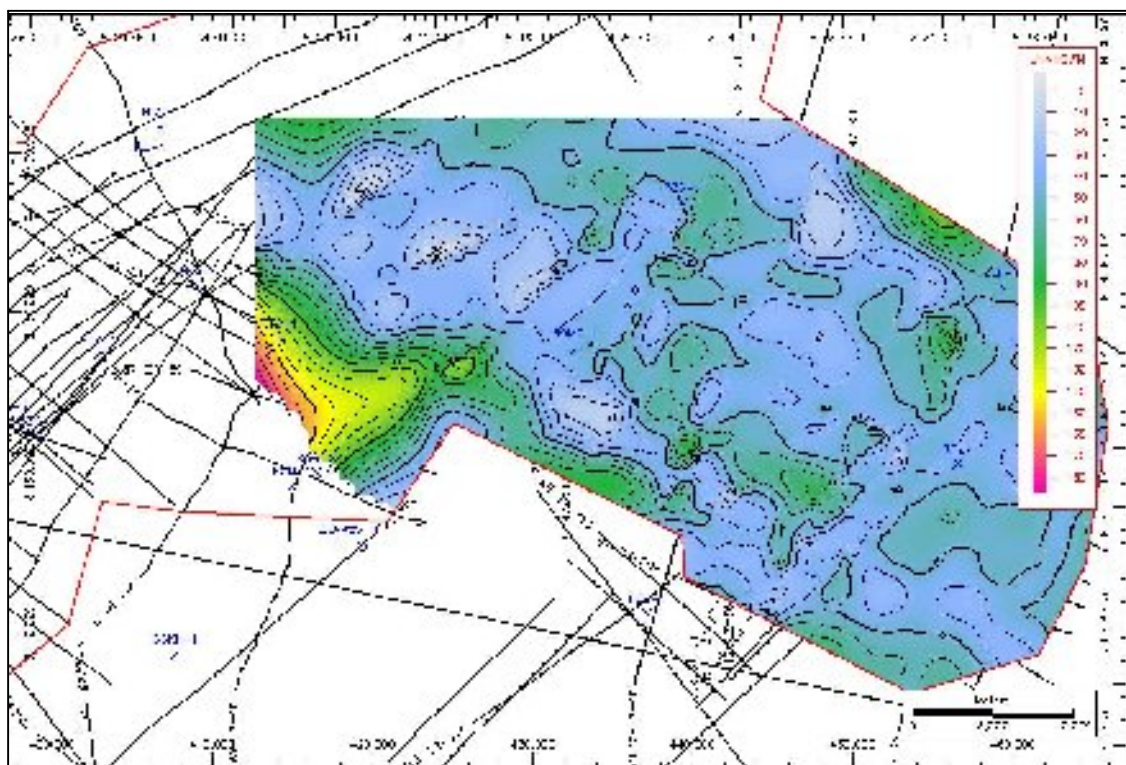


Figure.86. La carte en isopaques-temps de l'unité « c ».

Résumé (7)

L'interprétation conjuguée des cartes en isochrones réalisées aux toits des deux unités du réservoir gédinnien, ainsi que les cartes en isopaques-temps ont mis en évidence :

- Le réseau de failles qui a donné l'image structurale de la zone d'étude et en particulier la partie Nord-Ouest qui est un monoclinale structuré en blocs basculés remontant progressivement vers le Nord-Ouest et a été soumis sous une érosion différentielle d'âge hercynien engendrant les biseaux du Dévonien.
- Les endroits de localisation de ce biseautage; ils sont de nombre de trois (03) :
 - Un biseautage partiel du réservoir gédinnien au niveau du puits ZEN-1.
 - Un biseautage complet du réservoir gédinnien au niveau du puits REN-1.
 - Un biseautage s'avère au niveau du puits ZAR-1 indiqué par un amincissement des épaisseurs malgré la mauvaise couverture sismique dans cette zone, mais il est prouvé par les données des puits.

VIII.6- La stratigraphie sismique

On est resté toujours dans le principe de la stratigraphie séquentielle qui considère qu'à l'échelle d'un bassin, les ensembles sédimentaires sont organisés en « systèmes de dépôts » ou de « cortèges sédimentaires », mais cette fois on les appliques sur des sections sismiques.

L'étude en stratigraphie sismique comporte trois étapes principales:

- La définition des séquences sismiques.
- L'analyse des faciès sismiques.
- L'évaluation des variations relatives du niveau de la mer.

La séquence de dépôt présente une période de sédimentation entre deux événements tectoniques qui sont traduits par des discontinuités au toit et au mur de la séquence (fig.87).

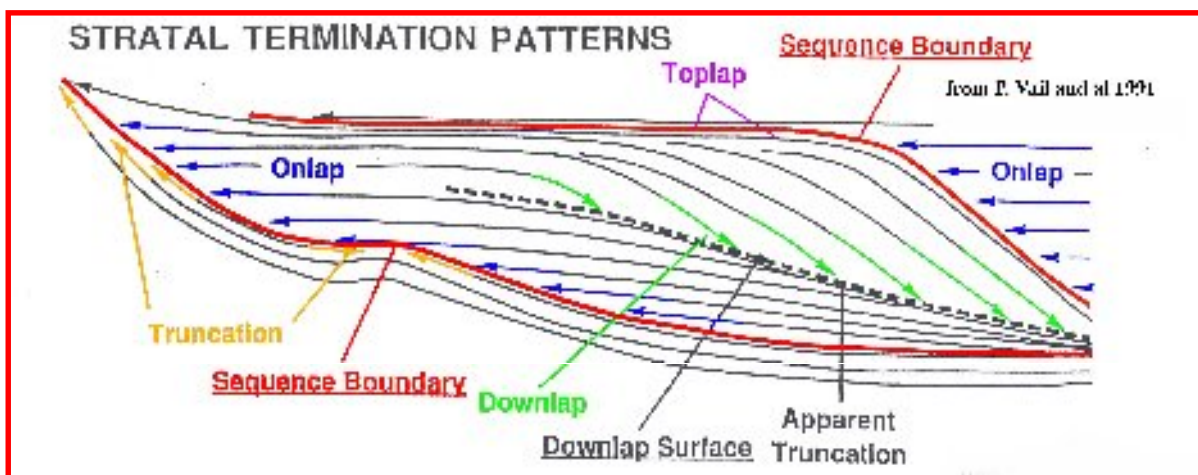


Figure.87. La séquence sismique théorique.

La définition des séquences sismiques nécessite un inventaire de toutes les discordances existantes dans l'intervalle étudié, donc une section ne peut suffire, il faut pouvoir disposer un maillage croisé et couvrir la surface étudiée selon des directions différentes. Pour mettre en évidence les limites séquences, il faut souligner et trier les terminaisons des réflexions selon les images (fig.88).

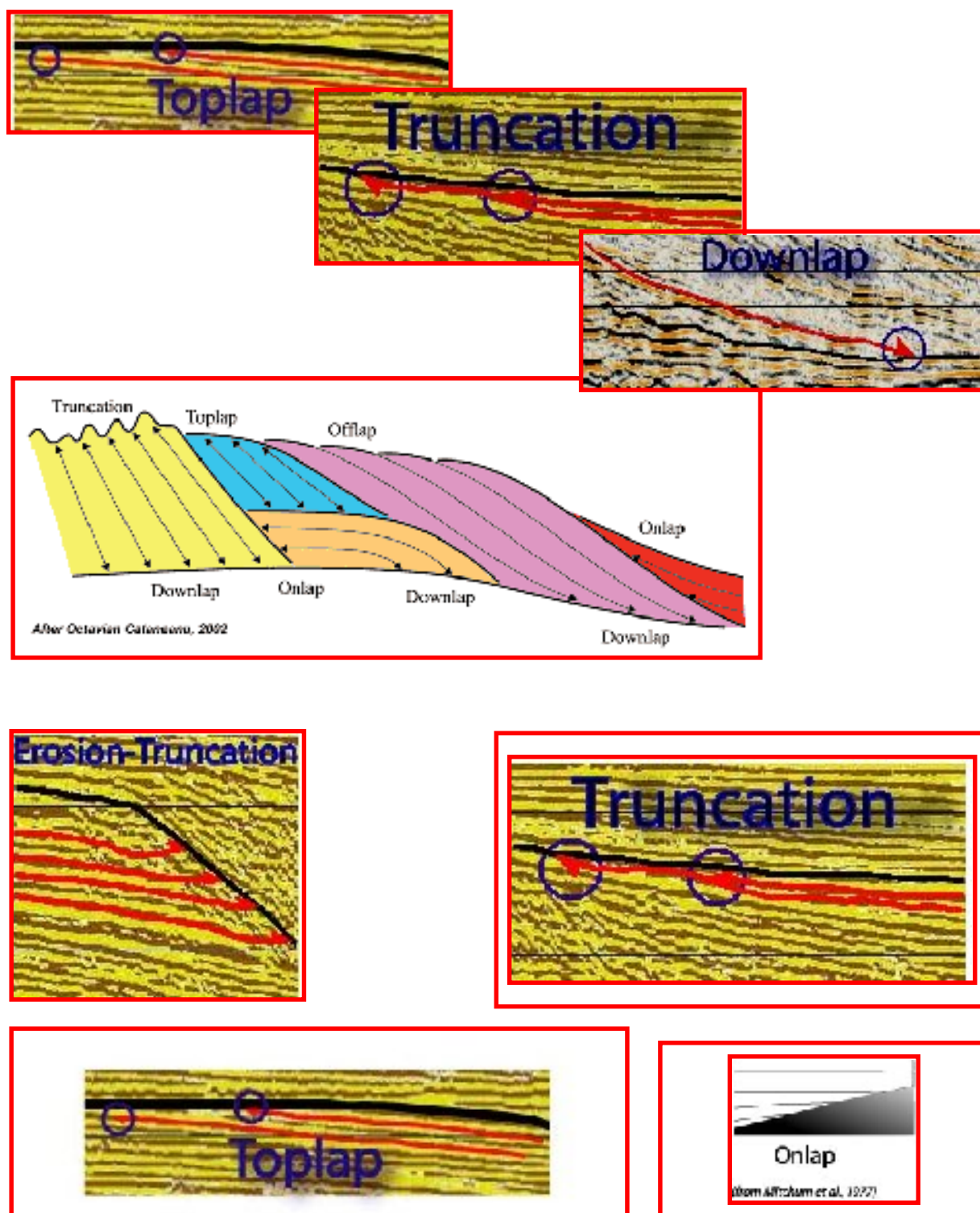


Figure.88. Les expressions sismiques de différentes terminaisons.

Sur le plan stratigraphique les terminaisons des réflecteurs sismiques reflètent le type des cortèges sédimentaires (Tab.12).

Tableau.12. La signification des terminaisons sismiques.

Abréviation	Terminaison	Signification	Cortèges sédimentaires
On	Onlap	Aggradation	TST
Top	Toplap	Hiatus sédimentaire	Discordance
Dow	Downlap	Progradation	HST
Te	Troncature d'érosion	Erosion	Discordance

- Onlap : relation discordante entre un ensemble jeune de couches horizontales biseautées sur une surface ancienne inclinée. Dans l'ensemble jeune, les couches les plus récentes débordent sur les anciennes.

- Downlap : relation basale discordante entre un ensemble jeune à couches inclinées par rapport à une surface moins jeune et moins inclinée. Les couches jeunes vont vers les couches les plus anciennes.

- Toplap : contact biseauté entre les couches initialement inclinées et la surface de base érosive (biseau sommital en franges). Si la surface est très irrégulière, c'est que l'on a eu des troncatures par l'érosion.

- Offlap : dispositif de couches successives inclinées.

VIII.6.1- L'examen des terminaisons des réflexions dans la zone d'étude

Nous avons retient les principaux types de configurations observées dans la zone d'étude :

- Des réflexions parallèles (fig.89a) : caractérisent la zone profonde du bassin.

- Des réflexions sigmoïdes (fig.89b) : caractérisent les zones structurées comme la zone de ROME-1 parfois la bordure du bassin.

- Des réflexions en mamelonnés (fig.89c et 89d) : caractérisent la bordure du bassin.

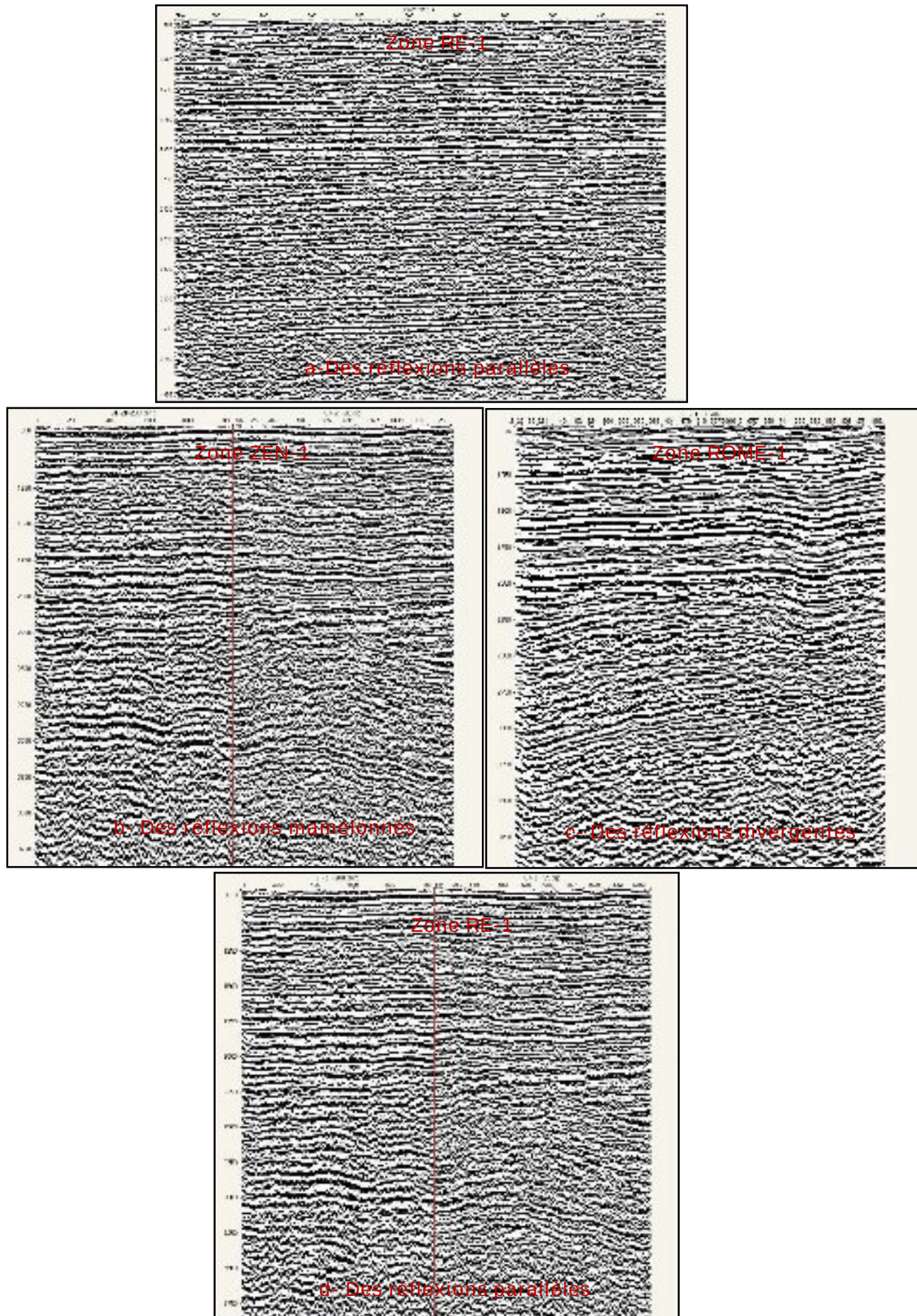


Figure.89. Les terminaisons des réflexions sismiques trouvées dans la zone d'étude.

VIII.6.2- Les séquences sismiques dans l'intervalle étudié

L'intervalle à étudier couvre une fenêtre de temps de 250ms en temps double (2250 à 2500 ms). C'est très réduit comme intervalle (fig.90) pour définir les séquences sismiques, ainsi que la qualité sismique ne facilite pas vraiment la tâche.

Il est indispensable donc d'exploiter les résultats de la stratigraphie séquentielle, il s'agit de trouver les équivalents sismiques des différentes limites définies.

La stratigraphie séquentielle a mis en évidence la présence de deux paraséquences de troisième ordre pour l'ensemble du Dévonien inférieur :

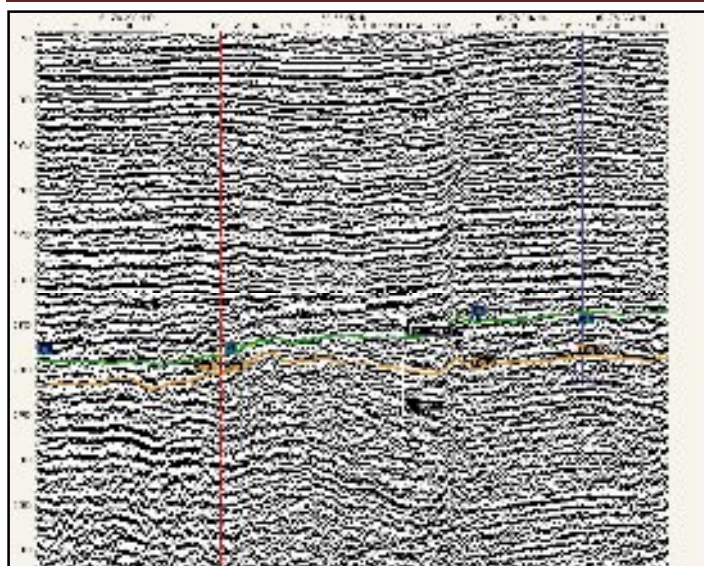
- La para-séquence du Gédinnien.
- La para-séquence du Siegénien-Emsien.

Quatre unités (b, c, d et e) ont été distinguées à l'intérieur de ces deux paraséquences. Ces unités sont séparées par quatre repères lithologiques corrélables à l'échelle du bassin (M1, M2, M3 et M4). Ces repères lithologiques correspondent aux réflecteurs sismiques suivants : Top A, Top B, Top C et Top D, tandis que le réflecteur Top E est indiqué par une déflexion du Gamma Ray. Généralement les calages sur puits sont précieux, mais leur caractère ponctuel devient un inconvénient majeur, car ne sont que rarement corrélables à distance.

VIII.6.2.1- La séquence sismique du Gédinnien

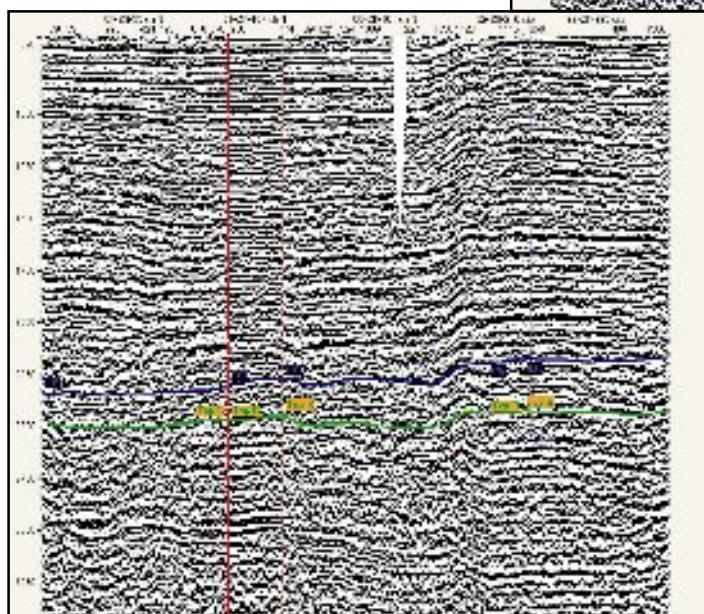
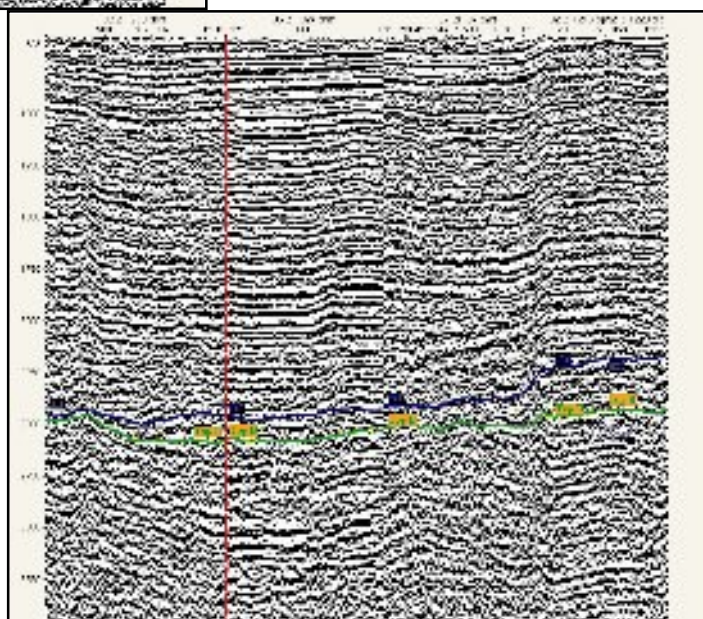
A- Les limites séquences

La limite inférieure du Gédinnien est une SB d'origine eustatique; elle correspond à une chute rapide du niveau marin (Charte eustatique) (fig. 91). Elle correspond à une discordance de type 1a, elle se développe quand le taux de baisse eustatique est égal au taux de subsidence. Elle marque le passage d'une séquence franchement marine (unité « a » du Silurien) vers une séquence plus continentale, régressive et progradante (unité «b» du Gédinnien).



a. La composite passant par les puits ZEN-1 et RE-1.

b. La composite passant par les puits REN-1, ZEN-1 et RE-1.



c. La composite passant par les puits ROME-1 et RE-1.

Figure.90. Les composites sismiques montrant l'intervalle étudié.

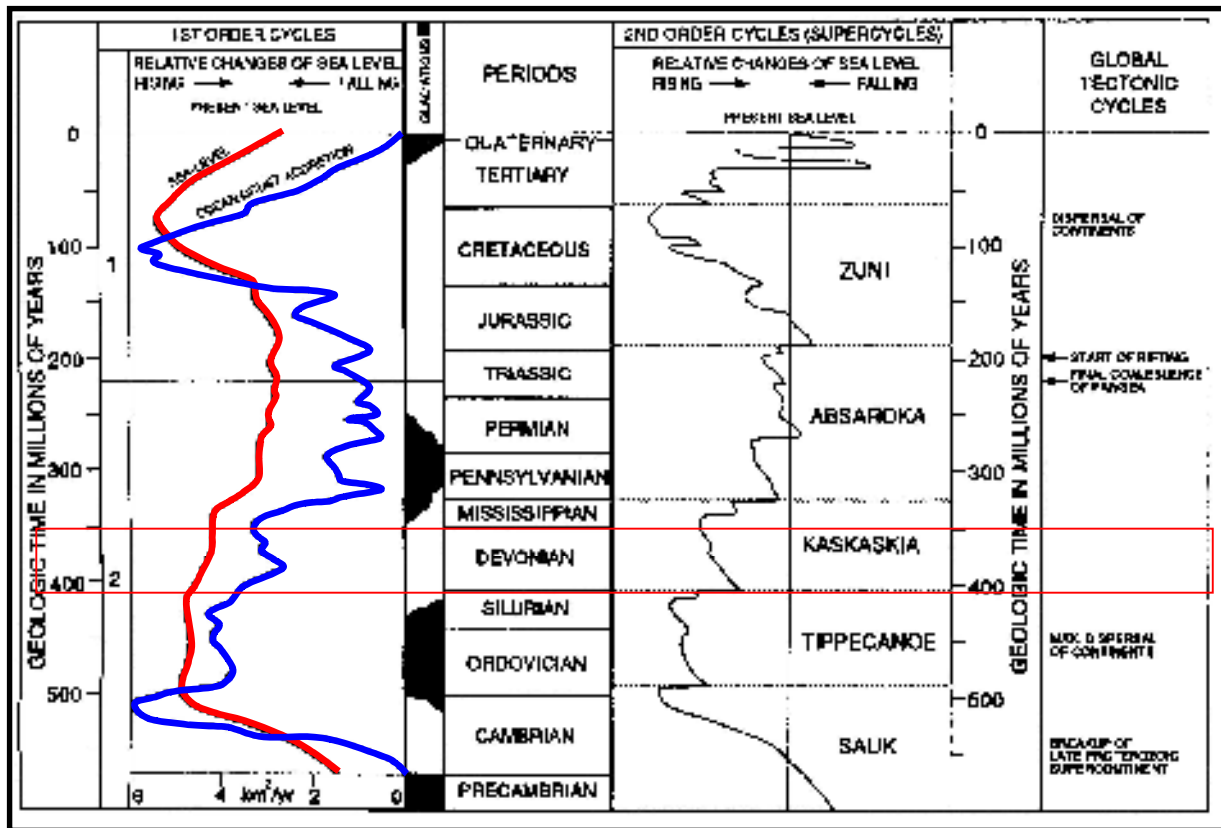


Figure.91. La charte eustatique d'après G. Plint, N. et C. Eyles R. Walker in Facies Model (1992).

En sismique, cette discordance est bien exprimée au niveau de la ligne 87-ZR-95 par les terminaisons des réflecteurs en Onlap (fig. 92).

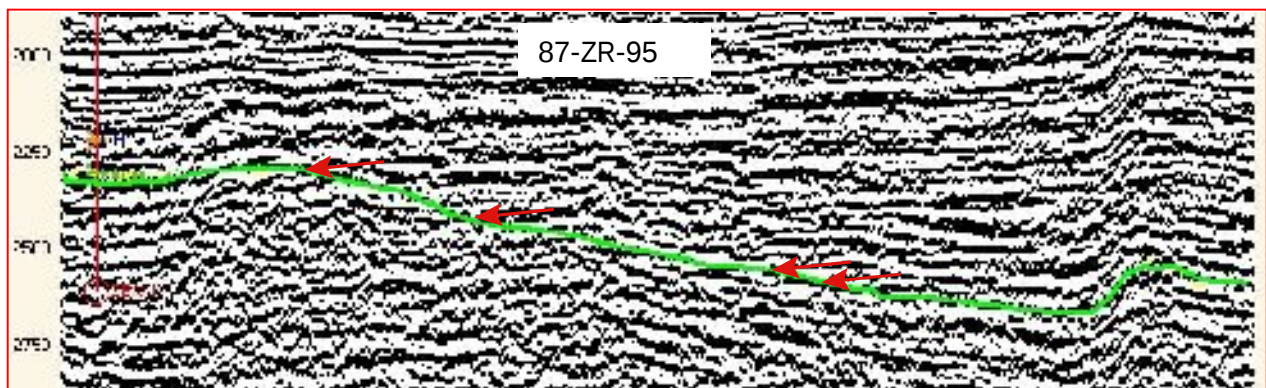


Figure.92. La limite inférieure du Gédinnien en sismique.

La limite supérieure du Gédinnien est carottée à BRN-1, elle marque l'arrivée brutale de produits ferrugineux liés à un changement climatique et une limite SB. En sismique elle est mal exprimée où un seul réflecteur se termine en Onlap, cette limite coïncide avec l'horizon Top C (fig.93).

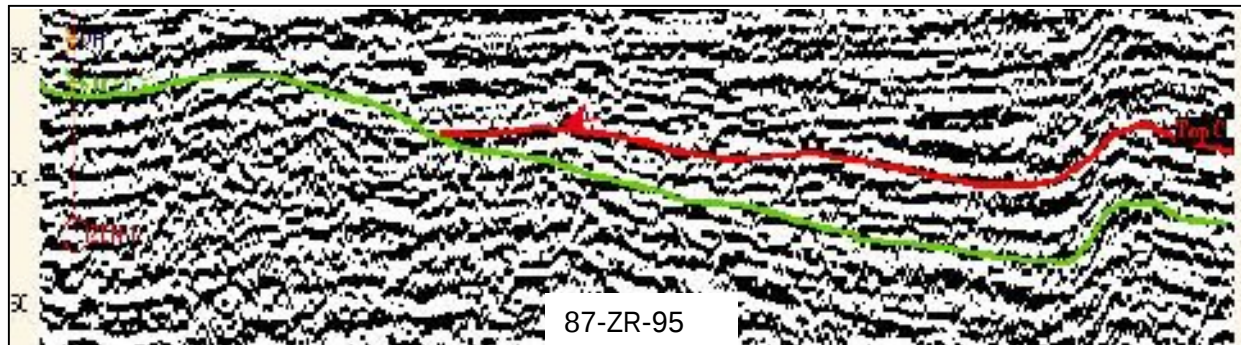
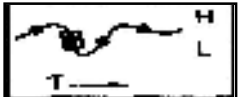
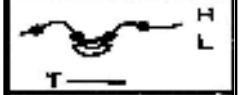
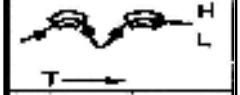
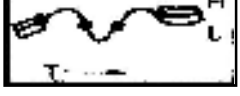


Figure.93. La limite supérieure du Gédinnien en sismique.

B- Les cortèges sédimentaires

A l'aide des résultats de la stratigraphie séquentielle d'une part et le tableau ci-dessous (Tab. 13), qui résume les relations entre les types de cortèges et les discordances, les surfaces de non dépôt et les intervalles condensés.

Tableau.13. Les relations entre les types de cortèges sédimentaires et les discordances.

Cortèges sédimentaires	Position eustatiques	Limite supérieure	Limite inférieure	Tendance Régressive/Transgressive
Cortège de bas niveau marin		1b	1a	
Cône sous marin de bas niveau		CS+	1b, 1a	Régression décroissante
Cortège de haut niveau marin		1a, 2	CS	Régressive croissante
Transgressive		CS	1a, 2	Transgression croissante
Plate forme marine		CS	1a, 1b, 2	Régression décroissante

IFP.2009

D'autre part, on a pu ressortir les différents cortèges sédimentaires de la séquence gédinnienne (fig.94).

La séquence gédinnienne est une séquence complète avec les trois cortèges sédimentaires disposés en ordre chronologique (LST, TST et HST) ces cortèges sont bien individualisés (fig.94). Les hiatus dus à l'érosion ou l'absence de dépôts sont bien visibles. En aucun point on a une succession complète des dépôts.

La figure ci-dessous (fig.94) a montré que dans un cortège sédimentaire, les lignes séparant les prismes sédimentaires sont des lignes sédimentaires (horizontales). Certaines limites de cortèges sont diachrones. Les limites de séquences ne sont pas des surfaces isochrones.

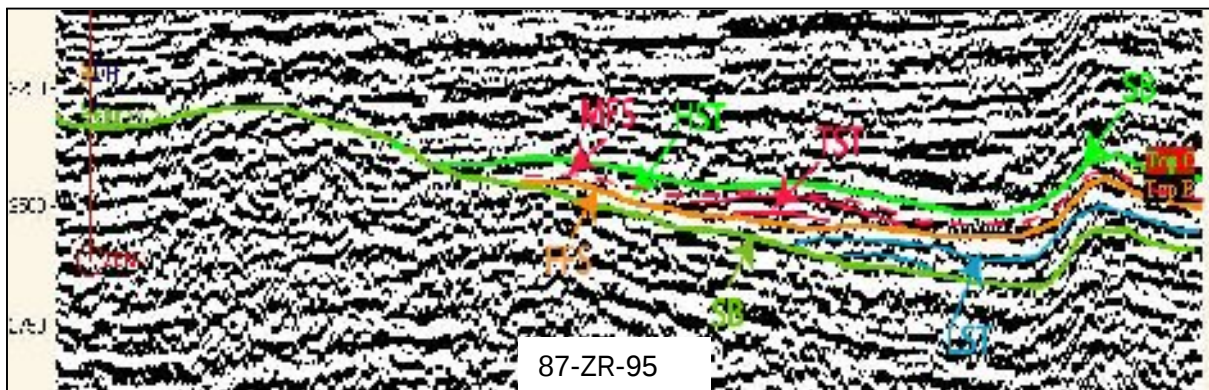


Figure.94. Les cortèges sédimentaires de la séquence gédinnienne.

VIII.6.2.2- La séquence sismique du Siegénien-Emsien

A- Les limites séquence

La séquence sismique du Siegénien-Emsien repose directement sur la séquence gédinnienne. Sa limite basale est une limite séquence SB-1, c'est la limite supérieure de la séquence gédinnienne (fig. 93), elle est bien mise en évidence au niveau du puits Re-1. Elle correspond à l'horizon Top C.

La limite supérieure est une limite séquence SB matérialisée par des terminaisons en Onlap (fig.95).

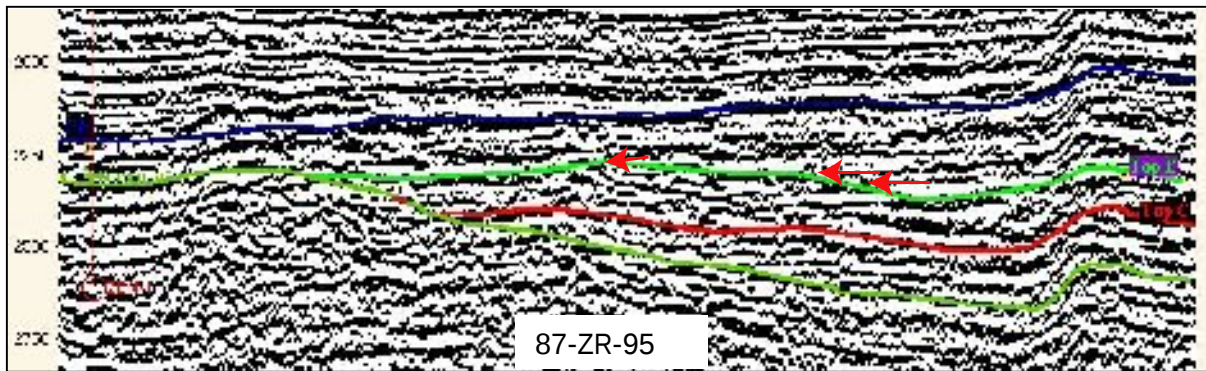


Figure.95. La limite supérieure de la séquence sismique Siegénien-Emsien.

B- Les cortèges sédimentaires

La caractérisation des différents cortèges sédimentaires dans la séquence du Siegénien-Emsien est beaucoup mieux que celle de la séquence gédinnienne (fig. 96). Dans cette séquence quatre cortèges ont été différenciés (LFST, LST, TST et HST), chaque cortège sédimentaire reflète une variation du niveau marin.

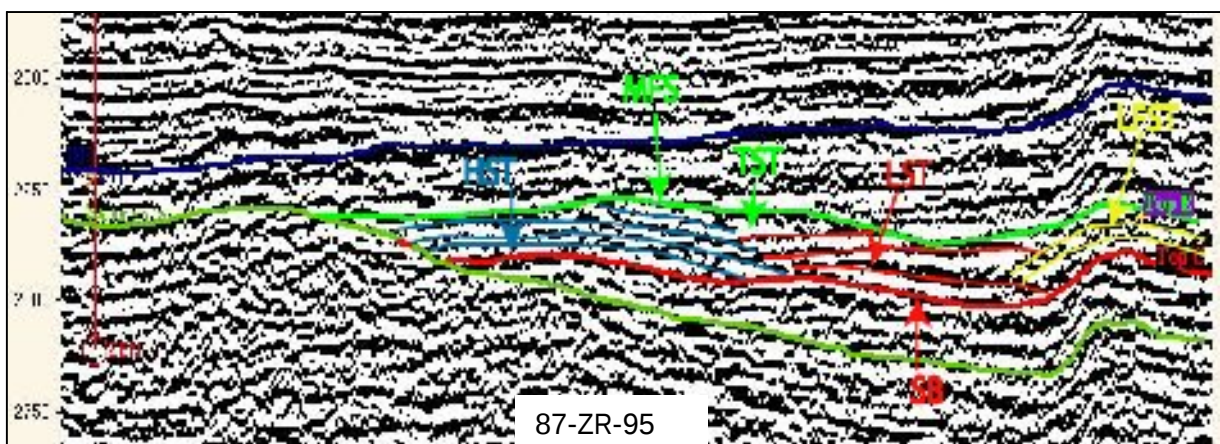


Figure.96. Les cortèges sédimentaires de la séquence Siegénien-Emsien.

VIII.7- Les attributs sismiques

L'un des objectifs du présent travail est la caractérisation sédimentologique du réservoir gédinnien par les attributs sismiques.

VIII.7.1- Les attributs sismiques de réflexions

On appelle faciès sismique l'ensemble des caractères d'un groupe relativement homogène de réflexions sismiques liées à un même ensemble sédimentaire.

Sa détermination s'effectue grâce à tous les caractères classiques des définitions des réflecteurs (amplitude, fréquence, continuité et géométrie des réflecteurs) auxquels s'ajoute la notion de faciès et de configuration sismique, c'est-à-dire la disposition des réflexions entre elles. Les attributs peuvent être subdivisés en deux grandes catégories :

- **Catégorie I** : les attributs géométriques, qui décrivent les relations temporelles et spatiales des attributs. On note :

- La continuité latérale mesurée par une variable, reste un bon indicateur de la similarité des couches ainsi que de la discontinuité (interprétation lithologique).

- **Catégorie II** : les attributs physiques, qui sont représentés par les mesures sismiques en relation avec la propagation des ondes sismiques. On distingue :

- L'amplitude de l'enveloppe : est proportionnelle au contraste d'impédance acoustique.
- Les fréquences renseignent sur l'épaisseur des bancs
- Les vitesses instantanées informent sur les propriétés des roches (caractérisation de réservoir).

VIII.7.1- Les attributs géométriques

La détermination de faciès sismiques de géométrie à partir des profils sismiques est basée en partie sur les travaux de Droz et al. (1999) (fig.97).

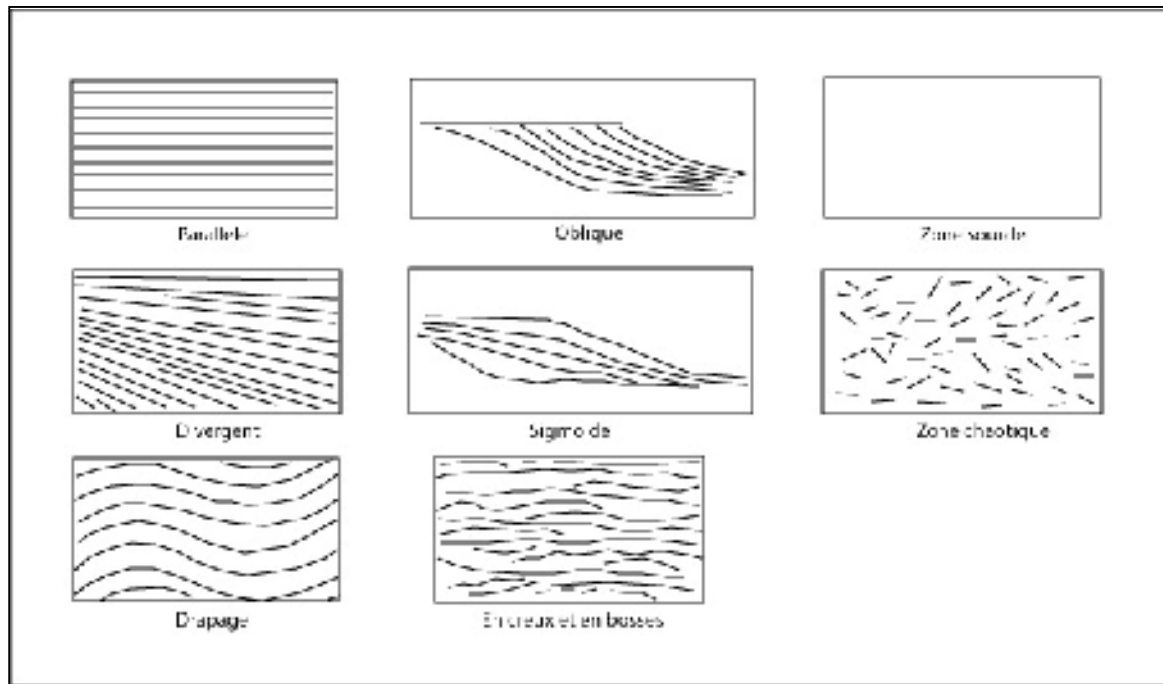


Figure.97. Certaines formes de réflexion (FAGIS. 1978).

Les types de faciès sismiques possibles sont les suivants :

VIII.7.1.1- La configuration

Il existe trois types principaux de configurations reconnues où nous pouvons distinguer certaines différenciations, mais elles restent dans la même famille de géométrie de réflexion :

▪ **Les réflexions à développement vertical** : ce sont toutes les réflexions à géométrie :

- Les réflexions parallèles.
- Les réflexions sub-parallèles.
- Les réflexions divergentes.

Elles témoignent d'une sédimentation essentiellement verticale, c'est l'aggradation.

▪ **Les réflexions à développement horizontal** : ce sont les réflexions à configuration de propagation (Sigmoide) :

- Les réflexions obliques.
- Les réflexions complexes sigmoïdes obliques.
- Les réflexions en toit de bardeaux (SHINGLED).
- Les réflexions en creux et en bosse (Hummocky).

▪ **Les réflexions non cohérentes** : ce sont des faciès sismiques où il est impossible de définir clairement une géométrie de réflexions, ils sont dits « Chaotiques ».

La configuration va donner des indications sur :

- La disposition des lits sédimentaires.
- Le processus de dépôt des sédiments.
- L'existence ou non d'érosion.
- La paléo-topographie de la base de la séquence étudiée.
- L'éventuel contact entre fluides.

VIII.7.1.2- La continuité

C'est la persistance du caractère du réflecteur sur toute sa longueur ; on a ainsi la continuité de l'amplitude du réflecteur. Alors il apparaît clairement que plus un réflecteur aura une forte amplitude plus la continuité sera ainsi facile à identifier. Cependant si un réflecteur possède une amplitude moyenne, à savoir des arches bien distinctes les unes des autres, mais si ce caractère reste le même sur tout le réflecteur, alors il y'a quand même, mais elle sera plus délicate à mettre en évidence. La continuité va donner des indications sur :

- La continuité ou constance des lits sédimentaires de part et d'autre de l'interface.
- Le processus de dépôt des sédiments.

VIII.7.1.3- L'amplitude

L'amplitude est l'appréciation de l'ampleur de la déformation de la trace sismique, visualisée par l'existence plus ou moins grande d'une arche noircie sur la trace. Lorsque l'amplitude sera forte les arches juxtaposées pourront s'emboîter les unes dans les autres et accentuer cet aspect de forte amplitude.

L'amplitude va donner des indications sur :

- L'importance du contraste entre les deux milieux de part et d'autre de l'interface.
- D'éventuelles variations de porosité (surtout pour les carbonates).
- La présence de fluides autres que l'eau (surtout dans le cas du gaz).

VIII.7.1.4- Les faciès sismiques de géométrie déterminés dans l'intervalle étudié

A- Les faciès d'amplitude

▪ **Faciès forte amplitude**

- HAR (High Amplitudes Reflectors)

Les réflecteurs sont discontinus, en général de haute amplitude et de haute fréquence et discordants entre eux ; ils correspondent aux remplissages grossiers et hétérogènes des chenaux. La présence des HAR montre l'activité du chenal (transport, érosion et dépôt). Les strates des HAR se terminent en majorité en biseau d'aggradation (fig.98).

- HARP (High Amplitudes Reflectors Packet) : paquet de réflecteurs de forte amplitude et de faible fréquence, au sommet de quelques systèmes chenaux –levées. Ces paquets représentent souvent les premiers dépôts grossiers d'un système chenal-levée (fig.98).

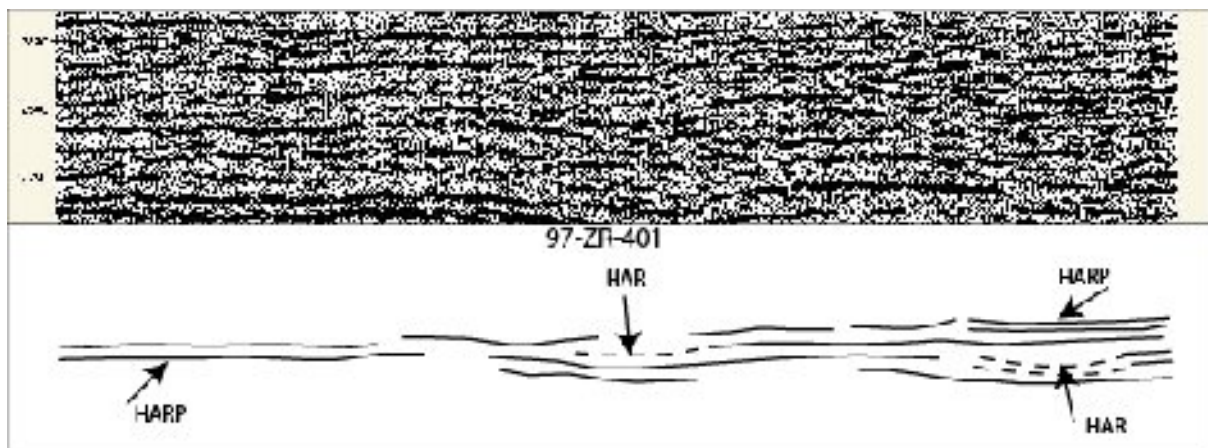


Figure.98. Les faciès sismiques de forte amplitude.

B- Faciès de configuration

▪ Faciès chaotique

Souvent marqué par un réflecteur continu de forte amplitude sur lequel les réflecteurs supérieurs sont discontinus en forme d'hyperbole (fig.99).

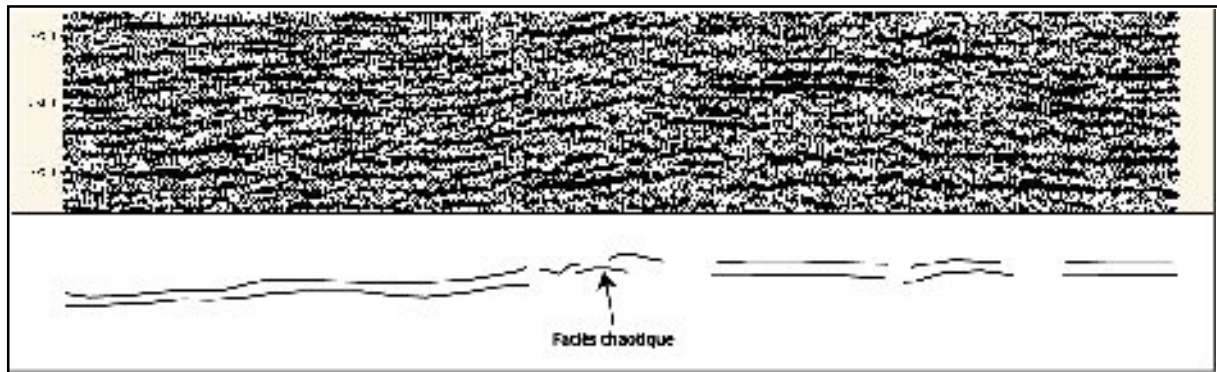


Figure.99. Les faciès sismiques chaotiques.

C- Faciès de continuité

▪ Faciès lités

Les faciès lités montrent des réflecteurs d'assez forte amplitude, le critère de reconnaissance de ces faciès est la grande continuité des réflecteurs.

▪ Faciès lité continu

Les réflecteurs sont continus, d'amplitude variable (fig.100).

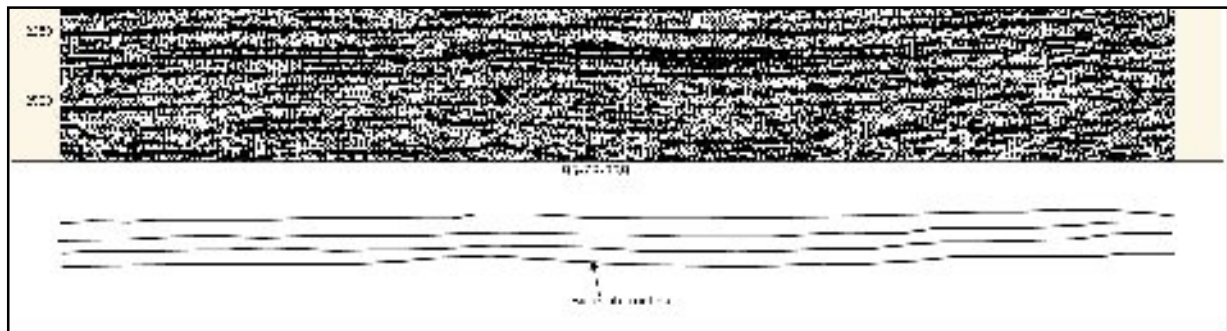


Figure.100. Les faciès sismiques lités continus.

▪ Faciès lité discontinu

Il est constitué de réflecteurs de forte à moyenne amplitude, interrompus par des corps tabulaires. Ces corps pourraient correspondre à des corps sableux de chenaux distaux (fig.101).

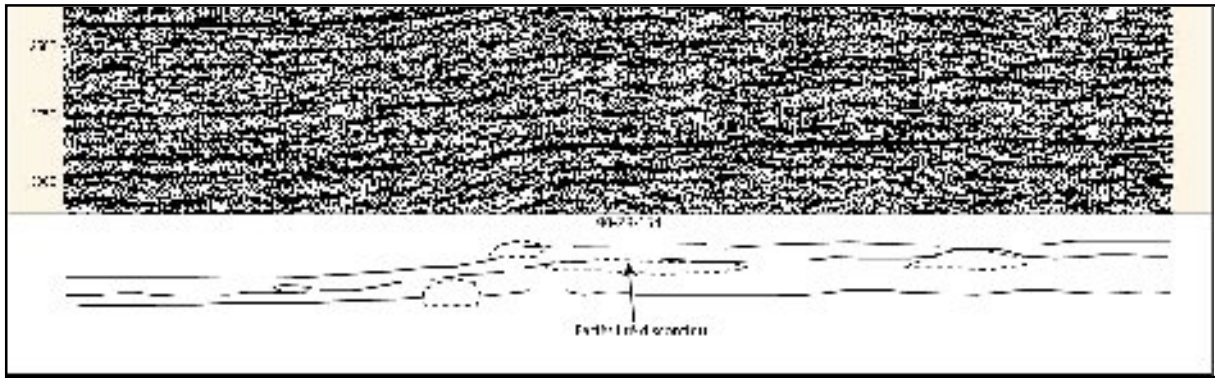


Figure.101. Les faciès sismiques lités discontinus.

VIII.7.2- Les attributs physiques

Les attributs physiques sont les bons indicateurs de la sédimentologie mais ne sont pas toujours réalisables. Dans notre cas d'étude l'attribut physique le plus favorable pour déterminer la terminaison des biseaux est l'impédance acoustique qui est proportionnelle à l'amplitude.

VIII.7.2.1- L'impédance acoustique

On rappelle que l'impédance acoustique d'un milieu est exprimée par le rapport :

$$Z = P/V$$

Z : Impédance acoustique en (Pa.s/m).

P : Pression acoustique en (Pascal).

V : vitesse de déplacement local d'une onde acoustique en (m/s).

L'impédance acoustique traduit la « résistance » d'un matériau au passage du son. En fait sa valeur peut dépendre de nombreux paramètres (gradients de température, de densité...etc). Il faut distinguer :

- L'impédance caractéristique d'un milieu, comme par exemple l'air,
- L'impédance d'un composant acoustique comme par exemple un résonateur, un silencieux ou un tuyau d'orgue.
- L'impédance caractéristique : est une propriété du matériau considéré et elle est égale, dans le cas d'un espace illimité, au produit de la masse volumique du matériau (ρ) par la vitesse du son (V) dans ce même matériau :

$$Z = \rho.V$$

Z : Impédance caractéristique en (Pa.s/m).

ρ : Masse volumétrique en (kg/m^3).

V: Vitesse du son en (m/s).

- La masse volumique : Pour toute substance homogène, le rapport de la masse (m) correspondant à un volume (V) de cette substance est indépendante de la quantité choisie : c'est une caractéristique du matériau appelée masse volumique :

$$\rho = m/v$$

ρ : masse volumique en kg.m^{-3} ou kg/m^3 , g/cm^3 , kg/dm^3 , t/m^3 .

m : Masse volumique en (kg/m^3)

V : Volume en (m^3)

Pour des conditions de température et de pression données, le coefficient de proportionnalité m/V est une caractéristique du matériau. (David R. Lide, CRC Handbook of Chemistry and Physics, CRC Press Inc, 2009, 90^e éd., Relié, 2804 p. (ISBN 978-1-420-09084-0)).

- La densité: la densité d'un matériau pour les solides et les liquides, est le rapport de la masse volumique de ce matériau à celle de l'eau. Pour les gaz, la densité est calculée en rapport avec la masse volumique de l'air. Dans les deux cas, la densité est donc un nombre sans dimension (donc sans unité).

Remarque : le terme densité est souvent employé incorrectement à la place de l'expression masse volumique. Ceci provient de ce que, pour les solides et les liquides, la valeur numérique est la même.

En générale, l'impédance acoustique est en relation avec deux paramètres physiques ; la densité qui est mesurée par l'enregistrement diagraphique (ROHB) et la vitesse du son qui est également mesurée par l'enregistrement diagraphique du sonique (Δt). Ces deux enregistrements ont été exploités pour calculer l'impédance acoustique au niveau de chaque puits, cette dernière sera exploitée dans l'inversion sismique.

VIII.8- La relation sismique et diagraphie

Pour l'approche sismique/diagraphie on a utilisé le logiciel Easy Trace ce dernier est exploité pour générer l'impédance acoustique.

La qualité de l'information déduite de la sismique est très dépendant de la complexité des milieux géologiques traversés. Les informations de puits fournies par les diagraphies sont des contraintes nécessaires et indispensables à la mise en œuvre et au traitement de la sismique. La relation entre la sismique et les diagraphies est matérialisée par:

- Etablissement d'un sonique calé sur la sismique de puits et représenté en fonction du temps.
- Calage de la loi $T=f(Z)$ issue de la diagraphie acoustique sur celle de la sismique de puits (méthode block shift).
- Calcul du log d'impédance acoustique et de la fonction de réflectivité.
- Etablissement d'un film synthétique à l'aide d'une ondelette appropriée.
- Analyse comparative des traces sismiques (film synthétique issu des diagraphies et trace sismique) et/ou des logs d'impédance acoustique (issus des diagraphies et de la sismique) pour l'identification des utilisations combinées des informations diagraphiques et de la sismique de puits, au puits, au voisinage du puits (informations structurales).

VIII.8.1- EasyTrace

Easy Trace est un logiciel de traitement de data, a pour but :

- Edition et le traitement de n'importe quelles données géologiques et géophysiques de 1D.
- Travail simultanément en domaines de temps et de profondeur.
- Manipulation et édition numérique et graphique de tout genre de données de 1D.
- Génération des tables multi puits-multi variables : les histogrammes et cross-plots des vues, l'analyse des composants principaux et la détermination d'électro-faciès.

VIII.8.1.2- Organisation D'Easy Trace

La figure ci-dessous (fig.102) montre l'organisation du logiciel Easy Trace.

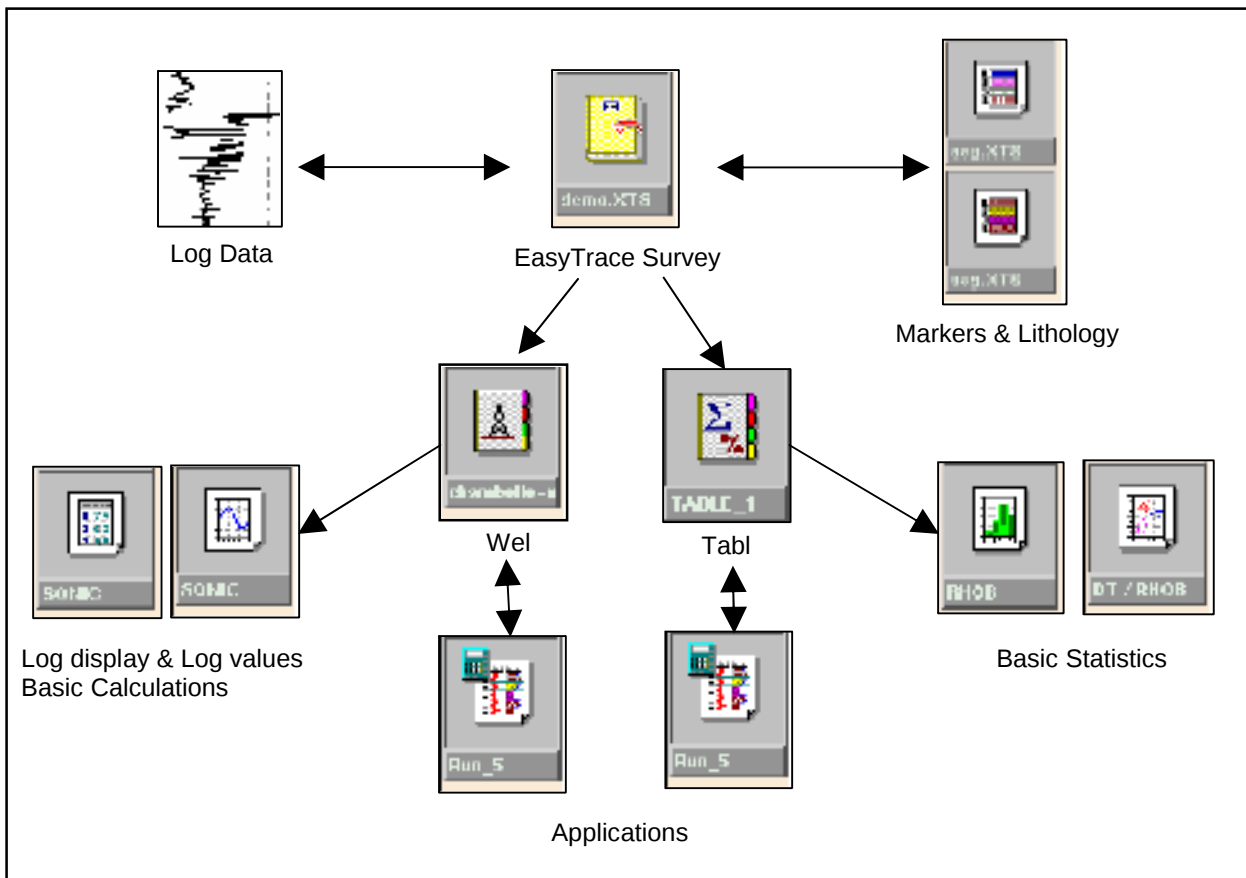


Figure.102. L'organisation d'Easy Trace.

Dans notre étude, Easy Trace est utilisé dans deux approches :

- L'approche sismique et diagraphie.
- L'approche d'inversion.

VIII.8.2- La relation sismique et diagraphie dans l'intervalle réservoir

Il s'agit de générer l'attribut de l'impédance acoustique au niveau des puits de la zone d'étude, ensuite l'exploitée pour définir la lithologie de l'intervalle réservoir étudié.

A- Le puits ZEN-1

Le puits ZEN-1 est sensé trouvé dans la terminaison d'un biseau, où le réservoir gédinnien s'est présenté partiellement par l'unité « b ». L'enregistrement diagraphique du sonique, du Gamma Ray et de la densité avec le carottage continu (fig.103) nous a aidé de dégager la lithologie au niveau de l'intervalle réservoir.

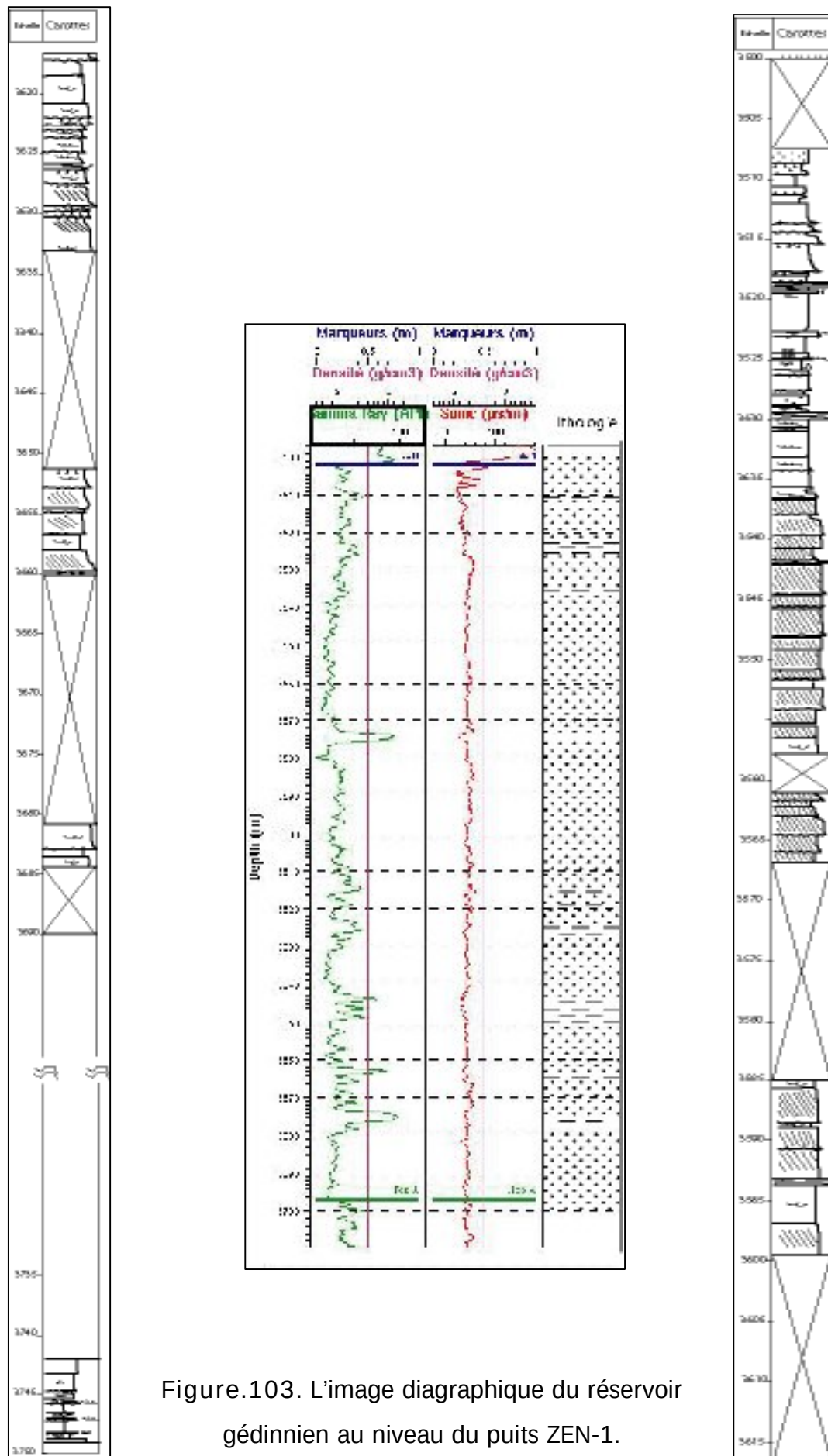


Figure.103. L'image diagraphique du réservoir gédinnien au niveau du puits ZEN-1.

Du point de vue sismique, l'intervalle réservoir est en général mal exprimé et la qualité sismique est beaucoup mieux en sismique 2D qu'en sismique 3D (fig.104), les réflecteurs sismiques ne possèdent pas une bonne continuité latérale, Cette mauvaise qualité rendre la détermination des marqueurs (Toit et mure) difficile. En ajoutant que l'épaisseur du Gédinnien en sismique est très réduite, ce qui a rendu le suivi des marqueurs est délicat.

En vue de ces constatations, le calage de la sismique par les diagraphies en utilisant en particulier le sonique est évident afin de remettre les évènements géologiques à leurs correctes positions sismiques.

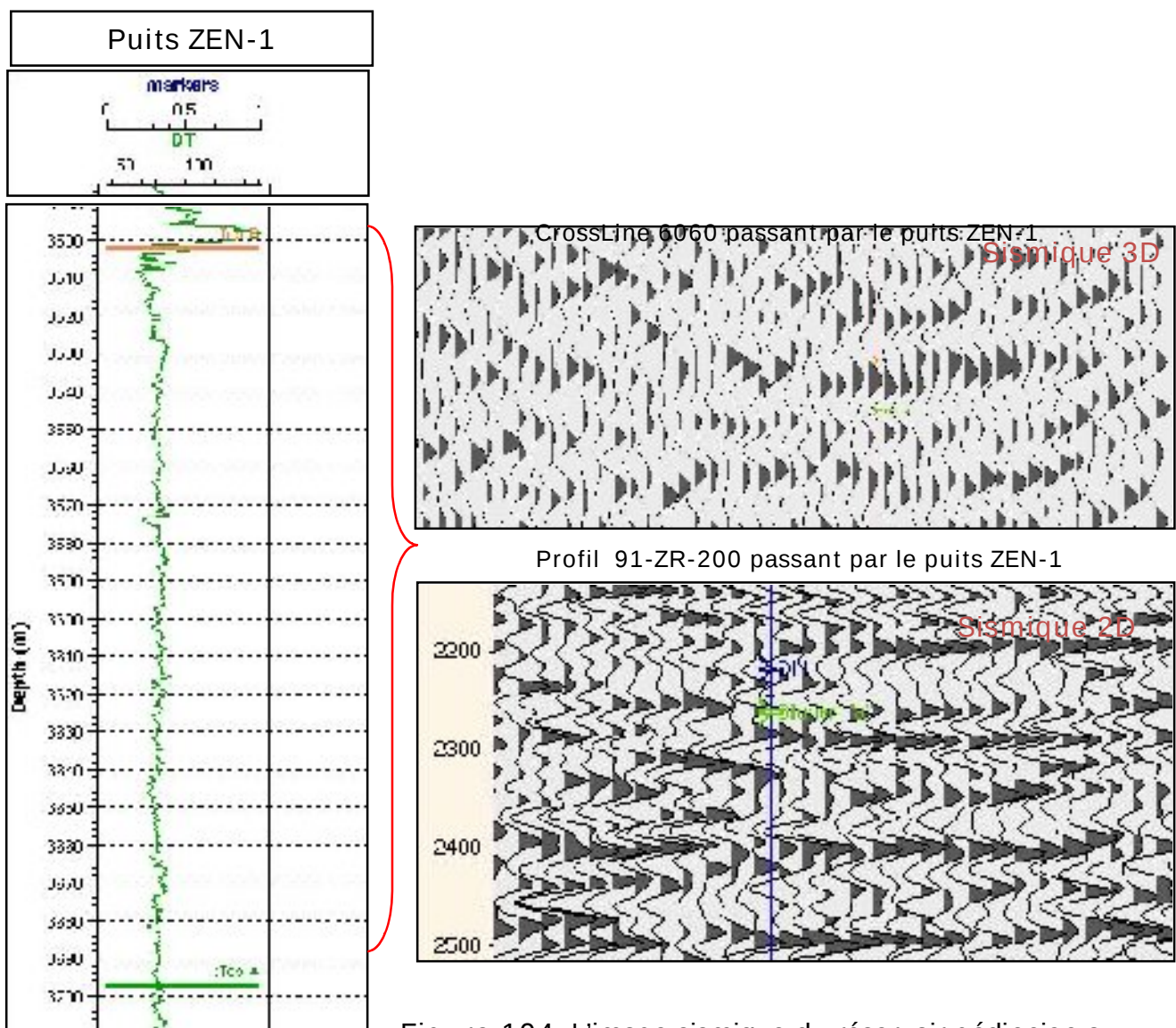


Figure.104. L'image sismique du réservoir gédinnien au voisinage du puits ZEN-1.

a- La correction du log du sonique

L'organigramme ci-dessous (fig.105) montre bien l'opération de correction du sonique.

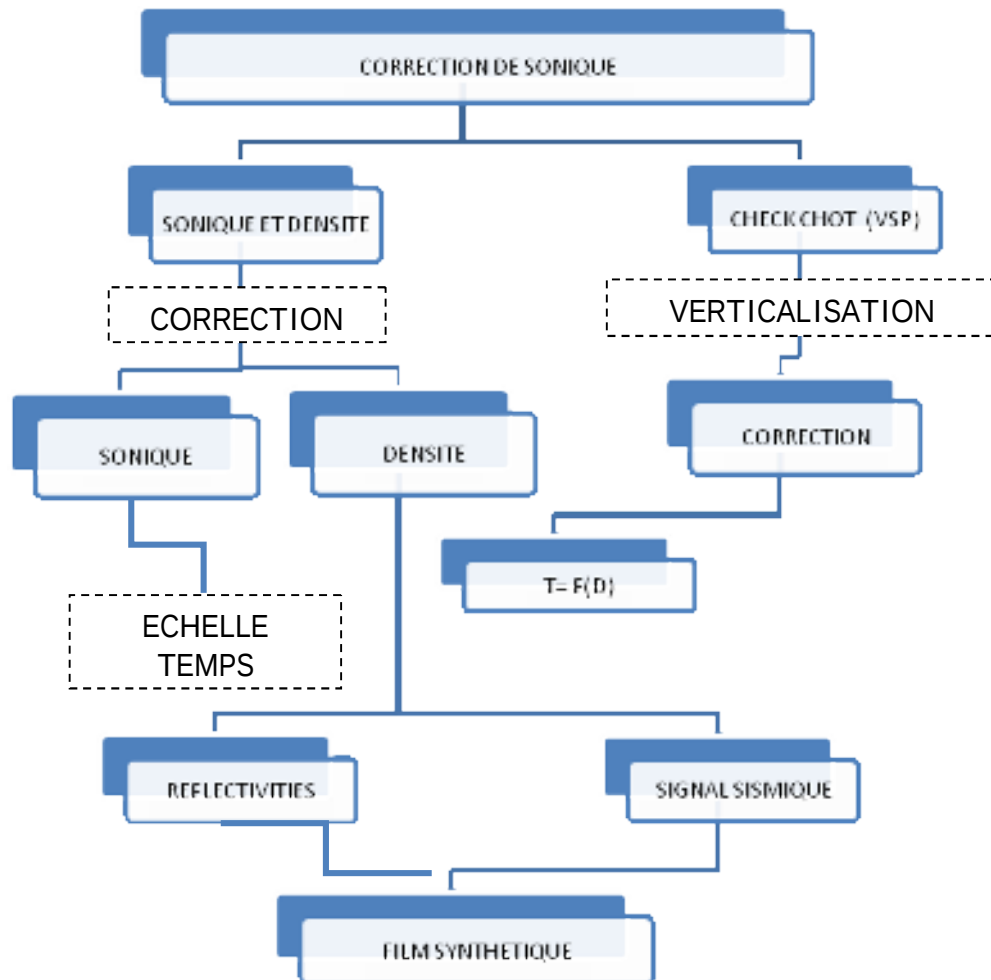


Figure.105. L'organigramme montrant l'opération de correction de sonique.

La correction du sonique est fait par rapport au profil sismique vertical (VSP), mesuré au niveau du puits par la diagraphe du sonique (fig.106) et que nous a permis également d'établir le film synthétique.

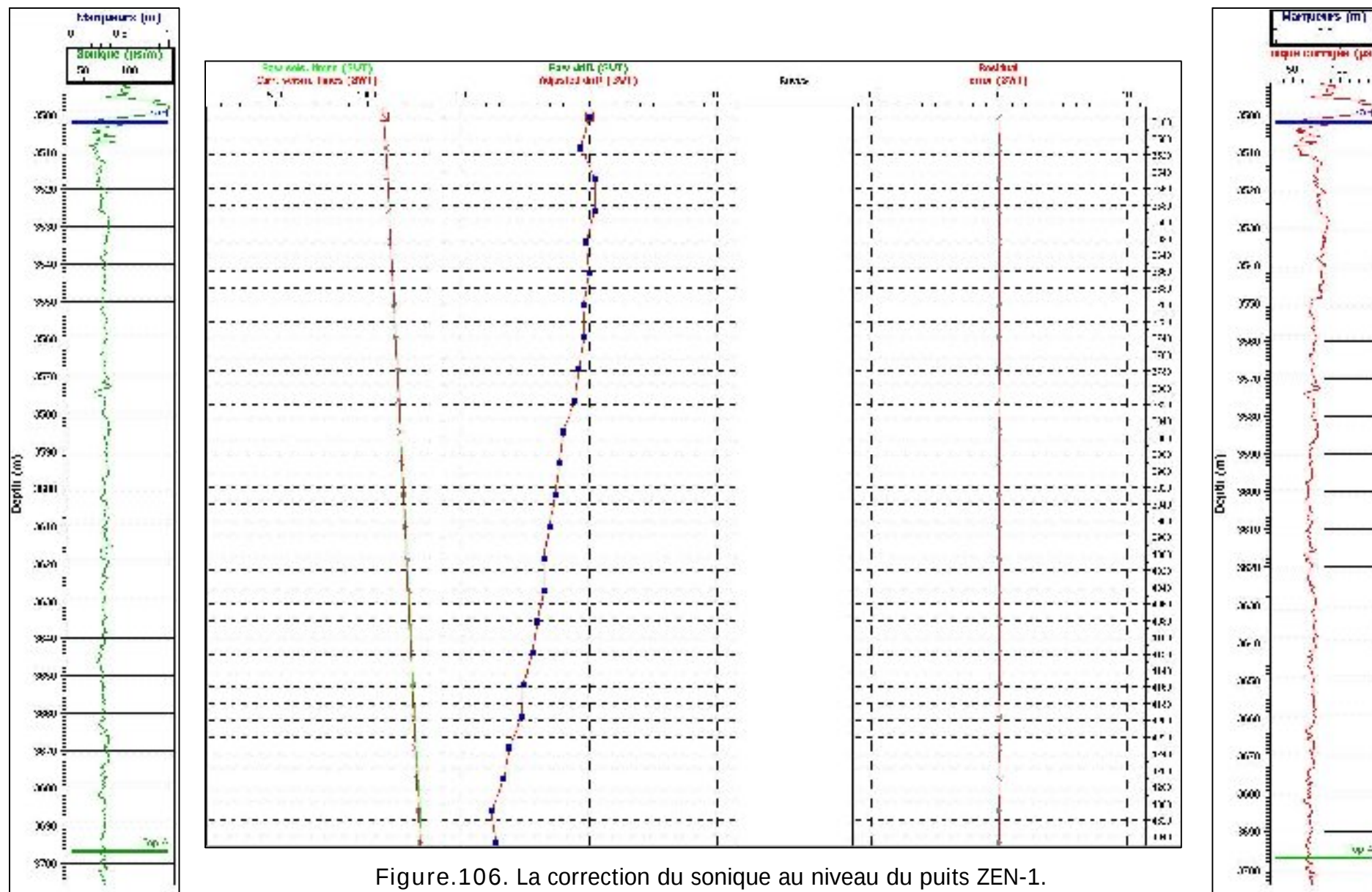


Figure.106. La correction du sonique au niveau du puits ZEN-1.

C – Le calcul l'impédance acoustique (AI)

L'organigramme ci-dessous (fig.107) montre la procédure de génération de l'impédance acoustique au niveau d'un puits. Dans notre cas d'étude ce calcul est fait pour tout les puits qui se localises dans le cube sismique (3D) afin de générer le cube d'impédance, il s'agit des puits ZEN-1, HTZ-1, HTZ-2, HTZ-3, ZEK-1, ZEK-2, ZEK-3 et REN-1. Il faut noter que l'échantillonnage de l'impédance a été fait à la même simpling de la sismique c'est-à-dire à 4ms.

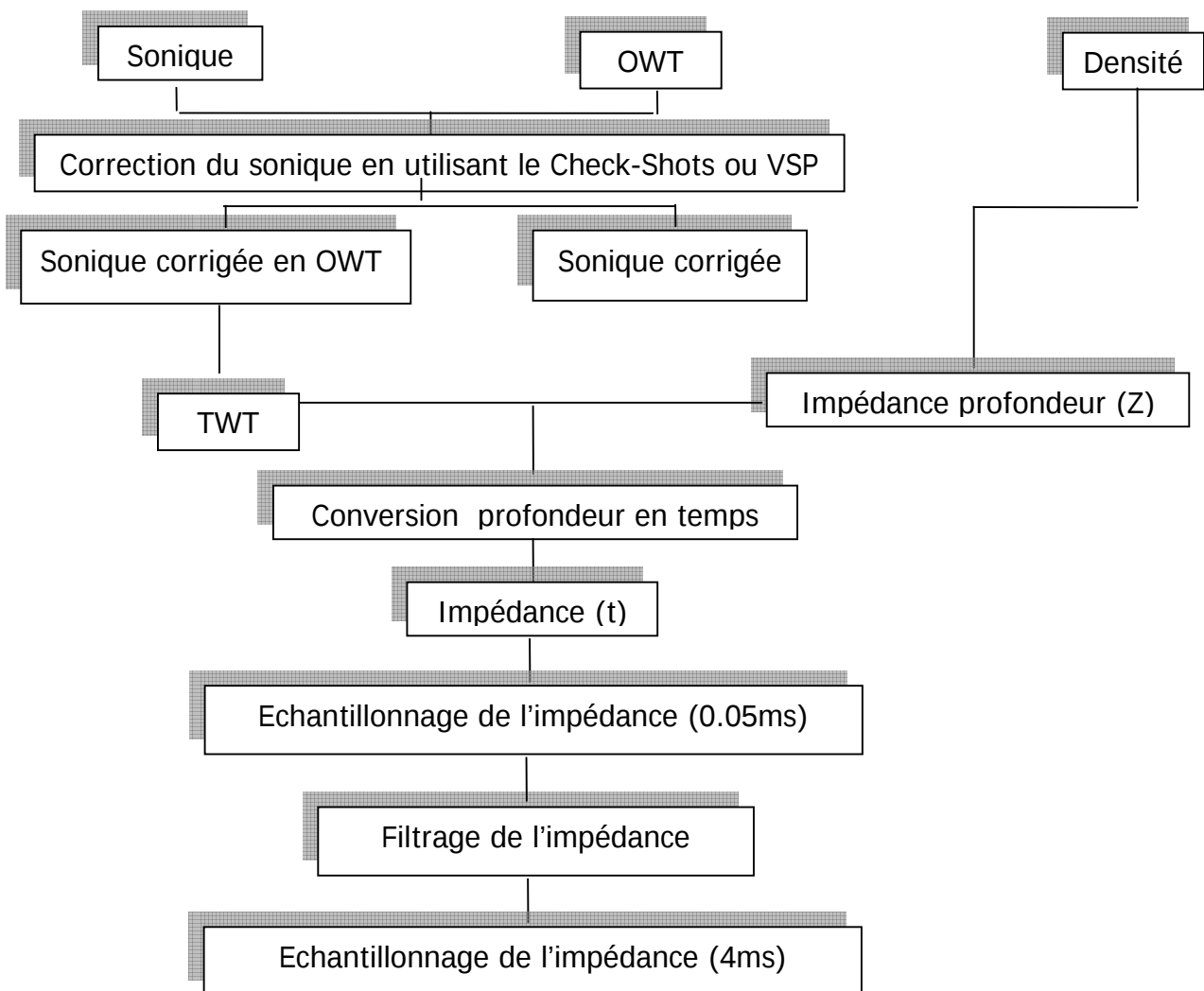


Figure.107. L'organigramme montrant la procédure de calcul de l'impédance acoustique.

L'impédance acoustique au niveau du puits ZEN-1 a été calculée à partir du sonique et la densité, cette dernière a été prise constante (2.6 g/cm^3) sur tout l'intervalle du réservoir gédinnien en raison de l'absence de l'enregistrement diagraphique (fig.108) cette valeur de densité a été déterminée suivant la description des carottes qui indique un faciès gréseux où les grès possèdent généralement une densité moyenne de 2.6 g/cm^3 . L'impédance acoustique a été générée tout d'abord en profondeur en suite elle a été convertie en temps en utilisant la loi Temps/profondeur (fig.108).

La réponse de l'impédance acoustique en profondeur est identique à celle du sonique mais dans le sens inverse (fig.108), ce qui montre la proportionnalité de la relation entre le sonique (vitesse) et l'impédance acoustique.

La réponse de l'impédance acoustique en temps est également identique à celle de l'impédance acoustique en profondeur la seule différence c'est l'échelle. Cette impédance acoustique temps est utilisée ultérieurement pour le calcul du film synthétique.

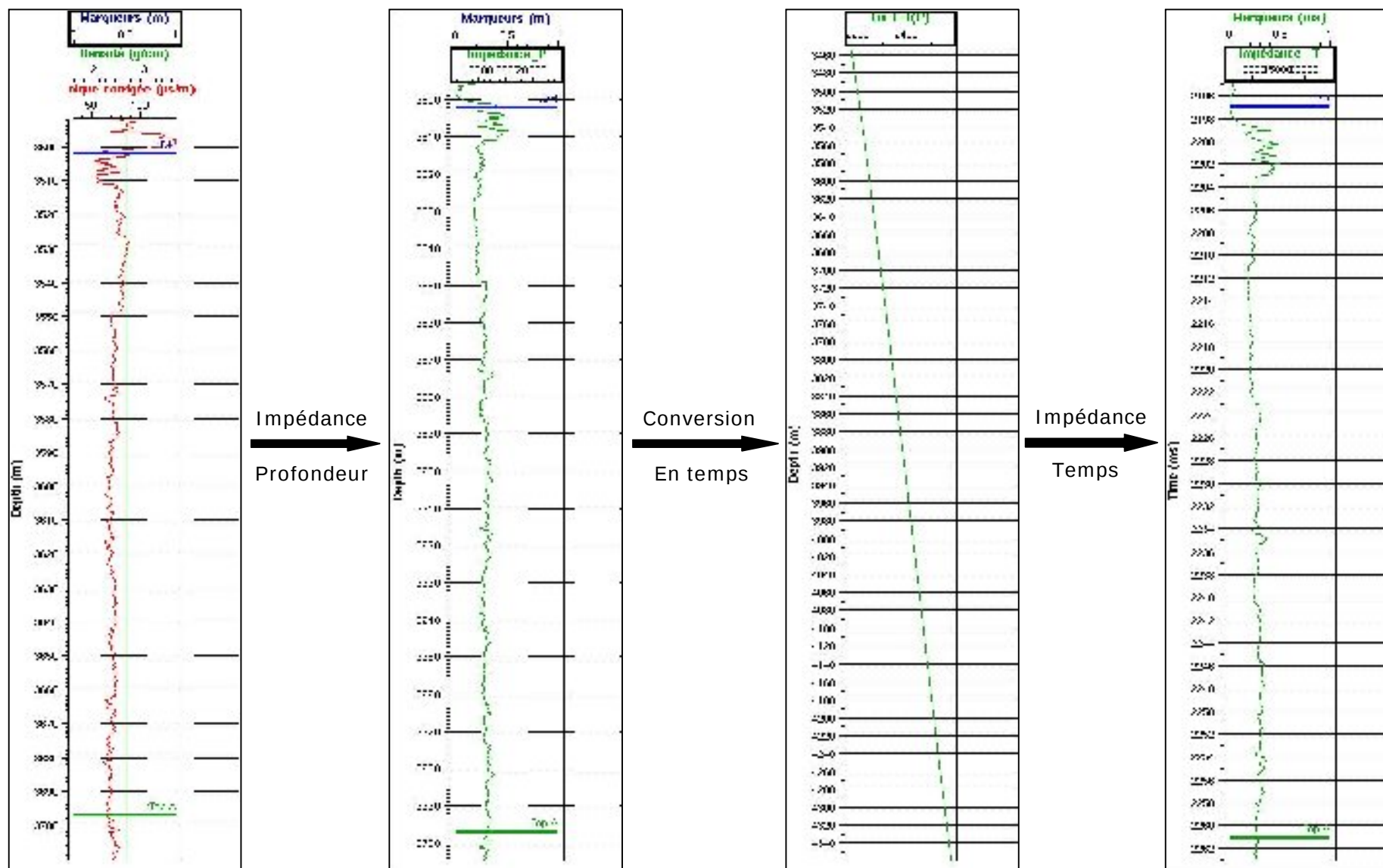


Figure.108. Le log d'impédance calculé au niveau du Puits ZEN-1.

d- Le calcul du film synthétique

Par définition, le film synthétique (sismogramme synthétique) représente une trace sismique simulée (fig.109) comparable à l'enregistrement sismique obtenu après traitement (BOYER, S et MARI, J.L. 1994). Il est utilisé pour identifier les marqueurs sismiques et caler la sismique de surface en temps et en amplitude.

Le calcul de film synthétique est fait à partir d'un modèle d'impédance acoustique qui est calculée à partir des données diagraphiques.

e- Le calage sismique

Le calage sismique consiste à caler le film synthétique généré au niveau de chaque puits sur la section sismique passant par chaque puits, afin de mettre à niveau le même événement repéré sur sismique avec celui repéré sur le film synthétique. Il s'agit d'une analyse comparative des traces sismiques (film synthétique issu des diagraphies et trace sismique) et/ou des logs d'impédance acoustique (issus des diagraphies et de la sismique) pour l'identification des marqueurs.

Par exemple au niveau du puits ZEN-1, le calage est fait par rapport à un événement repéré à la base (fig.109) dont son équivalent sur sismique est shifté de (-8ms) qui est sismiquement négligeable. De même le shift trouvé au niveau des autres puits (HTZ-1,2 et 3, KEK-1 et 2) est également négligeable, il est de l'ordre de 20ms.

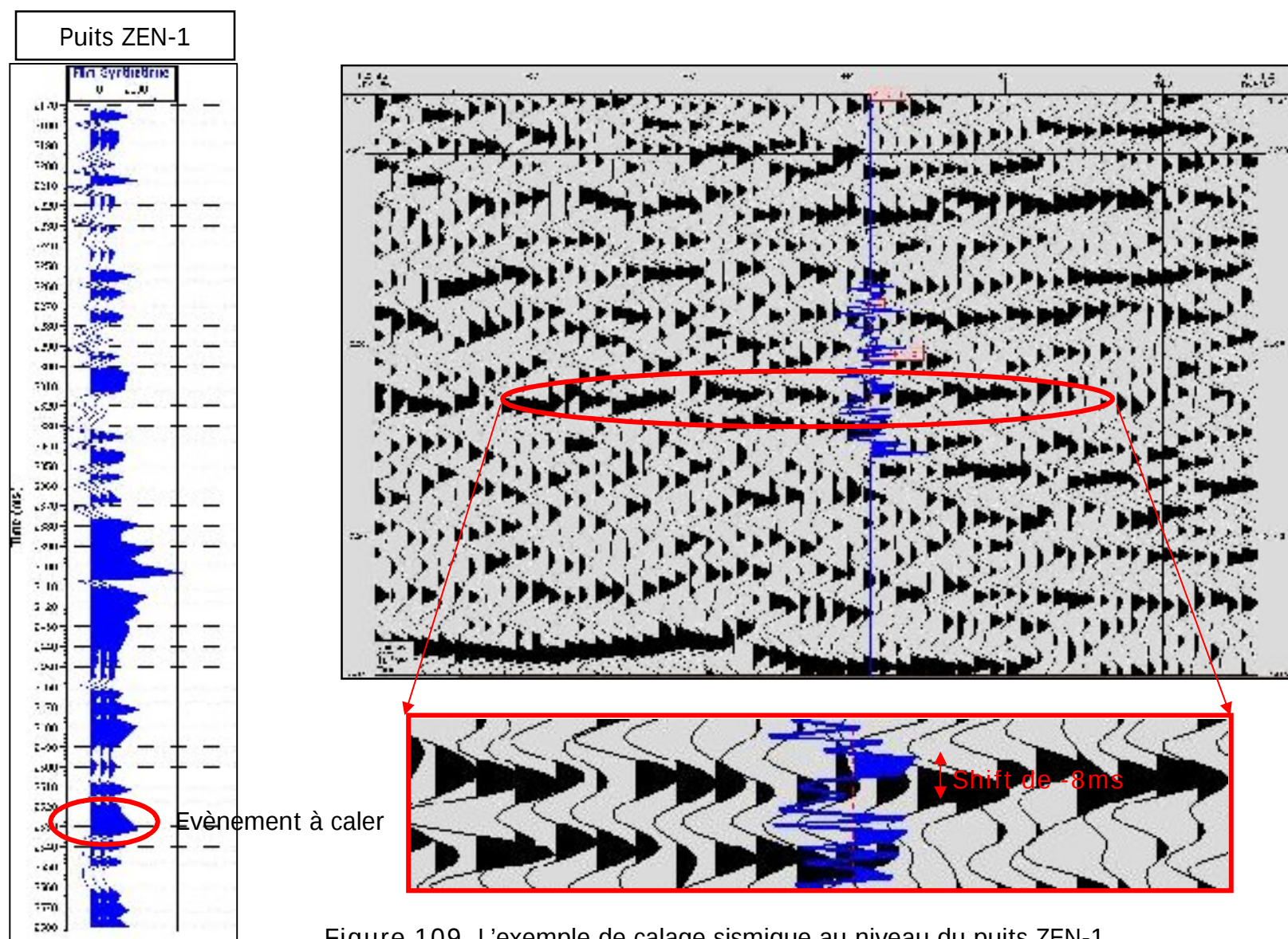


Figure.109. L'exemple de calage sismique au niveau du puits ZEN-1.

VIII.9- Identification de la lithologie à partir de l'impédance acoustique

La détermination de la lithologie à partir de l'impédance acoustique au niveau des puits n'est pas très utile en présence des autres diagraphies et en particulier avec la présence de description de carottes (fig.110), par contre son utilité réside dans la détermination de la lithologie en voisinage du puits et entre les puits en générant le cube de l'impédance acoustique.

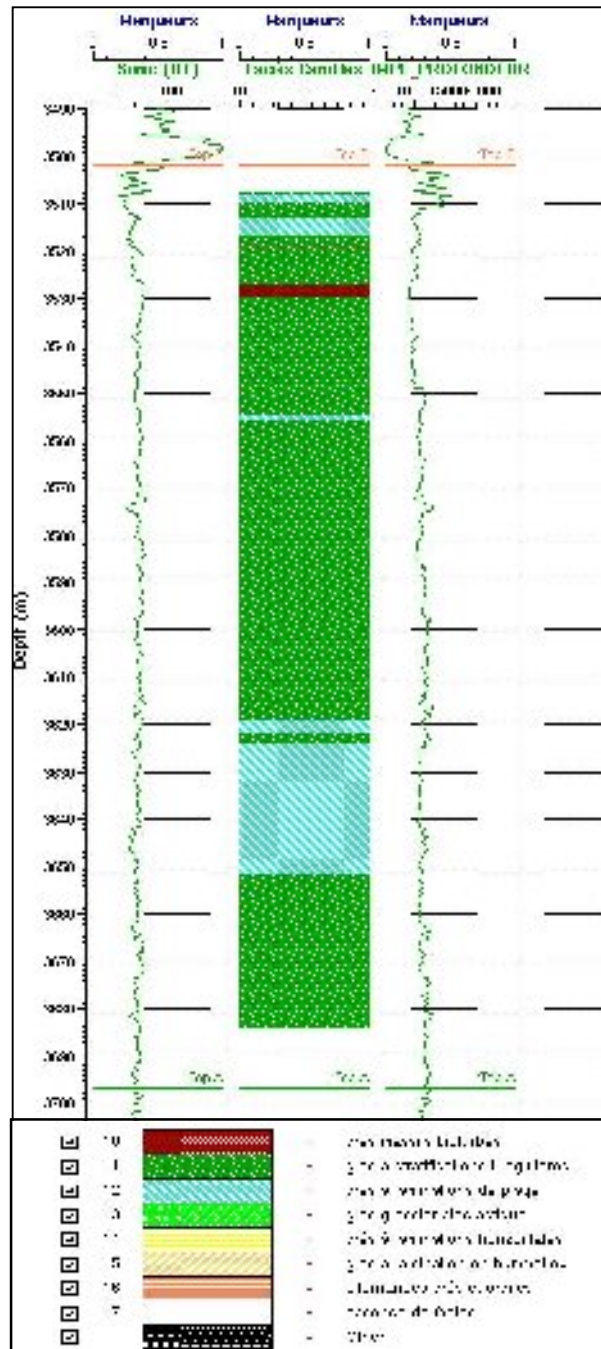


Figure. 110. La détermination de la lithologie au niveau du puits ZEN-1 à partir de log d'impédance acoustique.

IX- L'INVERSION SISMIQUE

IX.1- DEFINITION ET PROCEDURE

L'inversion de données sismiques en réflexion permet de calculer un modèle d'impédance acoustique du sous-sol à partir des amplitudes des ondes sismiques (fig.111). Des informations à priori géologiques sur le modèle ainsi que les incertitudes sur les données sismiques sont introduites dans la formulation du problème inverse.

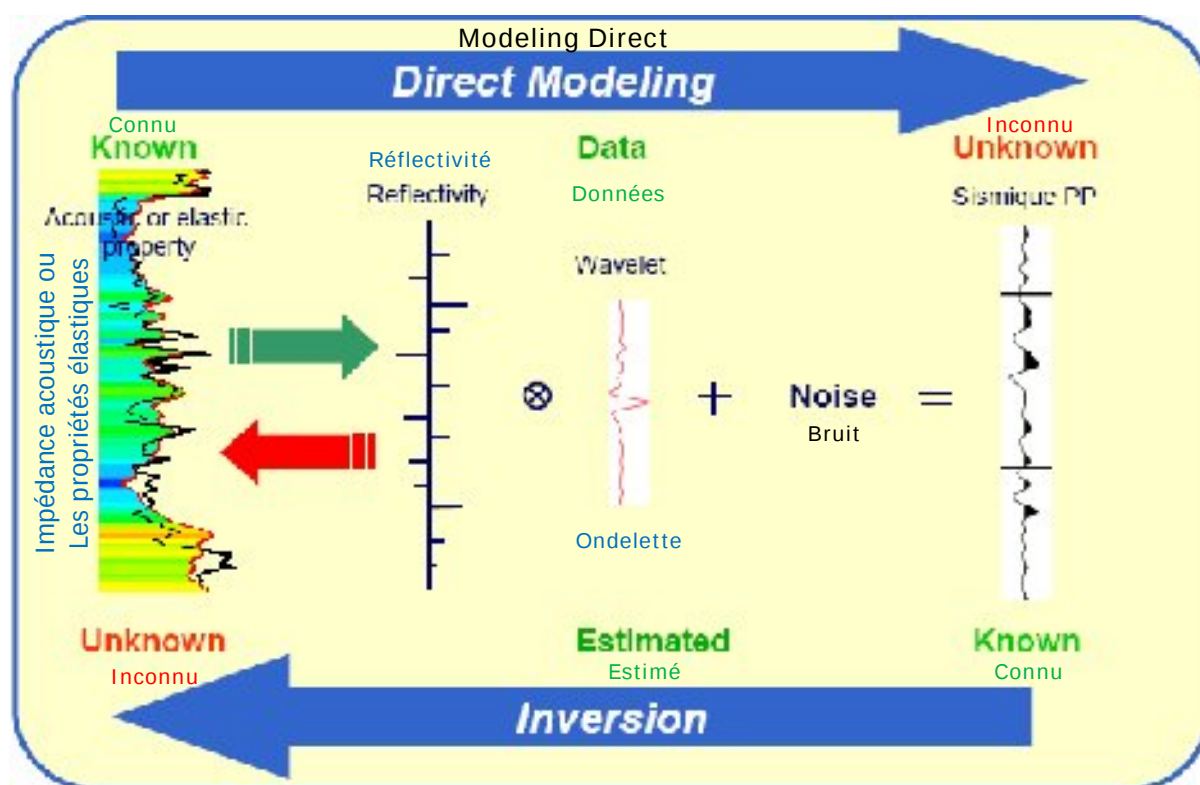


Figure.111. Le schéma de l'inversion sismique

Dans notre cas d'étude l'inversion est traitée dans sa forme la plus simple, il s'agit d'intégrer une trace sismique en un pseudo diagraphe d'impédance acoustique afin de pouvoir différencier des séries géologiques et suivre les variations de faciès. Cette inversion sismique est réalisée en utilisant le logiciel Interwell.

IX.1.1- Interwell

C'est un outil de combinaison entre les données géologiques, log d'impédance acoustique et les informations sismiques afin d'interpoler l'information entre les puits (Interwell=entre puits). En conséquence, la description des variations, des discontinuités et des hétérogénéités latéraux des formations de réservoir. Il est plus précis. En outre, la section finale d'impédance acoustique est le lien principal avec les autres paramètres pétrophysiques.

IX.1.2- L'organisation d'Interwell

Le logiciel possède six (06) modules ordonnés (fig.112), chaque module est utilisé dans un objectif bien défini

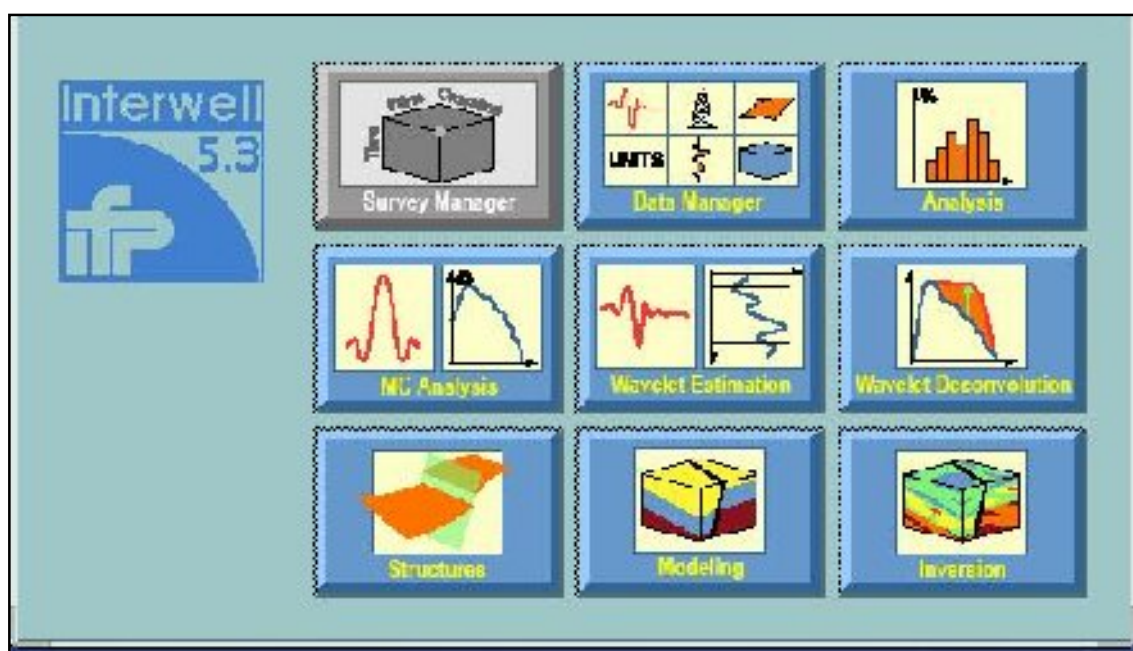


Figure.112. L'organisation d'Interwell

IX.1.3- La procédure de travail

Le diagramme ci dessous (fig.113) résume la chaîne de travail à suivre, pour faire une inversion sismique. Elle est décrite plus en détail dans les sections suivantes.

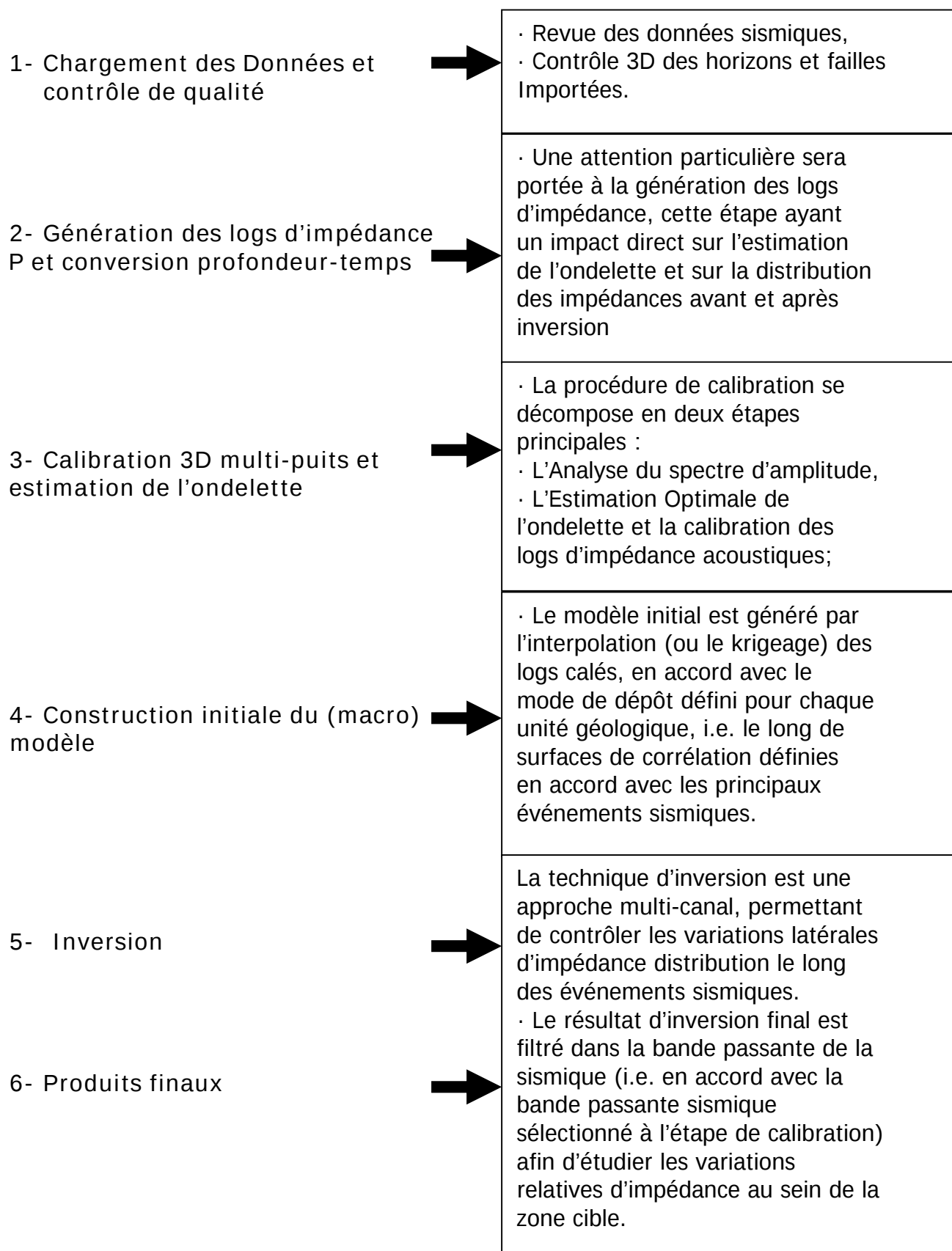


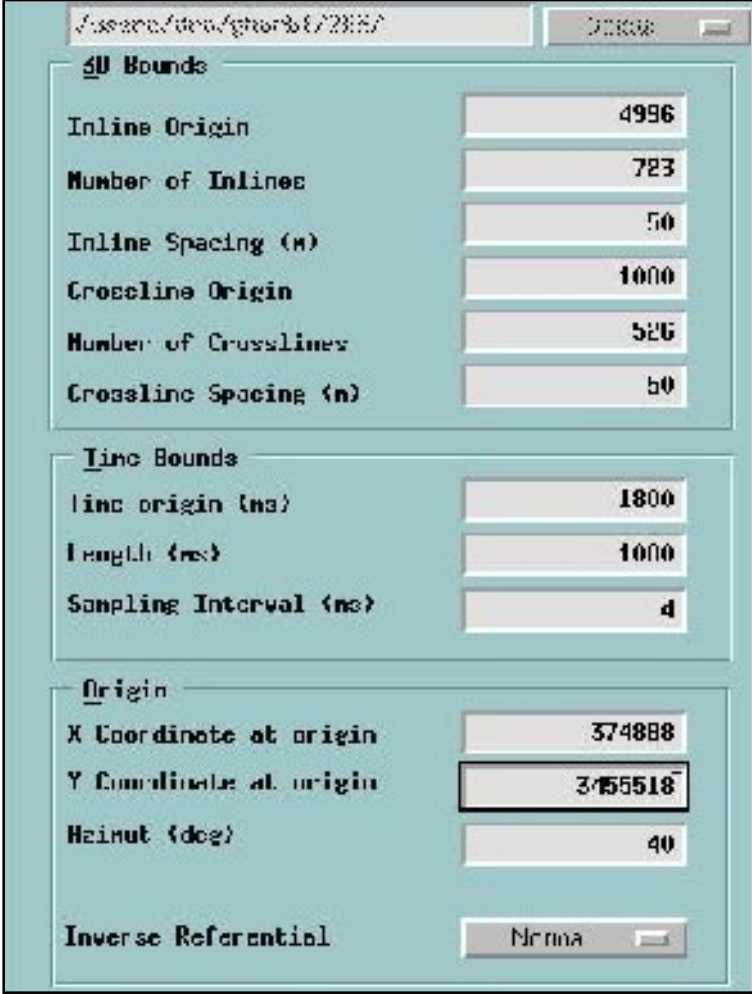
Figure. 113. La procédure de l'inversion sismique en utilisant l'Interwell.

IX.2- L'inversion sismique dans la zone d'étude

IX.2.1-L'import des données

Les données de base utilisées dans ce présent travail sont les suivantes :

- Un SYGY Out du volume sismique sous format (.segv) : un volume sismique de 9000 Km² de sismique 3D a été importé avec les paramètres illustrés dans la figure ci-dessous (fig. 114).



3D Bounds	
Inline Origin	4996
Number of Inlines	723
Inline Spacing (m)	50
Crossline Origin	1000
Number of Crosslines	526
Crossline Spacing (m)	50

Time Bounds	
Time origin (ms)	1800
Length (ms)	1000
Sampling Interval (ms)	4

Origin	
X Coordinate at origin	374888
Y Coordinate at origin	375518
Height (deg)	40
Inverse Referential	Normal

Figure.114. Les paramètres de la sismique 3D importée.

- Import les horizons interprétés sous format (.iesx) : deux horizons ont été importé, il s'agit de la discordance hercynienne (DH) et le toit de Silurien (Top A).
- Import des puits avec les logs d'impédances calculés au niveau d'EasyTrace sous format (.las) : six puits ont été importé avec leur logs d'impédance qui couvrant l'intervalle réservoir (Gédinnien). Il s'agit des puits ZEN-1, ZEK-1, ZEK-2, HTZ-1, HTZ-2 et HTZ-3 (fig. 115).

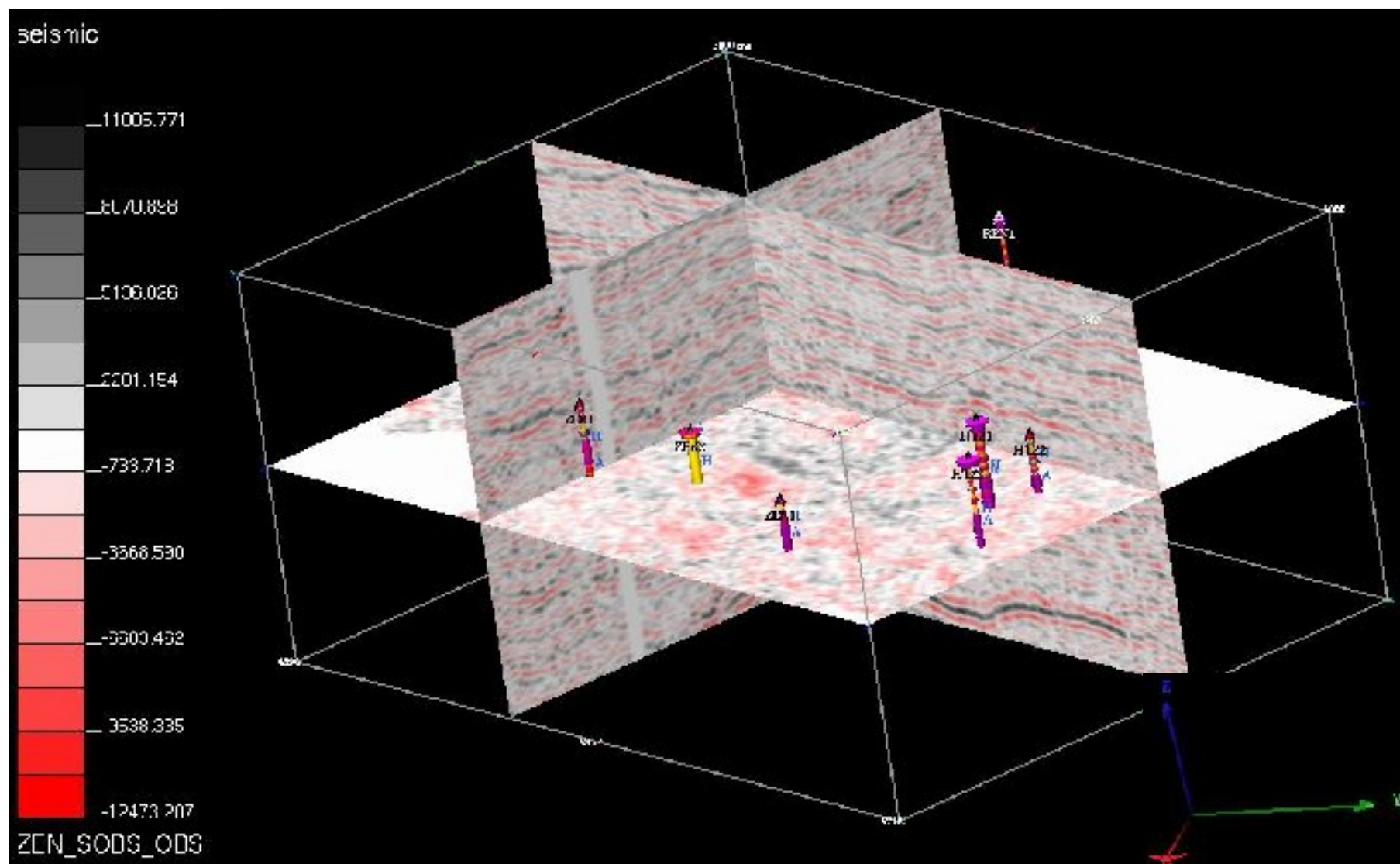


Figure. 115. La vue 3D sur l'ensemble des données importées dans Interwell.

IX.2.2- La calibration au puits

IX.2.2.1- Extraire du spectre d'amplitude de l'ondelette

L'extraction est réalisée suivant les étapes suivantes :

- Choisir la fenêtre du temps : la fenêtre du temps a été choisie d'une manière qu'elle couvre l'intervalle réservoir (fig.116):

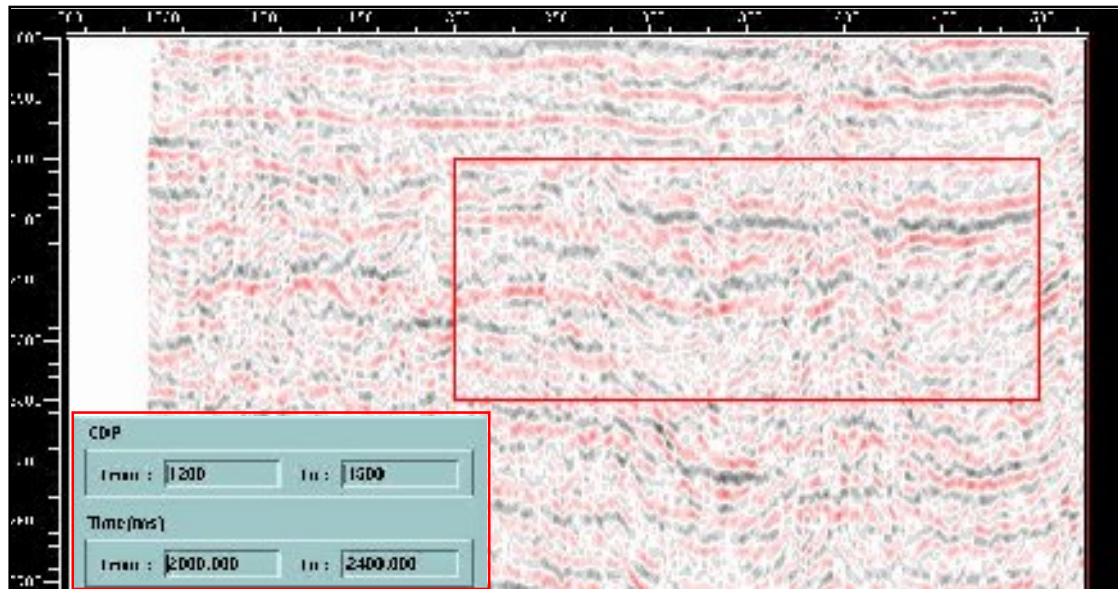


Figure.116. Les paramètres de la fenêtre temps.

- Calculer les rapports Signal/bruit et Bruit/signal au niveau de la fenêtre de temps (fig.117):

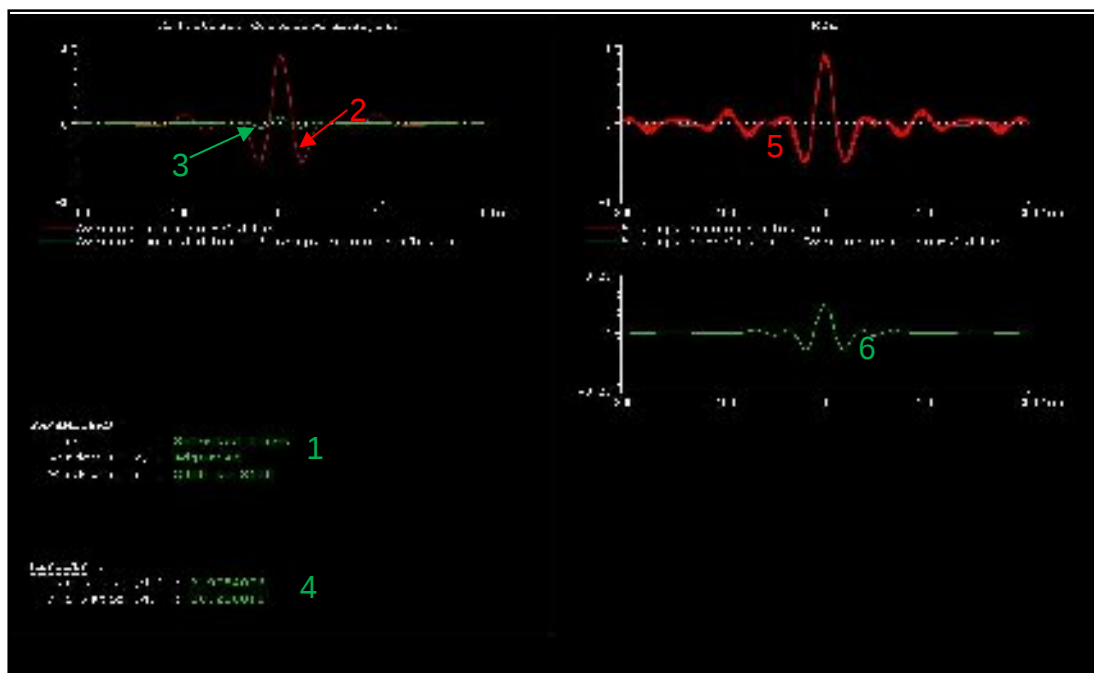


Figure. 117. Les résultats de calcul des rapports signal/bruit et bruit/signal.

- (1) les données utilisées : ligne examinée, CDP et fenêtre de temps
- (2) Trace moyenne de cross-corrélation obtenue pour chaque ligne sismique. Courbe correspond à la partie de signal extraite à partir de la ligne sismique examinée.
- (3) Différence entre la trace moyenne de l'auto-corrélation et la trace de cross-corrélation. Courbe correspond à la partie de bruit extraite à partir de la ligne sismique examinée.
- (4) Rapport signal/bruit obtenu (DB) et rapport de bruit/signal (%) pour la ligne sismique examinée.
- (5) Superposition de toutes les traces moyennes de cross-corrélations obtenues pour toutes les lignes qui ont été prises en considération jusqu'à la ligne courante.
- (6) Superposition de toutes les traces moyennes d'auto-corrélation sans les traces moyennes de cross-corrélations obtenues pour toutes les lignes qui ont été prises en considération jusqu'à la ligne courante.

- Choisir la longueur initiale de fenêtrage de l'ondelette

La fenêtre de longueur en temps doit être choisie arbitrairement de telle sorte que le spectre du signal (1) ne présente pas trop de « montagnes russes » dans sa partie band-width utile. En règle générale, pour cela il faut prendre environ un peu après le second lobe (on considère que les lobes tertiaires de même amplitude ne représentent plus une auto-corrélation du signal propre). Dans notre cas on a choisi une longueur totale de 168ms (fig. 118).

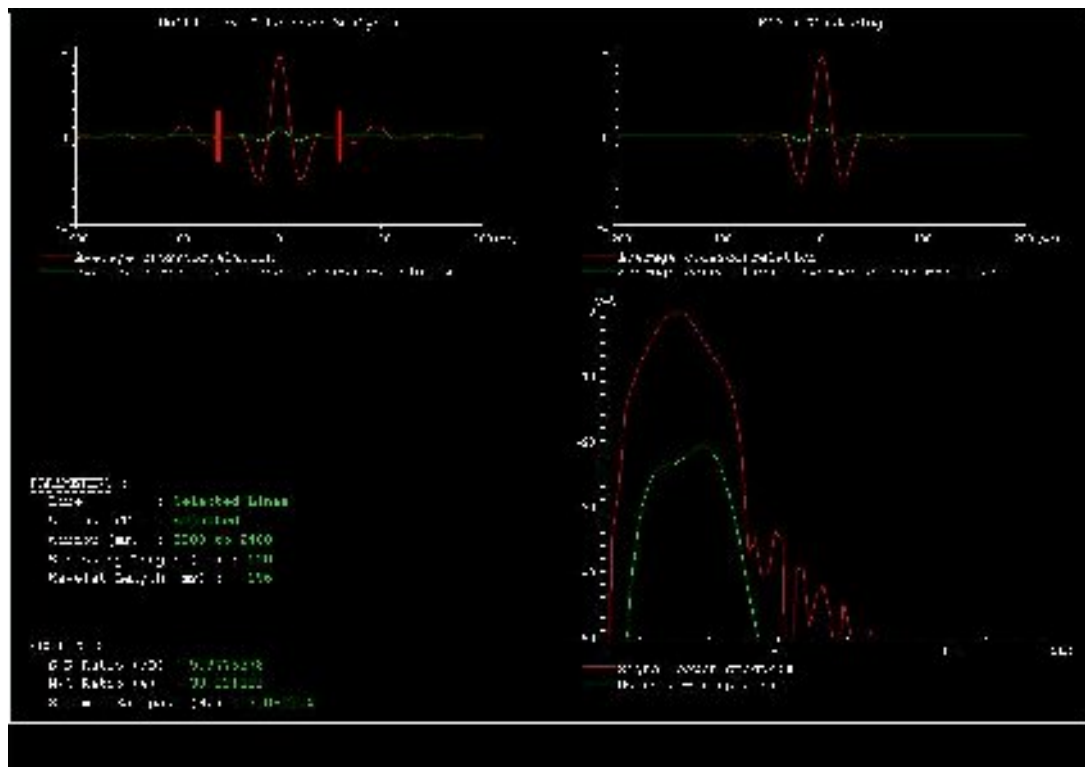


Figure. 118. La longueur initiale de fenêtrage de l'ondelette.

■ Le filtrage

Les paramètres de filtre (fig. 119) ont été choisis de façon à obtenir une courbe de rapport bruit/signal plus semblable à celui du signal avec des écarts minimaux.



Figure.119. Les paramètres de filtre utilisé pour le filtrage bruit/signal.

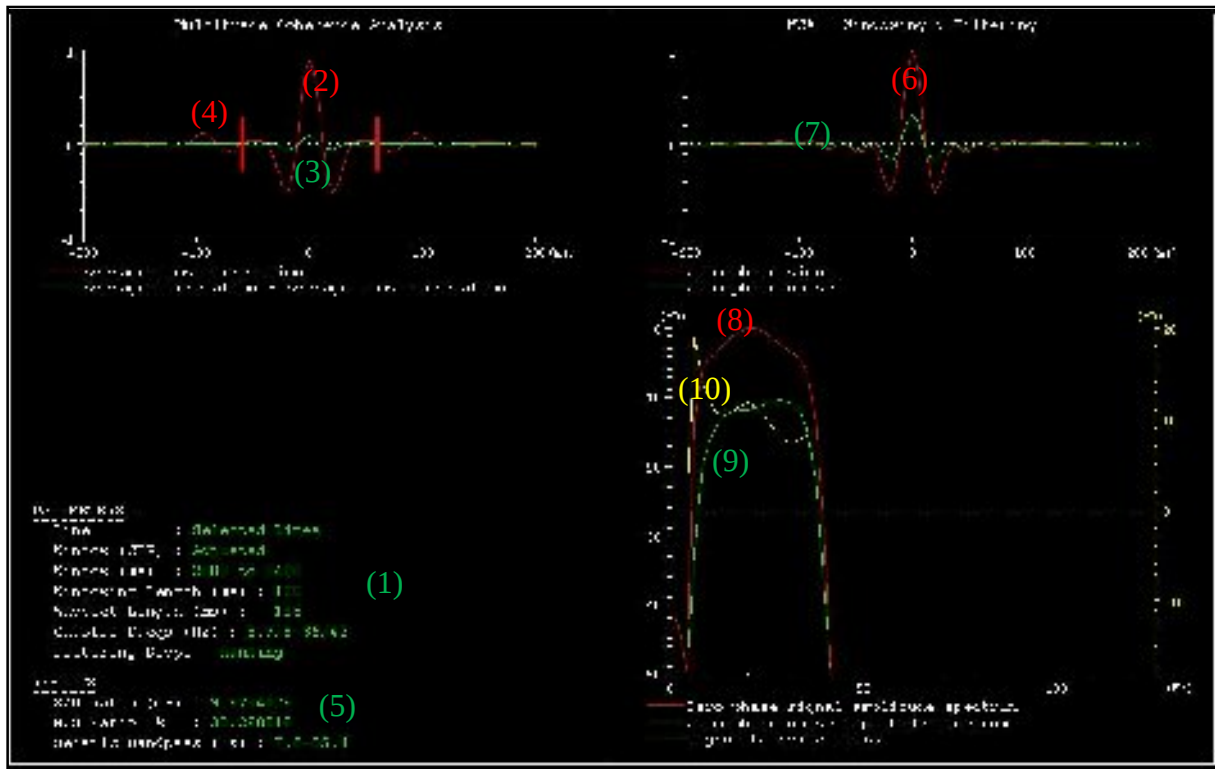


Figure. 120. Les résultats de filtrage.

- (1) Données de base : ligne sismique, CDP et fenêtre temps, la longueur choisie, filtre choisi.
- (2) Trace moyenne de cross-corrélation obtenue pour chaque ligne sismique. Courbe correspond à la partie de signal extraite à partir de la ligne sismique examinée.
- (3) Différence entre la trace moyenne de l'auto-corrélation et la trace de cross-corrélation. Courbe correspond à la partie de bruit extraite à partir de la ligne sismique examinée.
- (4) Limites de la longueur de la fenêtre en temps.
- (5) Les résultats numériques d'analyse : rapport bruit/signal et le rapport signal/bruit
- (6) La courbe du signal extraite de la ligne sismique après la limitation de la longueur de la fenêtre en temps.
- (7) La courbe de bruit extraite de la ligne sismique.
- (8) Le spectre d'amplitude de l'ondelette extraite.
- (9) Le spectre d'amplitude de bruit extraite.
- (10) La courbe bruit/signal calculée à partir 0 à la fréquence de Nyquist.

IX.2.2.2- L'estimation de l'ondelette

Cette estimation est faite pour l'ensemble des puits en quatre étapes, chacune de ces étapes comporte des contrôles de qualités (QC) à effectuer avant de passer à l'étape suivante, afin de réaliser une analyse plus précise possible.

L'estimation de l'ondelette, se peut être faite par une analyse mono-puits qui nécessite autant d'analyse selon le nombre de puits qu'il y a dans notre étude et générer autant d'ondelette, dont une seule sera choisie pour l'inversion. Où bien faire une analyse multi-puits qui consiste à faire le travail qu'une fois et de pouvoir comparer les résultats des puits entre eux dans la même session, de plus une seule ondelette sera générée qui est la moyenne des ondelettes calculées à chaque puits. Le travail de calibration des puits sera donc plus rapide et l'ondelette obtenue sera plus adéquate qu'une ondelette obtenue sur un seul puits.

A- Présentation des résultats

Deux types de résultats sont obtenus :

- Les résultats mono-puits : sous forme d'une mini-carte d'attribut et une planche sismique.
- Les résultats multi-puits : sous forme de cross-plots, histogrammes et diagrammes :
 - Un crossplot entre le décalage de temps (Time shift) calculé et le coefficient de corrélation entre les enveloppes observées et synthétiques pour chaque trace de la fenêtre de traitement définie de chaque puits, dont la couleur de chaque trace correspond à la couleur de puits donnée dans le diagramme.
 - L'histogramme du coefficient de corrélation synthétique observé (pour toutes les traces de tous les puits choisis).
 - L'histogramme du décalage de temps (Time shift) détecté (pour toutes les traces de tous les puits choisis).
 - Un diagramme montrant le nombre de traces calculées, et choisies pour chacun de puits.
 - Une mini-carte montrant la distribution des Times Shift autour du puits et à l'intérieur de la zone d'investigation.

B- Les étapes de l'estimation de l'ondelette

- Etape 0 : introduction des paramètres de calcul, il s'agit de :
 - L'ondelette extraite à partir de la sismique.
 - Log d'impédance acoustique calculé au niveau d'Easy Trace pour chaque puits et qui a été échantillonné avec le même pas (sampling) de la sismique (4 ms) avec des multiples entiers. L'intervalle est identique pour tous les puits (2076 à 2300m).
 - La demi-longueur (la distance dans la quelle le programme cherche à corrélérer la trace du puits avec les autres traces sismiques) qui a été choisie de façon à ce que les traces autour du puits ne présentent pas trop d'hétérogénéités. Cette longueur a été prise de l'ordre de 150 m.
- Etape 1 : détermination de l'origine de la convolution. Elle consiste d'étudier la variation des Times shifts autour des six (06) puits.

Cette étape a été réalisée en multi-puits et les résultats sont les suivants (fig.121):

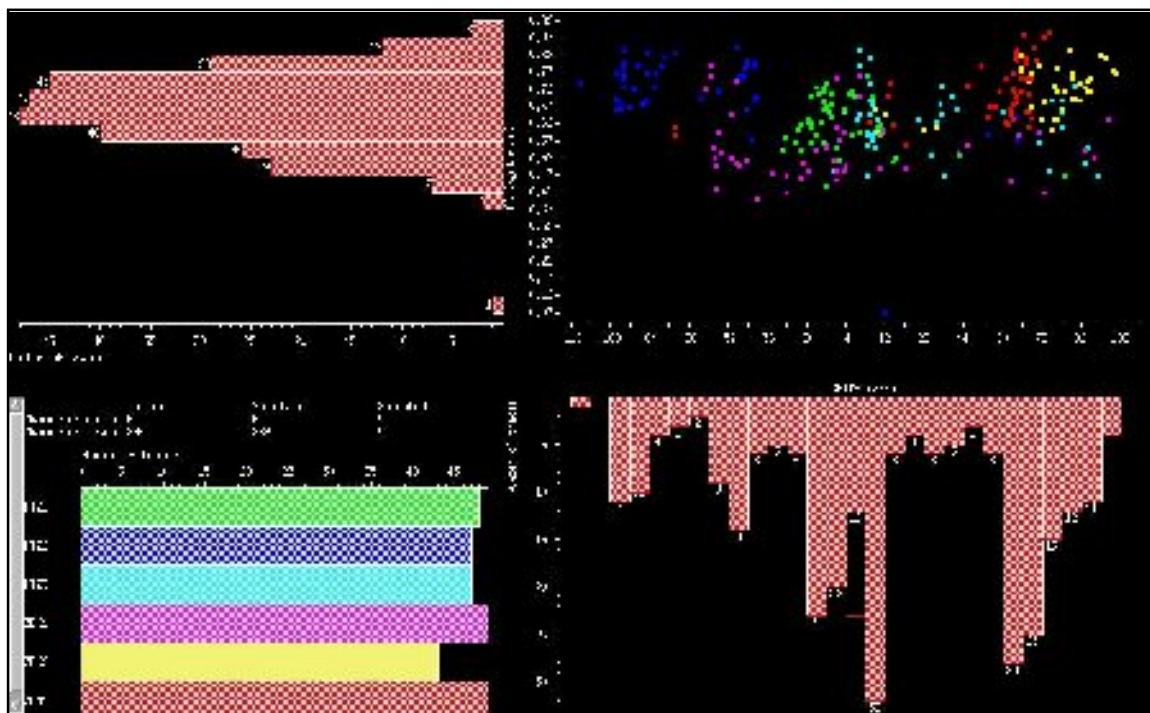


Figure. 121. Les résultats de la première étape de l'estimation de l'ondelette.

- Le digramme montre que le nombre de traces sismiques calculées au niveau de chaque puits est différent. Cette différence est en relation directe avec les données de base (étape 0).

- Le cross plot montre la présence des Time Shift importants qui apparaissent et qui ne sont vraisemblablement pas valides [-116 à 108 ms] avec des coefficients de corrélation qui varient de 0.07 à 0.82.
- L'histogramme présente une distribution multimodale, il montre que les Times shift détectés entre les traces synthétiques et les traces observées semblent être conformes pour la plupart des traces sélectionnées, et ils donnent une valeur approximative de 8ms.

Deux ensembles de points donnent deux valeurs complètement différentes autour de (+80ms) et (-100ms). Ils correspondent aux puits ZEN-1, HTZ-2 et ZEK-1.

Le contrôle de qualité de cette étape en vérifiant la répartition spatiale de ces Times Shift anormaux au niveau de chaque puits en exploitant la mini-carte qui a montré deux cas :

- Des Times Shift anormaux sont regroupés dans une région, cela peut vouloir dire qu'il y'a une discontinuité importante entre le puits et ces traces, dûe à une faille ou une flexure brutale (Exemple puits ZEK-1) (fig.120).

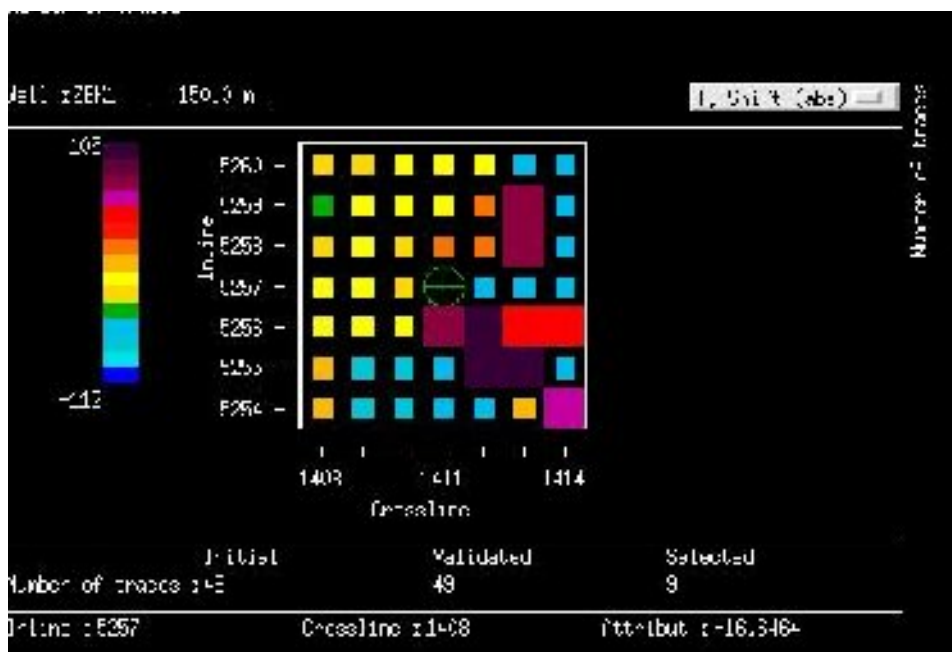


Figure. 122. La distribution des Times Shifts autour du puits ZEK-1.

- Les Times Shift anormaux sont distribués au hasard sur les traces autour des puits (Exemple puits HTZ-2 et ZEN-1) (fig.123 et 124).

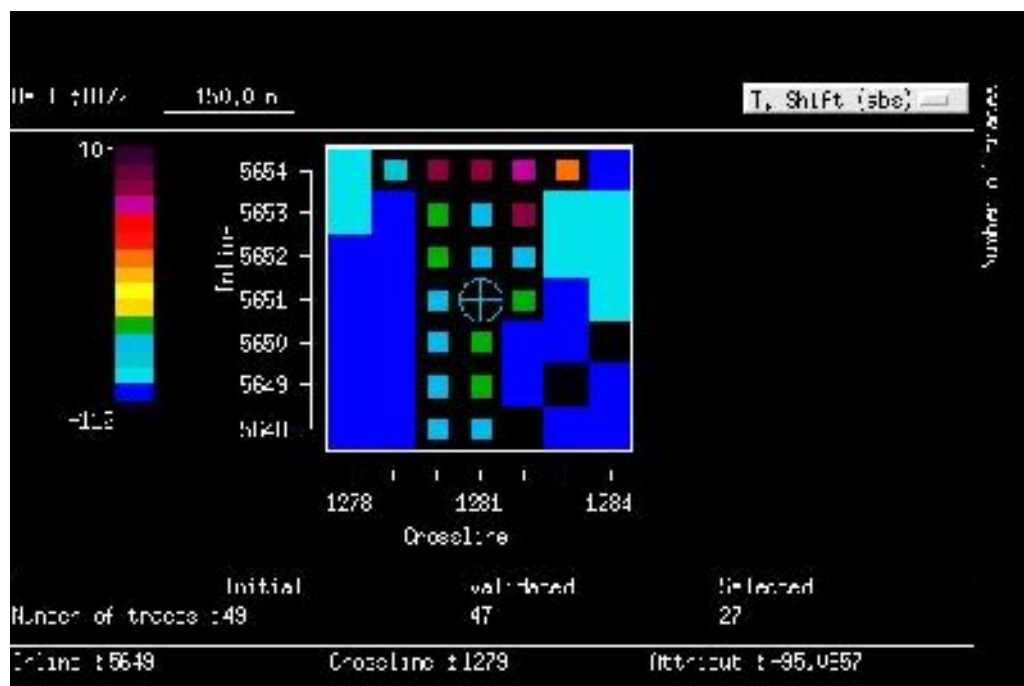


Figure. 123. La distribution des Times Shifts autour du puits HTZ-2.

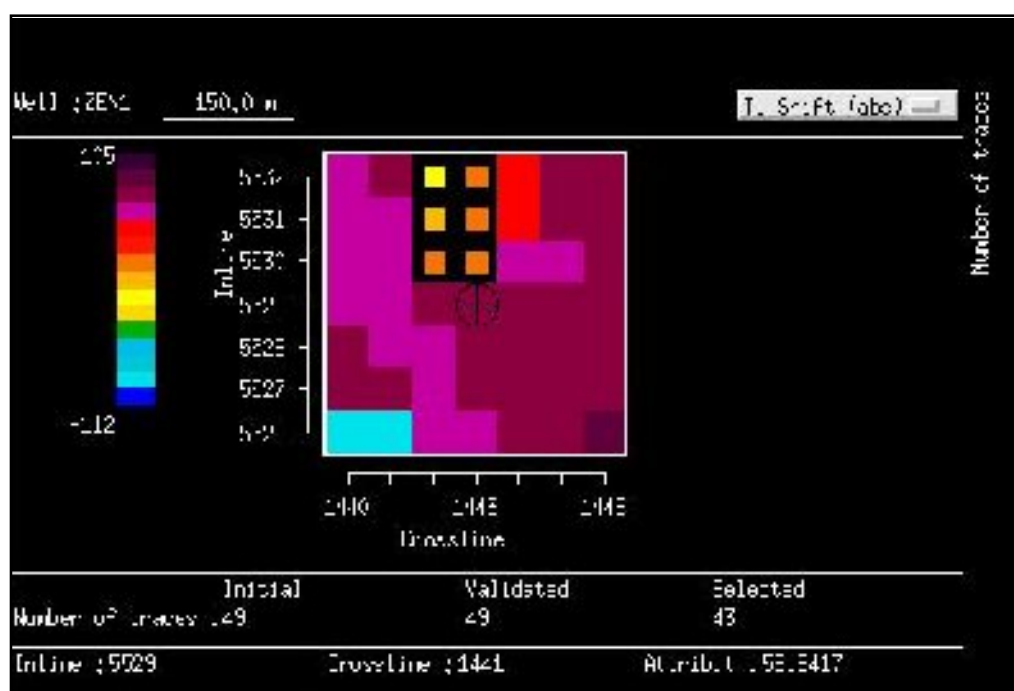


Figure. 124. La distribution des Times Shifts autour du puits ZEN-1.

A l'issue de ces contrôles de qualité et vue le premier cas qui nous a demandé de réduire la demi-longueur d'investigation autour des puits de façon à ne pas prendre en compte les traces anormales. Mais vu que le spacing de la sismique utilisée est de l'ordre de 50m, la réduction de la demi-longueur moins que 150m va influencer largement sur le nombre de traces autour de chaque puits, qui est déconseillé.

Dans ce cas on a préféré d'éliminer les traces anormales progressivement :

- En premier temps on a imposé une fenêtre de Time shift assez réduite possible (-50 à +80ms) pour tous les puits de façon de s'assurer l'existence d'une certaine cohérence entre la trace synthétique et les traces voisines (fig. 125).

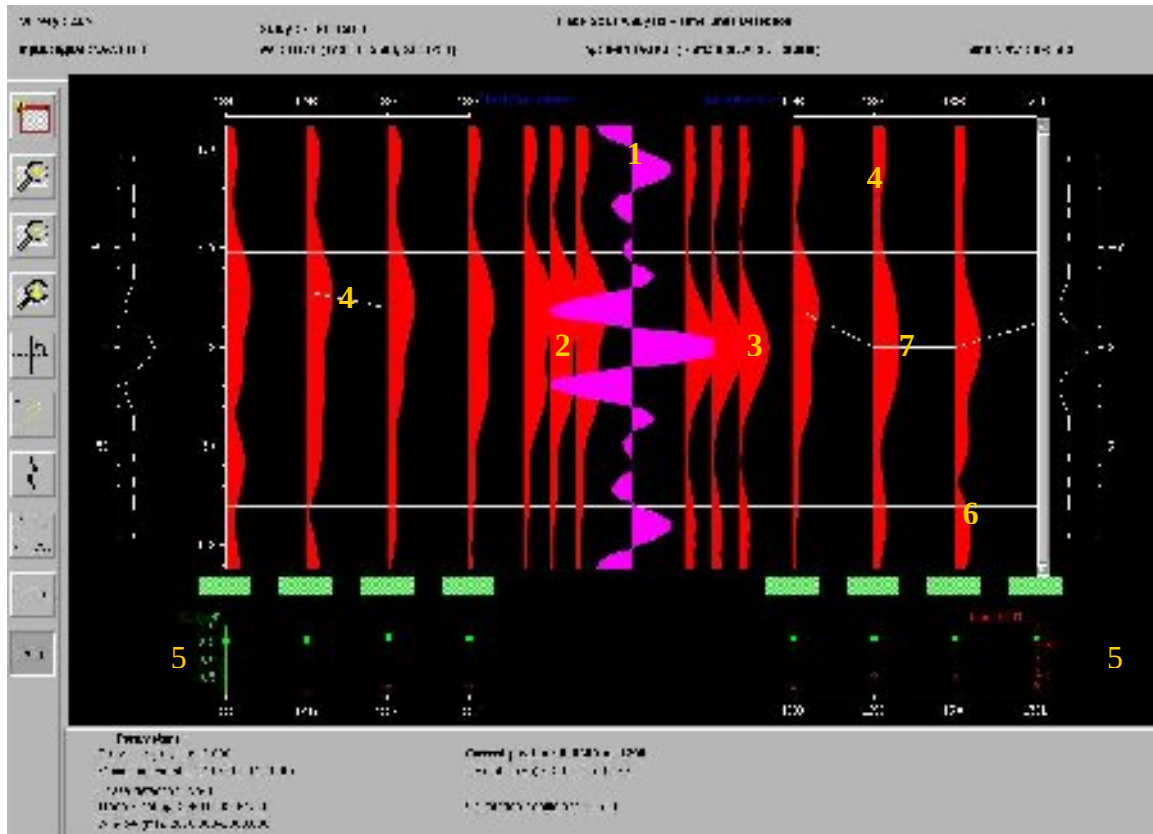


Figure. 125. La fenêtre temps imposée pour minimiser les Times Shifts.

- (1) La trace synthétique d'auto-corrélation calculée au niveau du puits avec ;
la trace synthétique observée de l'enveloppe d'intercorrélation à la position du puits répété trois fois sur sa gauche (2) et la trace synthétique observée de l'enveloppe d'auto-corrélation répétée trois fois sur sa droite (3).
- (4) Les traces sélectionnées au voisinage du puits parmi les traces synthétiques observées de l'enveloppe d'intercorrélation calculées.
- (5) Les diagrammes indiquent des valeurs de Times shift calculés pour chaque trace et varient de [-20 à 5 ms], et les coefficients de corrélation sont constants de l'ordre de 0.5.

- (6) Les deux barres horizontales blanches indiquent la limitation imposée de Times shifts.
- (7) La ligne de l'intercorrrelation entre les traces calculées au voisinage du puits et calées par rapport à la trace synthétique d'autocorrrelation montre une allure brisée liée aux Times shift calculées.

Sur la figure 126, le digramme a montré que le nombre de traces sismiques calculées au niveau de chaque puits est devenu plus réduit qu'au départ :

- Le crossplot montre des Times Shifts moins importants, qui varient de $[-52$ à $+84\text{ms}]$ avec des coefficients de corrélation qui varient de 0.31 à 0.86.
- L'histogramme présente une distribution multimodale, il montre que les Times shifts détectés entre les traces synthétiques et les traces observées semblent être plus conformes, ils donnent une valeur moyenne approximative de 8ms. Avec des valeurs anormales autour de $(+68\text{ms})$ et (-52ms) .

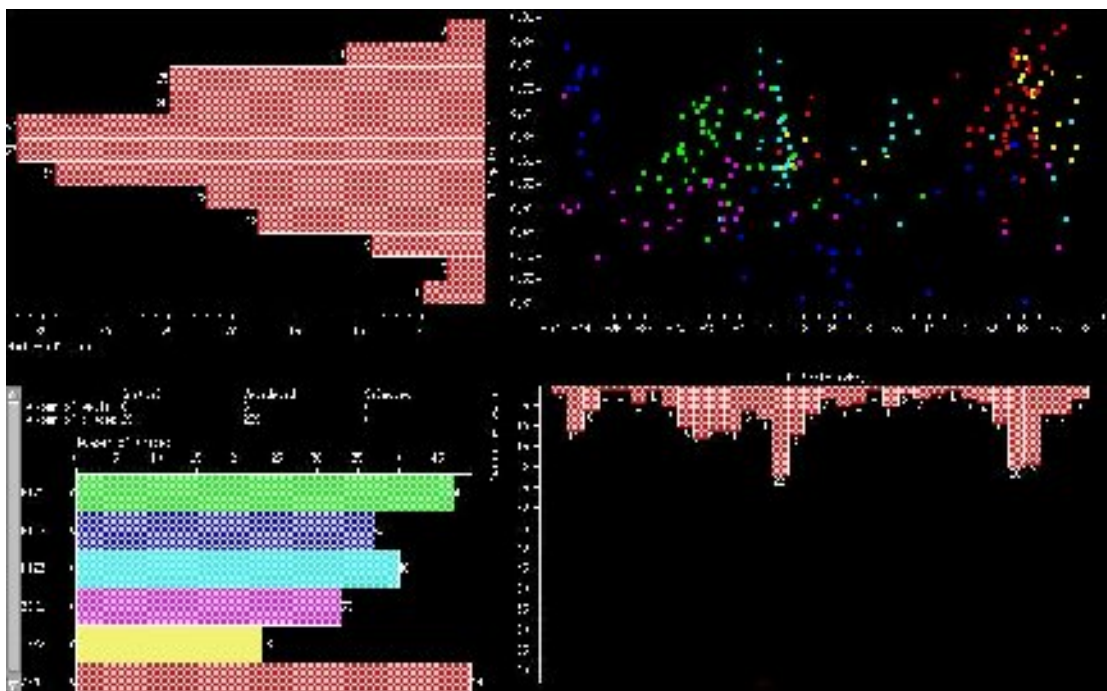


Figure.126. Le résultat d'imposer une fenêtre de Time Shift.

En deuxième temps on a invalidé les traces anormales en ne sélectionnant dans le crossplot que les traces ayant des Times shift raisonnables, et de sorte que leur valeur moyenne est égale (ou proche) à la valeur de l'origine de la convolution.

Le digramme de la figure 127 à montré que le nombre de traces sismiques calculées au niveau de chaque puits est devenu encore plus réduit qu'au départ :

- Le crossplot montre des Times Shifts plus moins importants qui varient de $[-12$ à $+28\text{ms}]$, avec des coefficients de corrélation qui varient de 0.31 à 0.86.
- L'histogramme présente une distribution uni-modale, avec une valeur moyenne approximative de $(+6\text{ms})$. Avec des valeurs anormales autour de $(+68\text{ms})$ et (-52ms) .

La validation de cette étape (étape1) est atteinte, car la valeur de l'origine de la convolution obtenue $(+5.960)$ est presque égale à la valeur des Times shifts dominants $(+6\text{ms})$.

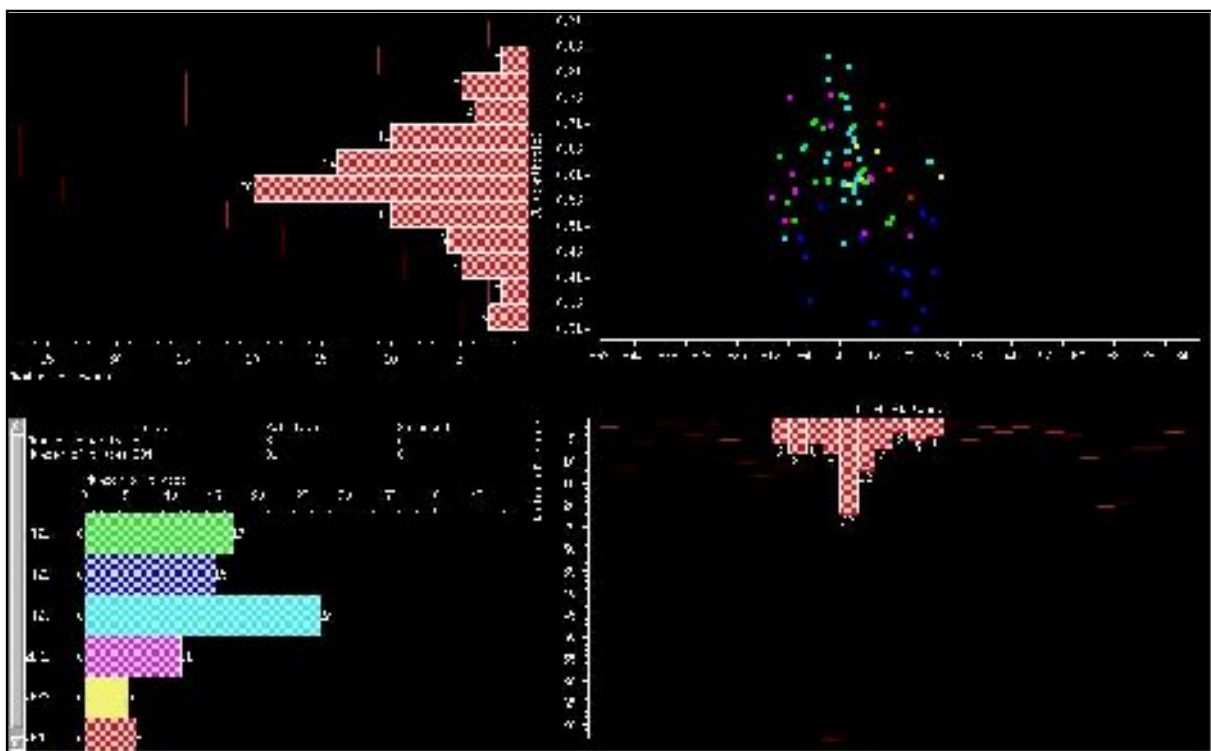


Figure.127. Le résultat de l'élimination des Times Shifts anormaux.

▪ Etape 2 : la détermination de la phase de rotation

Elle consiste d'étudier la distribution de la phase optimale sur les crossplots et les histogrammes, et vérifier la cohérence des Times shifts résiduels sur la mini-carte.

- Le cross plot (fig.128) a montré que la phase optimale trouvée pour chaque trace voisine varie de 0 à 360 avec des coefficients de corrélations associés variant de 0.31 à 0.86.
- L'histogramme (fig.128) a montré également que le décalage optimal de temps trouvé pour les traces voisines est tout à fait conforme, autour 170 degrés.

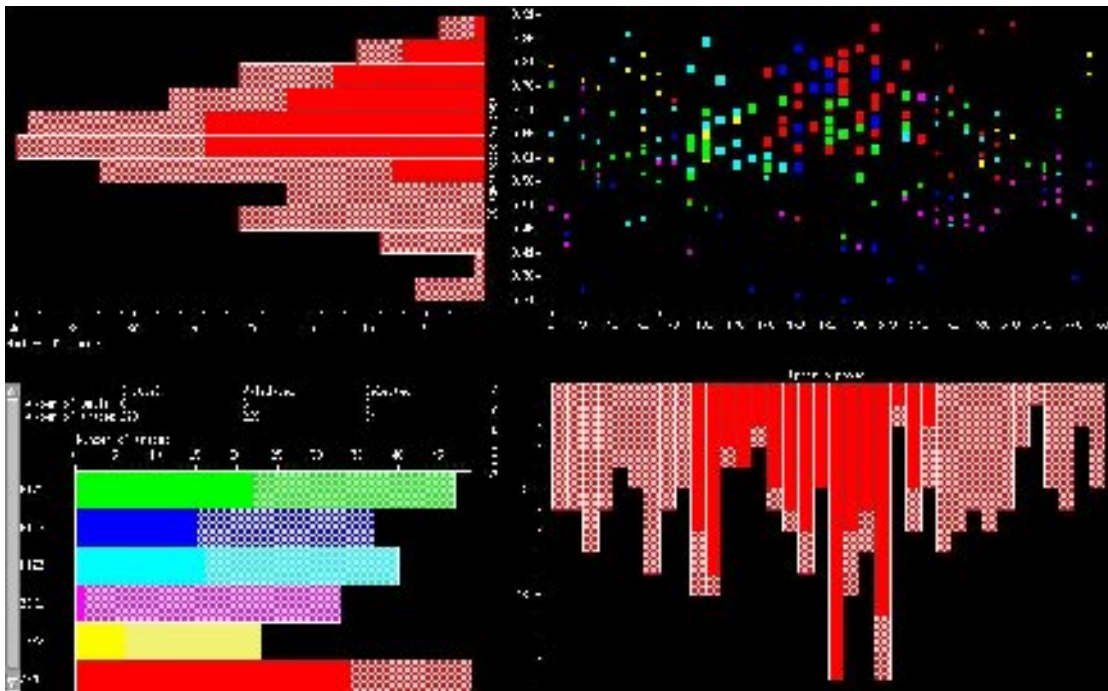


Figure.128. La détermination de la phase optimale.

A l'issue de ce contrôle, on a validé la sélection des traces qui donnent une phase optimale cohérente.

A l'issue de ce contrôle, on a validé la sélection des traces qui donnent une phase optimale cohérente.

- Le digramme montre après la validation de la sélection, que le nombre de traces sismiques calculées au niveau du puits ZEK-1 est très réduit, c'est l'équivalent d'une (01) trace (fig.129). Cela est en relation avec sa position dans le cube sismique.

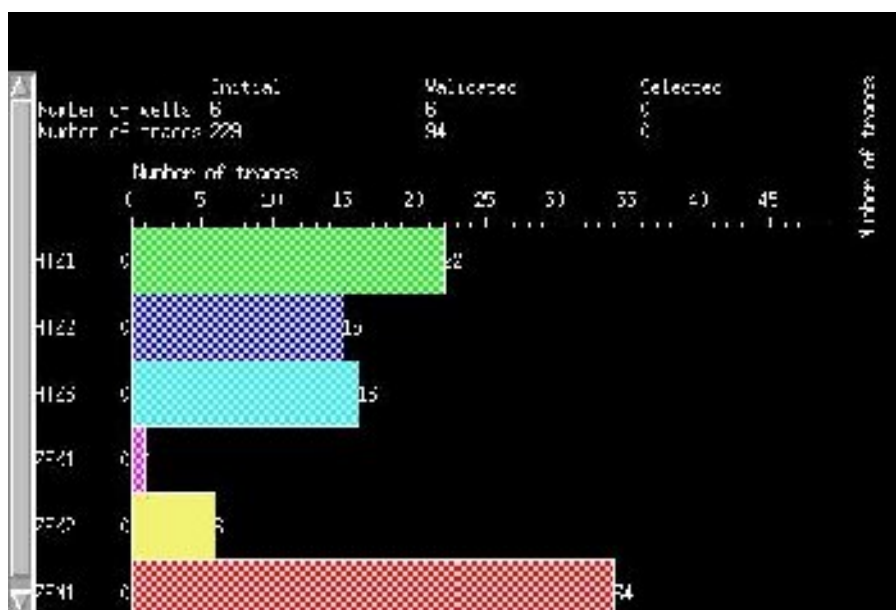


Figure.129. Le nombre de traces au niveau de chaque puits.

La validation de la deuxième étape de l'estimation de l'ondelette nous a demandé de vérifier la valeur de la phase optimale autour du puits dans la section sismique.

La fenêtre sismique, la carte d'attribut et les histogrammes nous a permis de vérifier les tendances de la valeur optimale calculée à proximité des puits et des prétentions possibles de phase.

La fenêtre qui s'affiche (les deux lignes blanches) matérialise la fenêtre de travail sur le log (fig.130) : l'intervalle d'échantillons sur lequel les différentes étapes seront appliquées. Le log d'impédance que l'on voit ici est le log d'impédance recalé (donc shifté en temps) par rapport à sa position originale, qui doit correspondre dans notre cas aux deux lignes blanches. La position du marqueur n'a donc pas de signification particulière, car c'est le marqueur recalé qui s'affiche ici.

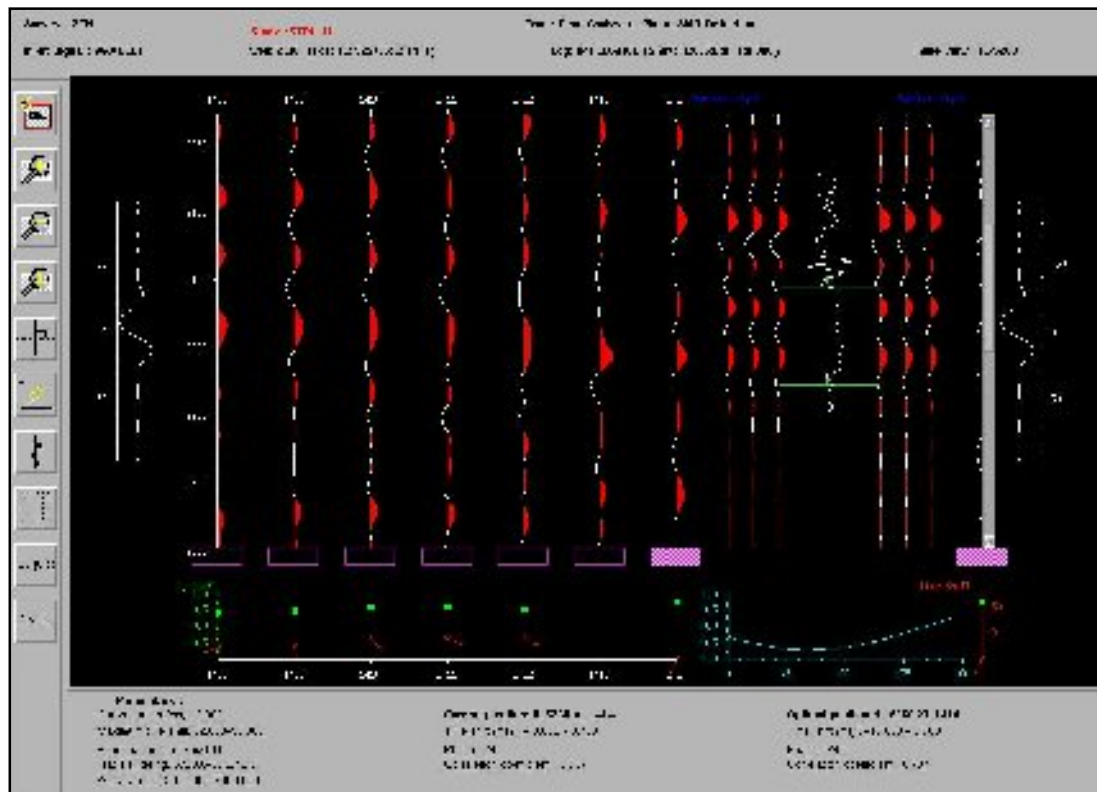


Figure. 130. La vérification de la valeur de la phase optimale.

- Etape 3 : la détermination de l'énergie de normalisation et les Times shift résiduels

Il s'agit de vérifier que l'énergie calculée est cohérente pour tous les puits (fig.131).

- Le crossplot (fig.131) a montré que le coefficient de normalisation trouvé pour chaque trace voisine au puits, varie de 0.13 à 0.97, avec des coefficients de corrélation variables de 0.28 à 0.83.
- Les histogrammes également (fig.131) ont montré que la valeur moyenne du coefficient de normalisation est de l'ordre de 0.463.

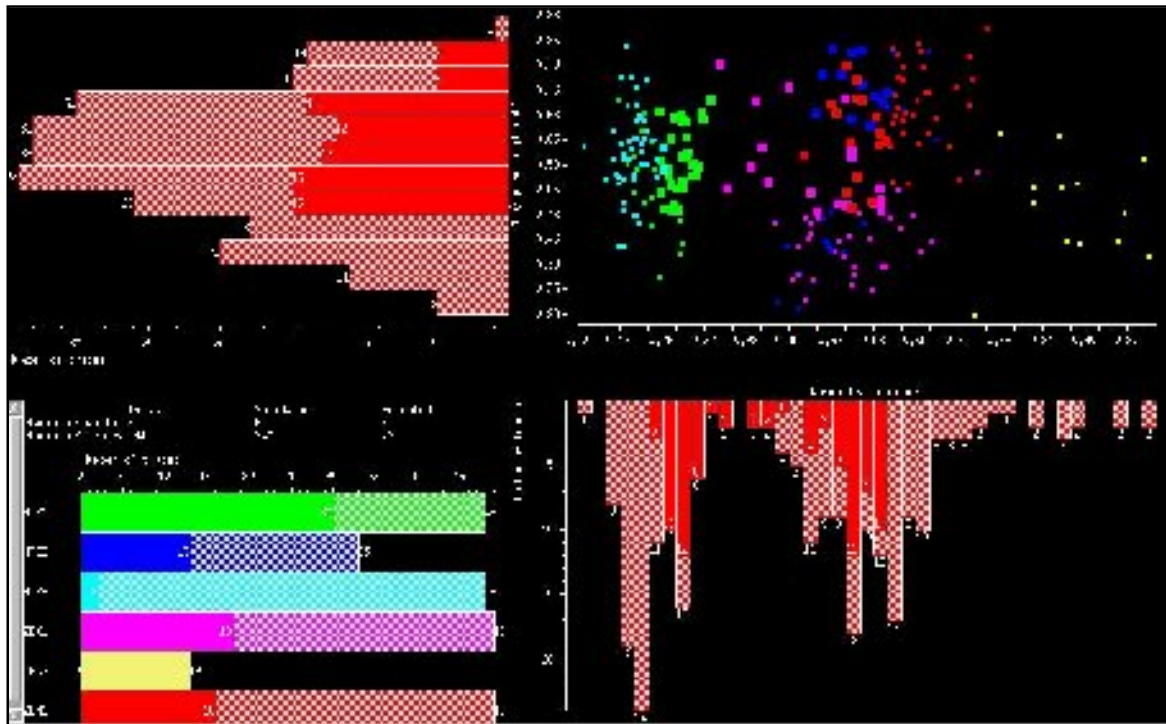


Figure.131. La vérification de l'énergie calculée.

Le contrôle de qualité de cette étape a été fait sur la vue sismique en vérifiant la qualité du calage final en comparant le synthétique final et les traces réelles autour du puits. Ainsi en vérifiant la forme de l'ondelette finale (fig.132).

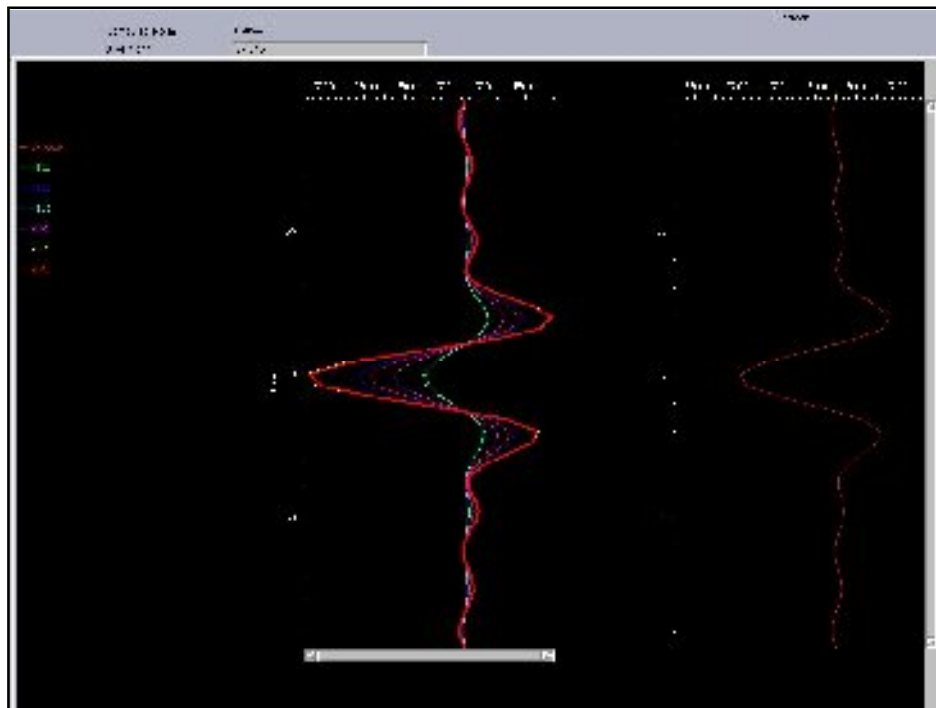


Figure. 132. Les différentes ondelettes obtenues au niveau les différents puits.

A gauche de l'image (fig.132), les différentes ondelettes estimées au niveau de chaque puits, qui sont superposées avec l'ondelette finale (chaque couleur de l'ondelette correspond à la couleur attribuée au puits). A droite l'ondelette finale moyenne. L'analyse de ces ondelettes montre que l'ondelette estimée au niveau du puits ZEK-1 est identique à celle finale.

X.2.3- La création du modèle structural

Le but du modèle direct est de combiner la connaissance géologique et l'information au niveau du puits. Ceci se compose d'une interpolation entre les puits et l'horizon sismique. La création du model direct implique trois étapes principales :

A- Définition de la géométrie structurale.

La démarche classique est de créer automatiquement le schéma structural : les 2 horizons au toit (Cst Top) et au mur (Cst Bottom), ainsi que les 4 bordures délimitant le volume sismique (fig. 133).

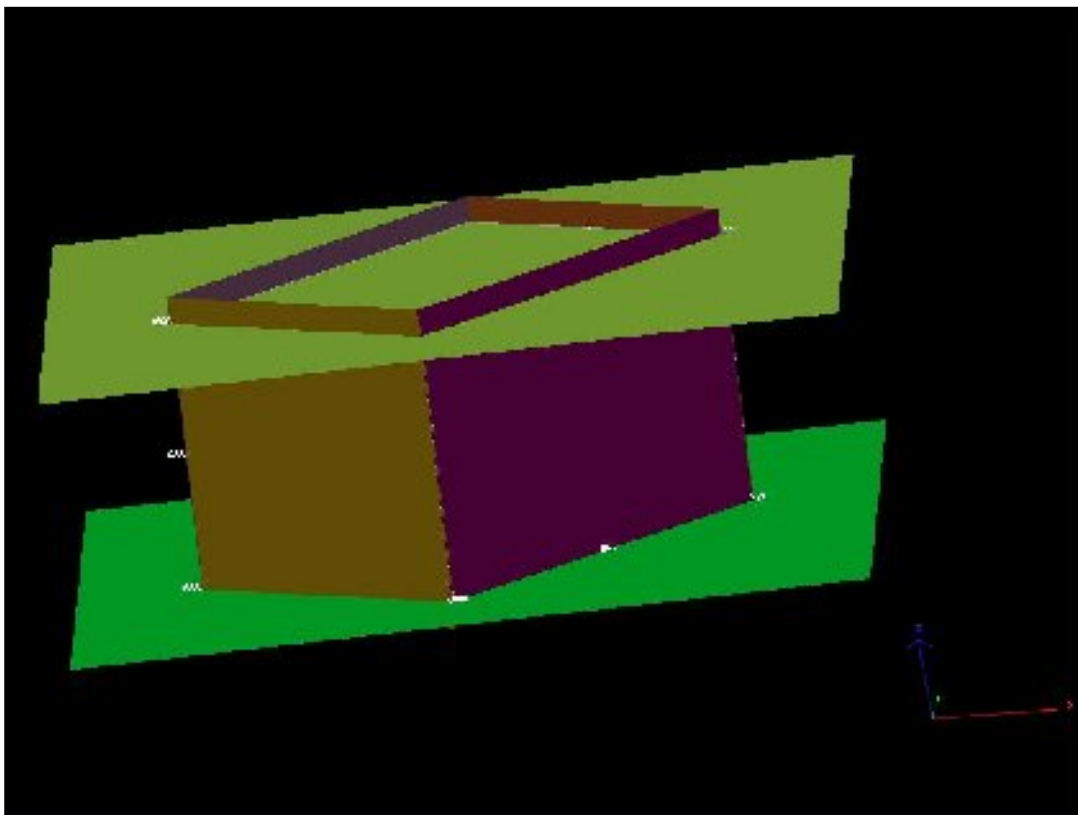


Figure.133. Le model structural théorique.

B- Définition de la géométrie interne

Cette étape consiste à calculer une surface paramétrique pour chaque horizon sismique interprété, il s'agit de l'horizon de la discordance hercynienne et celui du Top A (fig.134).

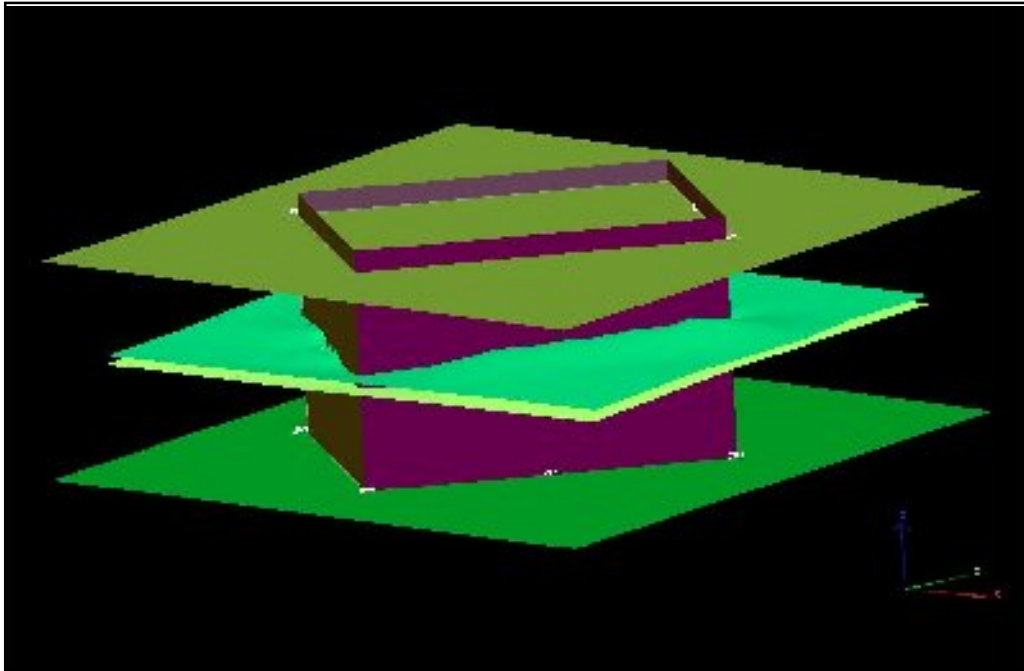
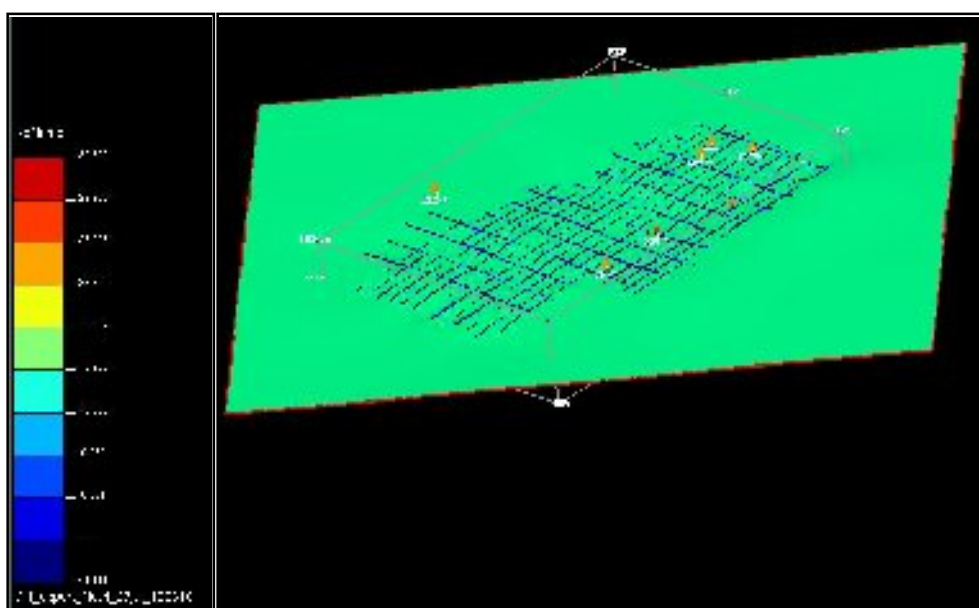


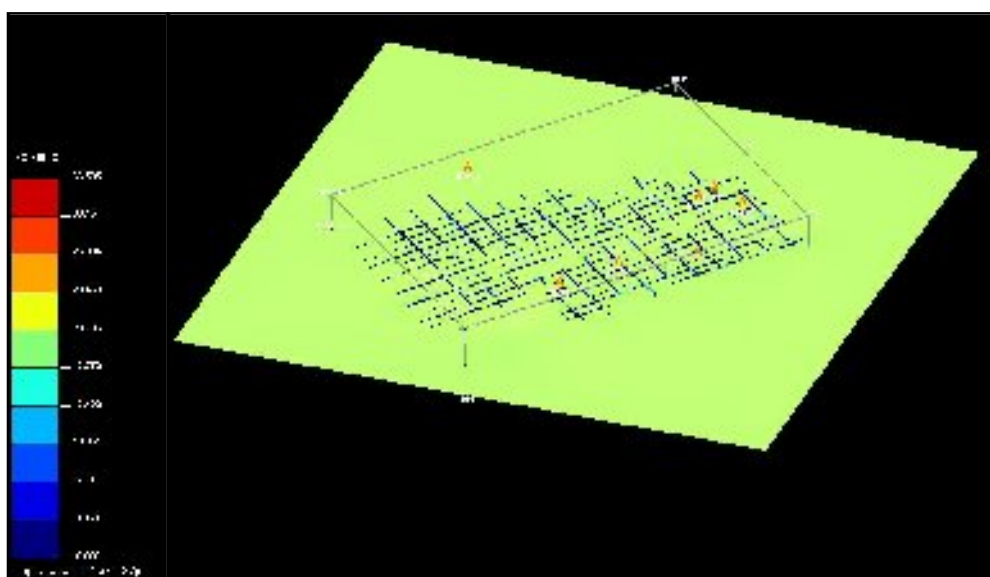
Figure.134. Les surfaces paramétriques pour les horizons corrélés.

Pour vérifier la cohérence de la surface paramétrique au niveau de chaque horizon avec les données originales de l'horizon (la visualisation de l'écart par rapport au semi), il faut afficher uniquement les points semi coloré selon la distance à la surface paramétrique (fig.135). A cet effet l'horizon apparaît avec des points, pour chaque point une couleur indiquant son écart par rapport à la surface paramétrique (bleu : écart faible, rouge : écart fort, selon la palette). Si au niveau du puits (où même ailleurs) il apparaît un décalage important c'est que la surface paramétrique n'est pas assez contrainte par les points semi coloré et s'écarte trop des données originales.). Il faudra alors revoir le modeling et l'inversion (puisque les grilles ne seront plus définies de la même façon).

Dans notre cas d'étude, les deux surfaces paramétriques (fig.35.a et 35.b) sont dans les normes, pas des écarts anormaux qui ont été remarqués.



a. Vérification de la surface paramétrique de la DH.



b. Vérification de la surface paramétrique du Top A.

Figure. 135. La vérification des surfaces paramétriques.

C- Interpolation entre les puits : selon la géométrie structurale et la géométrie interne (fig.136).

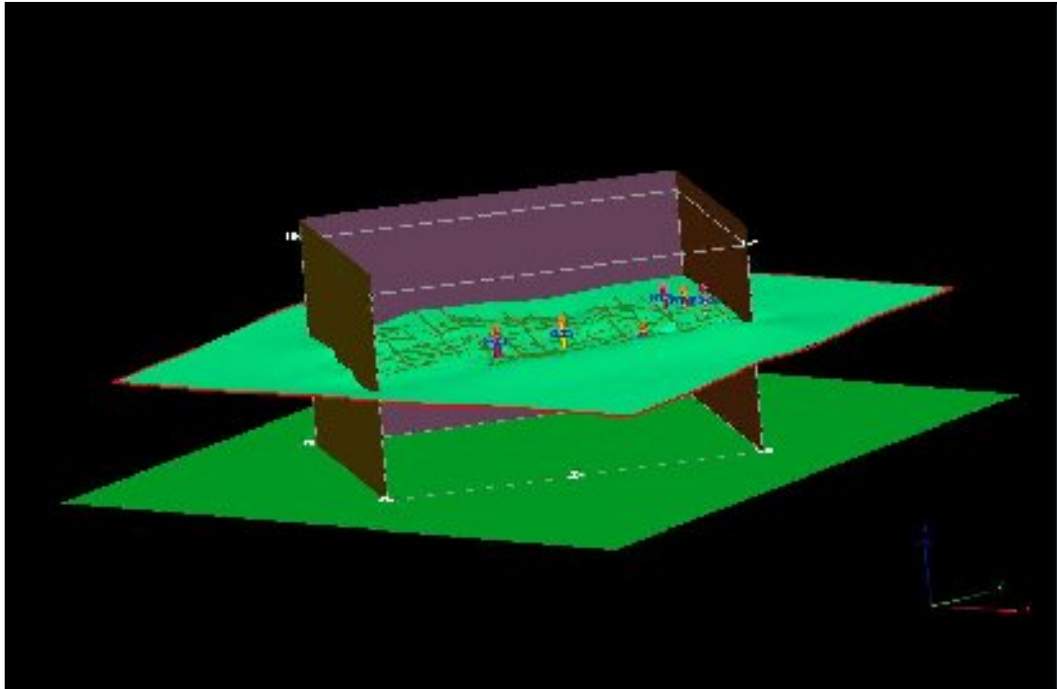


Figure.136. L'interpolation entre les puits, la géométrie structurale et la géométrie interne.

IX.2.4- Le modeling

Le but est de créer un modèle a priori (ou direct modeling), il s'agit d'établir un modèle par l'interpolation entre l'information du puits et l'information géologique (structure et stratigraphie). La création du model a priori est faite comme suite :

A-Construction des post edges

Les post edges sont des bords de référence pour la construction de la grille. Ils sont générés initialement à partir de l'intersection entre les éléments structuraux principaux du model structural déjà créé (intersection entre les bordures). Ils apparaissent comme des barres verticales jaunes aux 4 coins de la survey (fig.137).

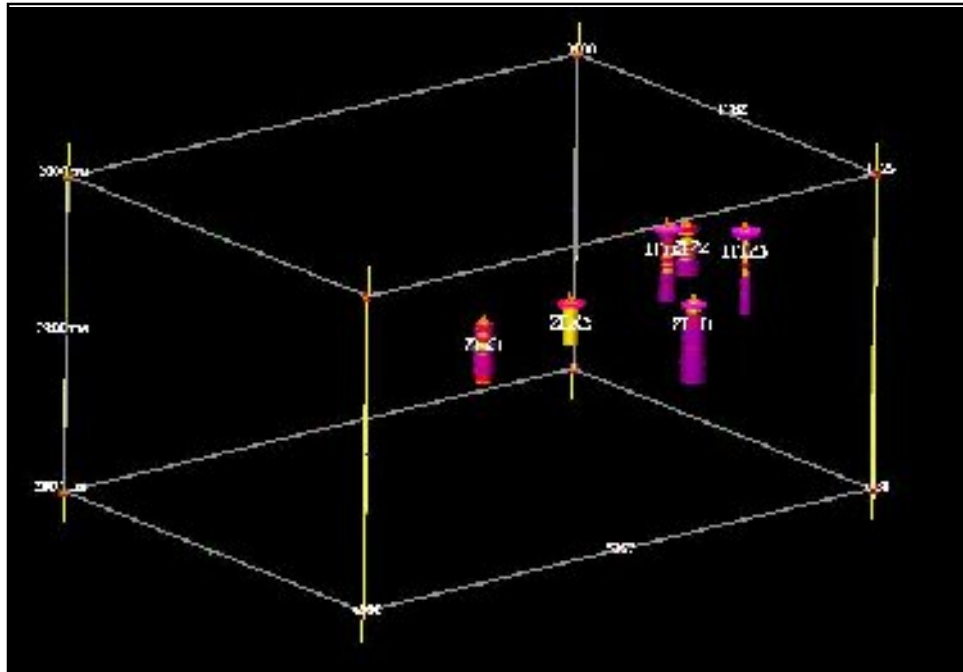


Figure.137. La création des post edges.

B- Définition de la grille structurale

Il s'agit de diviser l'intervalle réservoir dans une matrice de blocs géologiques principaux (fig.138).

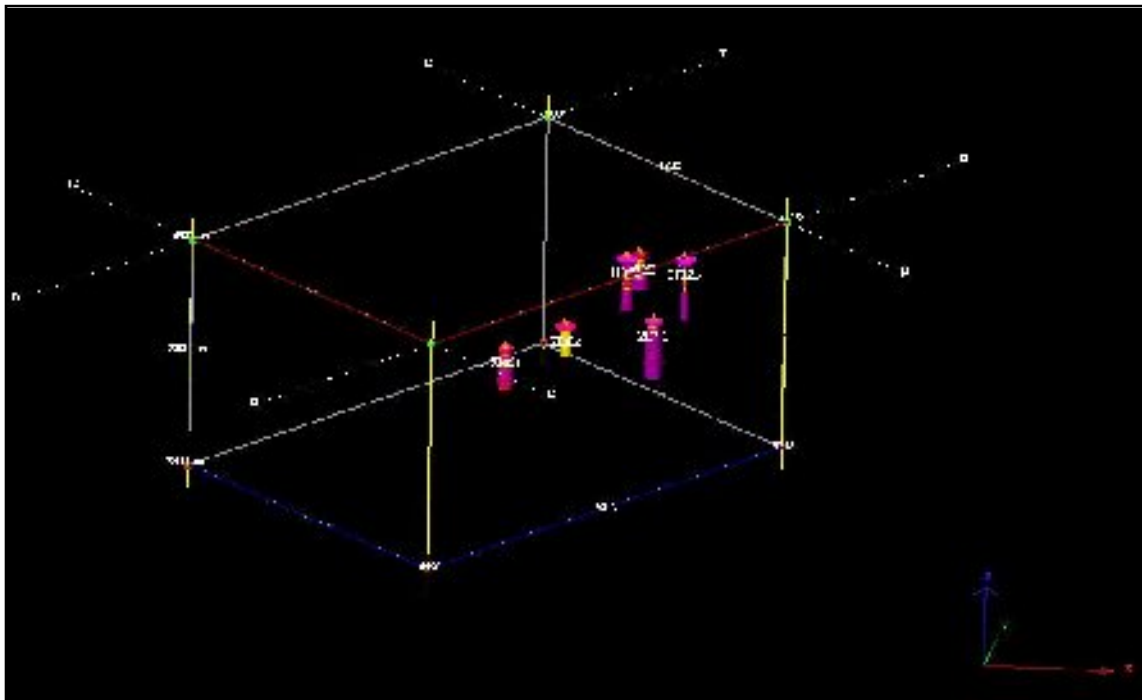


Figure.138. La définition de la grille structurale.

C- Construction des unités lithologiques

Il s'agit de construire les séquences lithologiques qui peuvent exister, chaque unité doit être limitée à la base et au sommet par deux horizons, il s'agit de:

- Le Cst Top : créé automatiquement, cet horizon délimite le survey au sommet
- La DH : le premier horizon sismique interprété, cet horizon délimite le réservoir au sommet.
- Le Top A : le deuxième horizon sismique interprété, cet horizon délimite le réservoir à la base.
- Le Cst Bottom : créé automatiquement, cet horizon délimite le survey à la base.

Suivant la succession de ces quatre horizons on a pu définir trois (03) unités lithologiques (fig.139), de bas en haut :

- L'unité lithologique (1) : elle est limitée de bas et en haut respectivement par le Cst Top et la DH (fig.139.a)
- L'unité lithologique (2) : elle est définie par les deux horizons suivants ; la DH et le Top A (fig.139.b).
- L'unité Lithologique (3) : elle est définie par le Top A au sommet et le Cst Bottom à la base (fig.139.c).

D- Définir le mode de dépôt pour chacune des unités

- L'unité lithologique (1) : elle présente un mode de dépôt parallèle par rapport à sa base c'est-à-dire par rapport à la DH qui est une surface érosive.
- L'unité lithologique (2) : elle possède un mode de dépôt concordant.
- L'unité lithologique (3) : elle présente un mode de dépôt parallèle par rapport au sommet c'est-à-dire par rapport au Top A.

E- Construire la grille stratigraphique de chaque unité

La grille stratigraphique est calculée d'après la taille du bin sismique. La résolution de la grille, c'est-à-dire le nombre des cellules selon X et Y, elle dépend de la complexité structurale du modèle et du pendage locale de l'horizon.

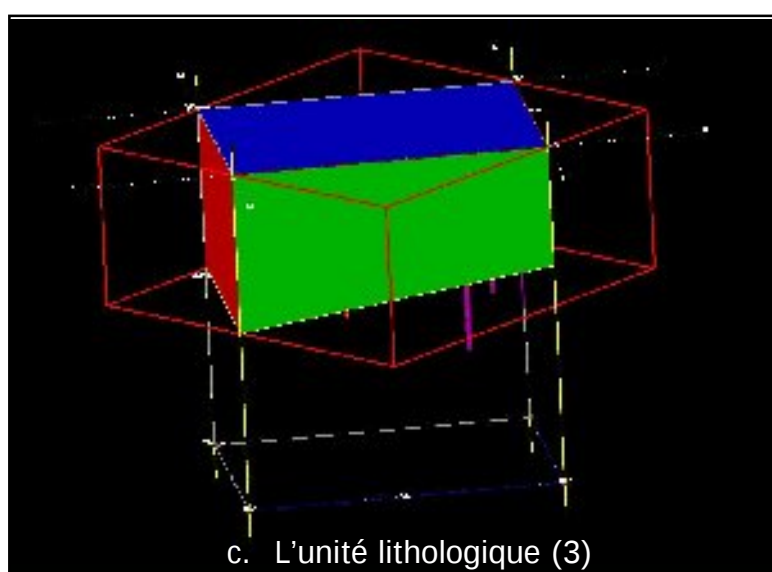
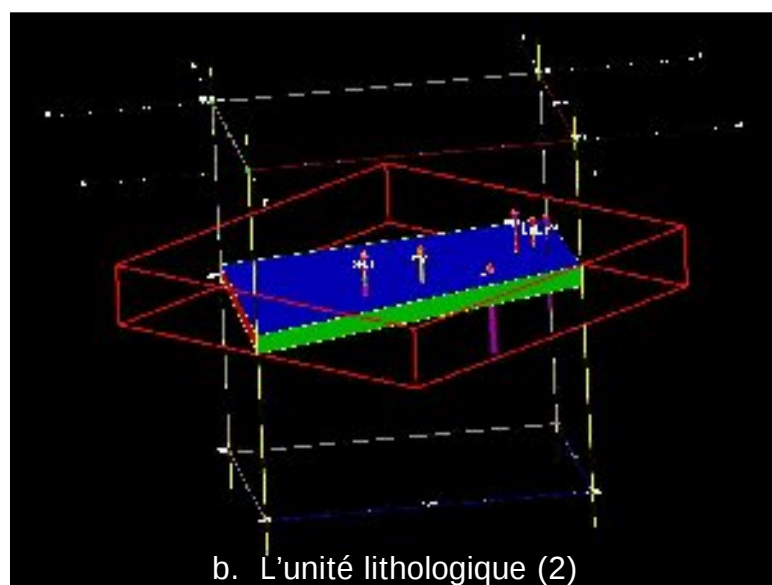
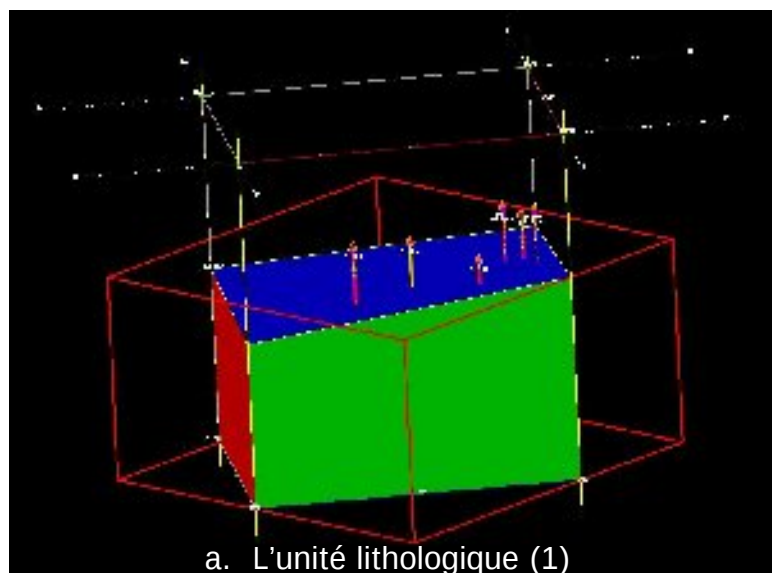


Figure. 139. Les unités lithologiques déterminées pour le volume sismique.

IX.2.5- Création du modèle d'impédance acoustique

Faire un modèle d'impédance acoustique avec failles est quelque chose d'extrêmement complexe et dont le résultat ne sera pas nécessairement meilleur qu'un modèle n'incluant pas les failles. Si la sismique est suffisamment bonne et si le pointé d'horizon tient compte des failles, l'inversion prendra automatiquement en compte la structure faillée.

Le modèle d'impédance (fig.140) à générer n'utilise comme données venant de l'estimation de l'ondelette que les puits recalés. Les paramètres pris en considération sont les suivants :

- Le volume sismique utilisé pour la création du modèle, il est défini en X (Cross Line). Y (In Line) et en Z (temps).
- Les six (06) puits et leur log d'impédance acoustique.
- Les trois (03) unités lithologiques.
- L'ondelette moyenne estimée.
- Un filtre de basse fréquence.

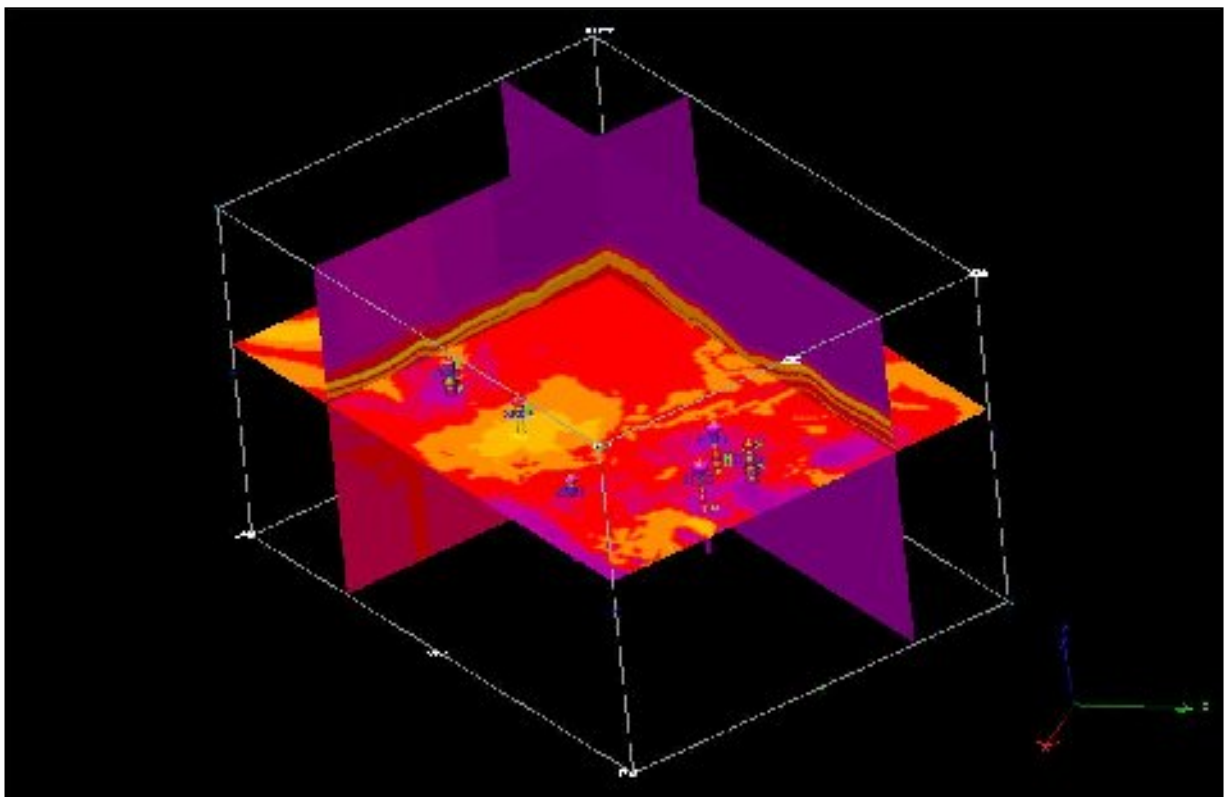


Figure.140. Le modèle d'impédance généré.

Afin de vérifier l'exactitude du modèle direct (fig.141), on a assuré que :

- Les modes de dépôt choisis sont conformes aux événements sismiques principaux.
- Les résiduels sont faibles aux endroits des puits ainsi qu'à n'importe quel endroit du modèle.
- L'ondelette est valide et la calibration au niveau des puits est uniforme.

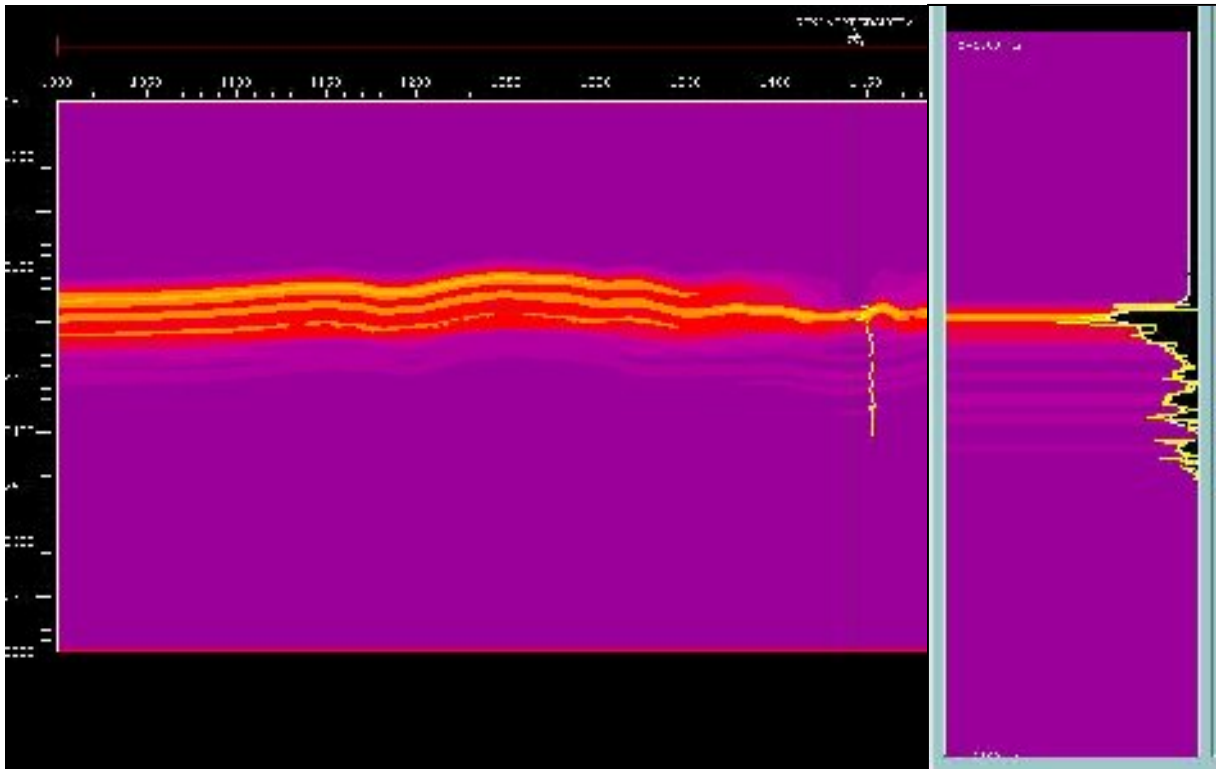


Figure. 141. La vérification de la validité du modèle.

Vu que notre objectif est de vérifier la présence du phénomène de biseutage du réservoir gédinnien dans la partie Nord Ouest de la zone d'étude, pour faire cette vérification on a créé la vue 2D, qui nous a permis de visualiser les Cross Lines (ou les In Lines) passant par le puits ZEN-1, afin de vérifier l'exactitude de l'interprétation des horizons sismiques ainsi que la présence des biseaux.

La cross Line (5529) passant par le puits ZEN-1 qui est le puits clef de notre étude (fig.141) a montré que :

- L'interprétation des deux horizons sismiques est généralement conforme aux principaux événements :

- L'horizon de la discordance hercynienne (DH) qui est une surface érosive se localise au sommet d'un banc qui possède une extension latérale limitée, c'est-à-dire que ce banc se disparaît par érosion.

- L'horizon Top A qui correspond au toit du Silurien, sa position est discutable :

- Si on considère le modèle d'impédance acoustique ; le changement de couleur indique le changement du faciès et le passage entre les deux est matérialisé par une limite d'interfaciès. D'après l'image (fig.142.a) on a un passage net entre le premier paquet de haut (couleur jaune et rouge) et le deuxième paquet de bas (couleur violet), et la limite entre les deux doit être l'équivalent du toit du Silurien. Donc on doit décaler l'horizon du Top vers le haut.

- Si on considère le contexte géologique de la zone où la limite entre le Gédinnien et le Silurien n'est pas matérialisé par une surface, mais par une zone de passage qui est caractérisée par un faciès variable le long de son extension. Donc la position de l'horizon Top A est correcte avec toutefois quelques décalages qu'on doit les corriger (fig.142.b).

- L'examen de l'épaisseur de l'intervalle réservoir en prenant en compte la position de la discordance hercynienne (DH) a montré que cet intervalle possède une épaisseur décroissante en allant vers le puits ZEN-1 qui indique la présence d'un biseau.

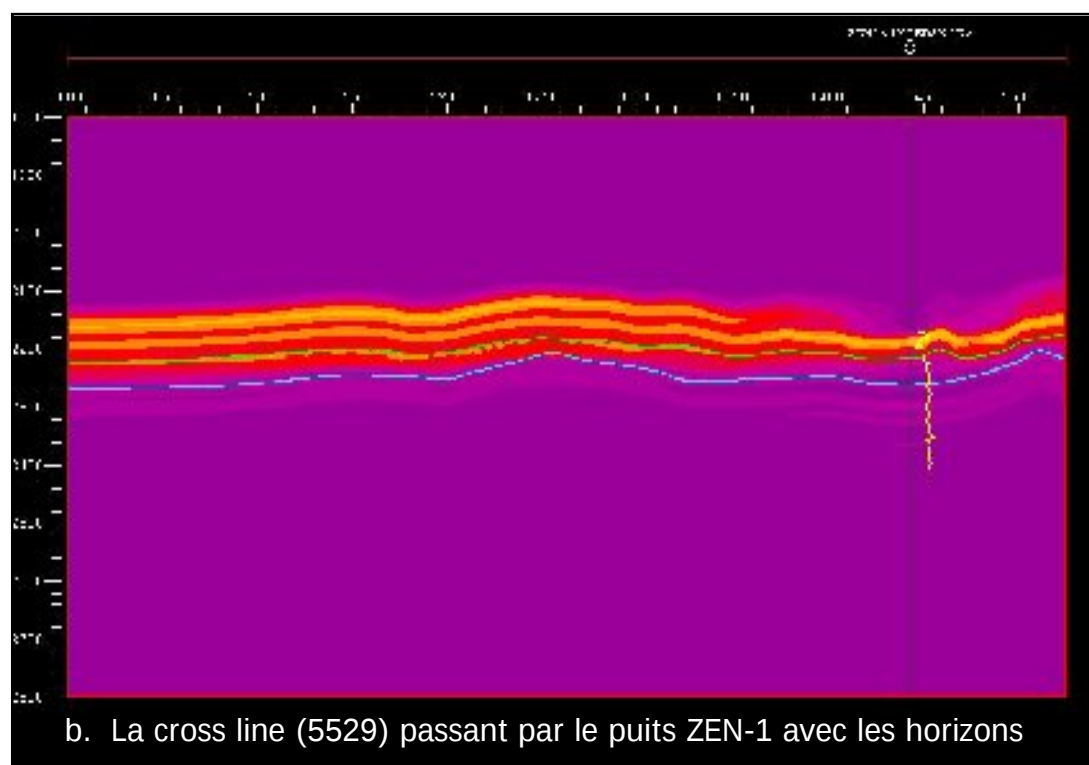
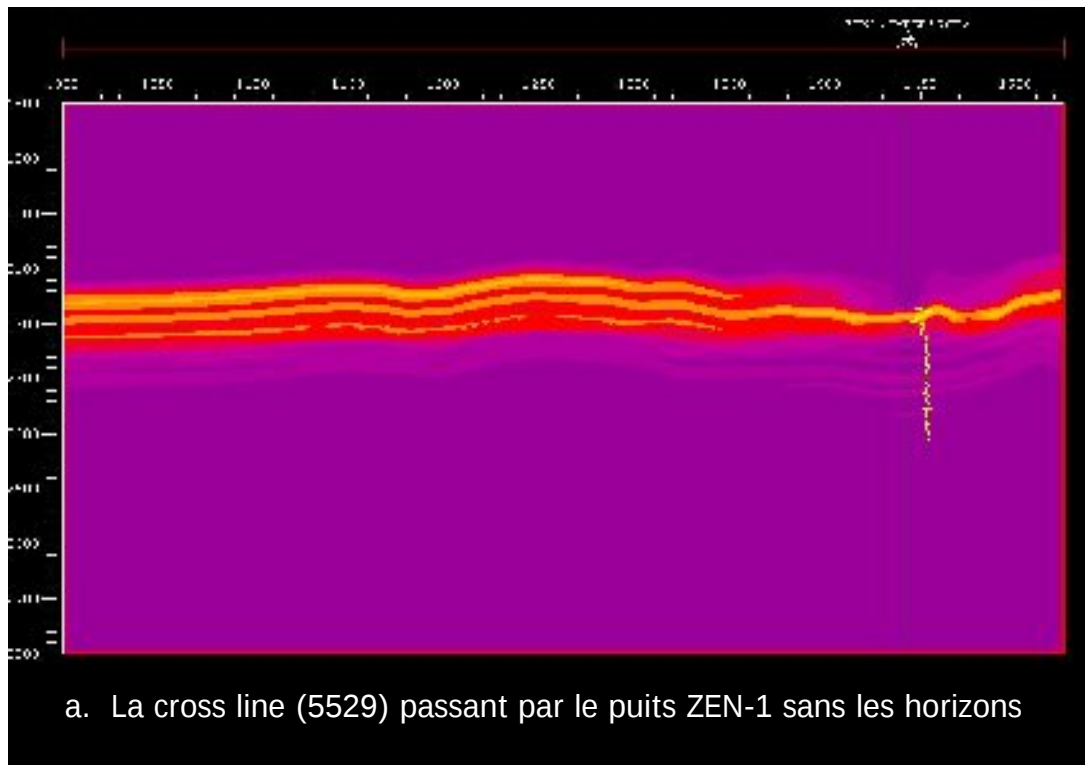


Figure.142. La cross Line (5529) passant par le puits ZEN-1 montrant le phénomène de biseautage du Gédinnien.



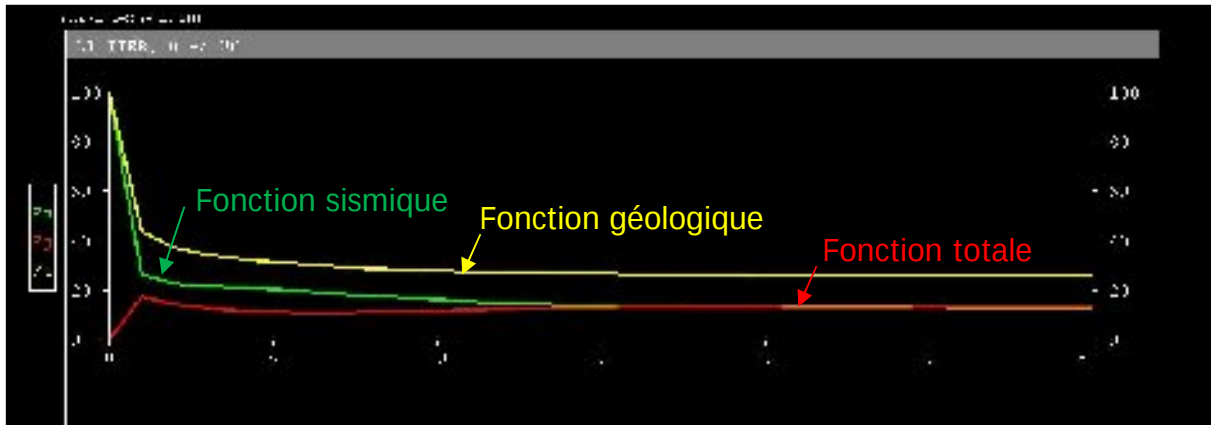


Figure.144. Le contrôle de qualité de l'inversion sismique

La partie sismique (courbe verte) de la fonction objective diminue principalement après les premières itérations. Au contraire, la limite géologique (courbe rouge) augmente après les premières itérations (à l'itération 0, cette limite est égale à zéro). Ces fonctions objectives sont exprimées en pourcentage de la fonction objective globale à l'itération 0. La courbe en jaune montre le coefficient de corrélation entre la sismique observée et la sismique synthétique à chaque point de tire, avant et après l'inversion.

Selon l'allure des courbes des trois fonctions, l'inversion sismique est faite dans des bonnes conditions.

X- INTERPRETATION DES MODÈLES

X.1- Interprétation du modèle d'impédance acoustique

Le modèle d'impédance acoustique a été généré uniquement dans l'intervalle réservoir gédinnien suivant l'intervalle de l'impédance acoustique calculée au niveau des puits. En dehors de cet intervalle c'est de l'interpolation du logiciel (fig.145).

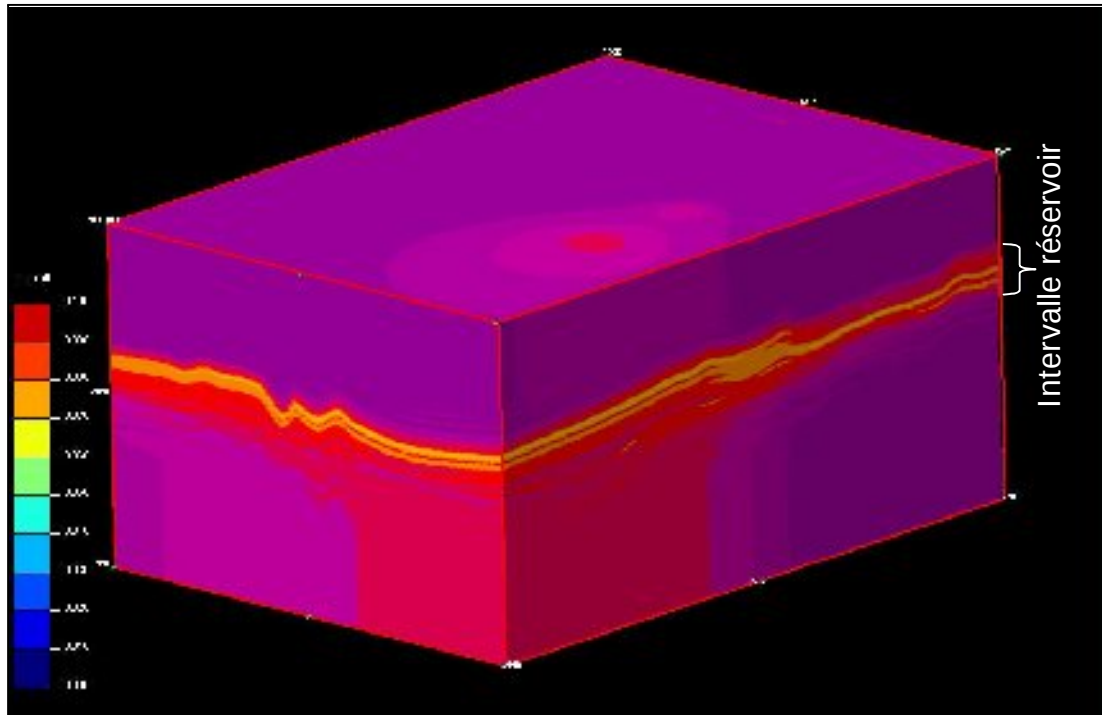


Figure. 145. Le modèle d'impédance acoustique généré

L'interprétation géologique d'un modèle d'impédance acoustique est très délicate. A l'heure actuelle, n'y a pas une stratégie claire d'interprétation, et lorsque la génération du modèle a été réalisée dans le but de déterminer l'extension et plus exactement la terminaison du biseau de la zone de ZEN-1. On a exploité le modèle en terme de limite d'extension des faciès d'impédance acoustique indiqués par les différentes couleurs, cette limite correspond à la limite biseau. Chaque couleur représente un faciès d'impédance acoustique, et chaque faciès d'impédance reflète un faciès géologique.

Trois (03) times slices ont été pris dans le modèle à des profondeurs différentes et au niveau de l'intervalle réservoir, afin de suivre l'évolution verticale et latérale de faciès au niveau de la zone de biseau; il s'agit d'un time slice à la base du réservoir, un deuxième au milieu et le troisième au sommet.

Avant de décrire les times slices, la légende affichée a indiqué la présence de plusieurs familles de faciès selon la variation de couleur, on a les classé en six (06) familles (fig.146).

Familles d'impédance acoustique			
	1	Famille d'impédance (12000000 à 10125000)	Faciès (1)
	2	Famille d'impédance (10125000 à 8875000)	Faciès (2)
	3	Famille d'impédance (8875000 à 7625000)	Faciès (3)
	4	Famille d'impédance (7625000 à 6375000)	Faciès (4)
	5	Famille d'impédance (6375000 à 4500000)	Faciès (5)
	6	Famille d'impédance (4500000 à 2000000)	Faciès (6)

Figure. 146 : Les familles de l'impédance acoustique.

Suivant l'intervalle de l'impédance acoustique calculée au niveau des puits, la légende des faciès d'impédance acoustique a indiqué la présence de six (6) faciès, chaque faciès est composé de deux ou trois sous faciès (fig.146) :

- Le faciès (1) n'est pas réel (interpolation du logiciel).
- Les faciès (2a et 2b), (3) et (4) sont des faciès d'impédance acoustique appartenant à l'intervalle réservoir gédinnien qui englobe :
 - Le faciès (2b) : qui est l'équivalent de l'unité « b ».
 - Le faciès (3a) : qui correspond à l'unité « c ». Le faciès (5) et le faciès (6) sont deux faciès qui n'existent pas dans le modèle.

Cette présence nous a énormément guidés dans l'interprétation des times slices pris à différentes profondeurs, et également dans la détermination d'extension du biseau.

- Le time slice à la base du réservoir gédinnien (à 2260ms) : a montré la dominance des faciès (2) et (1). Un passage net entre les deux faciès matérialisé par une ligne continue. Cette ligne représente la limite d'extension du faciès (2) dont le puits ZEN-1 se trouve en dehors de cette limite (fig.147).

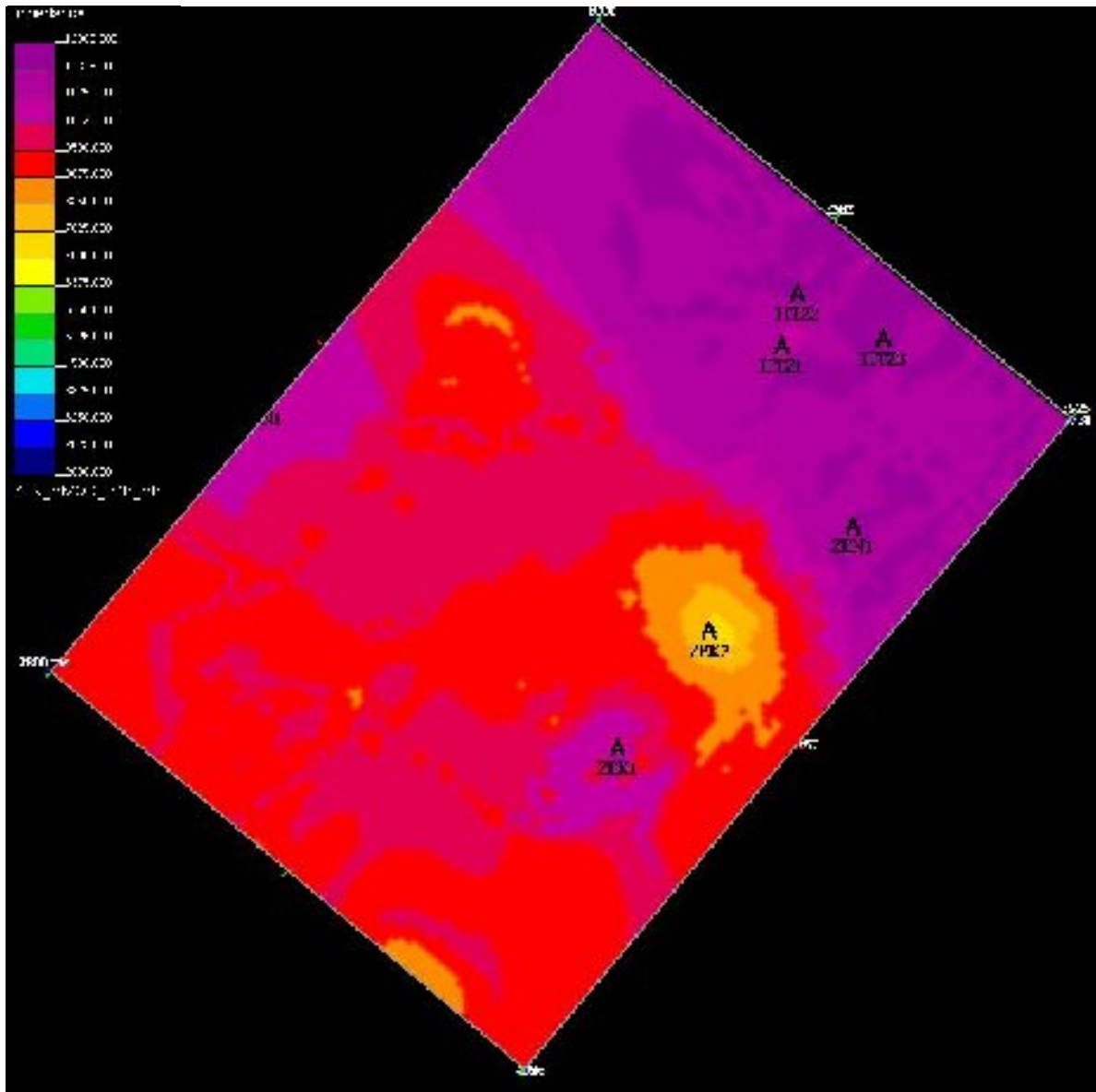


Figure.147. Le time slice d'impédance acoustique à la base du réservoir gédinnien.

- Le time slice au milieu du réservoir gédinnien (à 2240ms) : a montré la dominance du faciès (2) dans la partie Sud Ouest. Vers la partie Nord Est la dominance du faciès (1). Un passage net du faciès (2) vers le faciès (1) séparé par une ligne irrégulière. Le remarquable que le puits ZEN-1 (fig.148) se trouve en dehors de la limite des faciès réservoir.

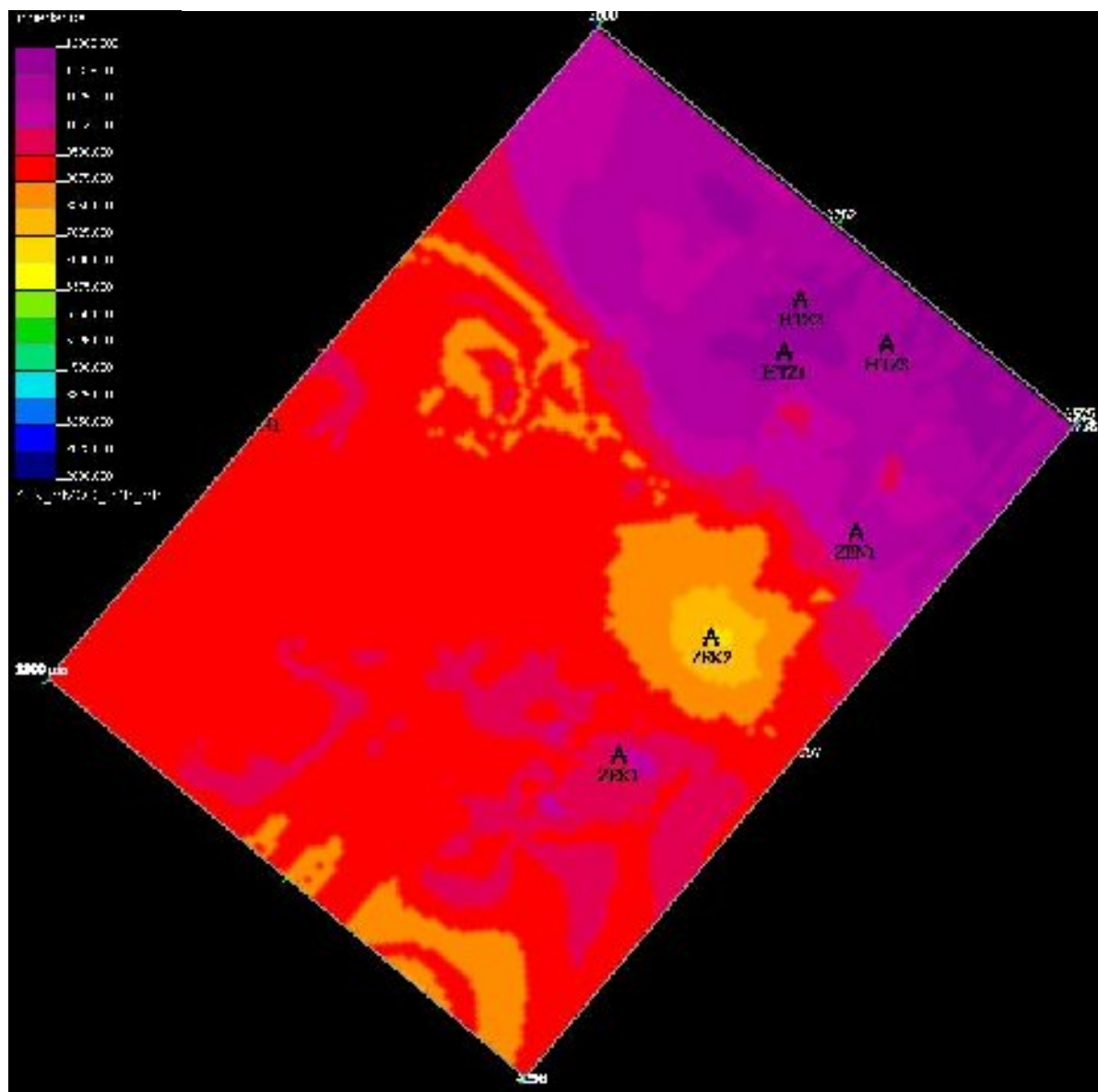


Figure.148. Le time slice d'impédance acoustique au milieu du réservoir gédinnien.

- Le time slice d'impédance acoustique au sommet du réservoir gédinnien (2220ms): a montré la présence de quatre premiers faciès (fig.149) avec la prédominance du faciès (2) suivi par le faciès (3) qui est réparti d'une façon aléatoire. Le puits ZEN-1 se trouve à la limite d'extension du faciès (2b) en allant du Sud Ouest vers le Nord Est.

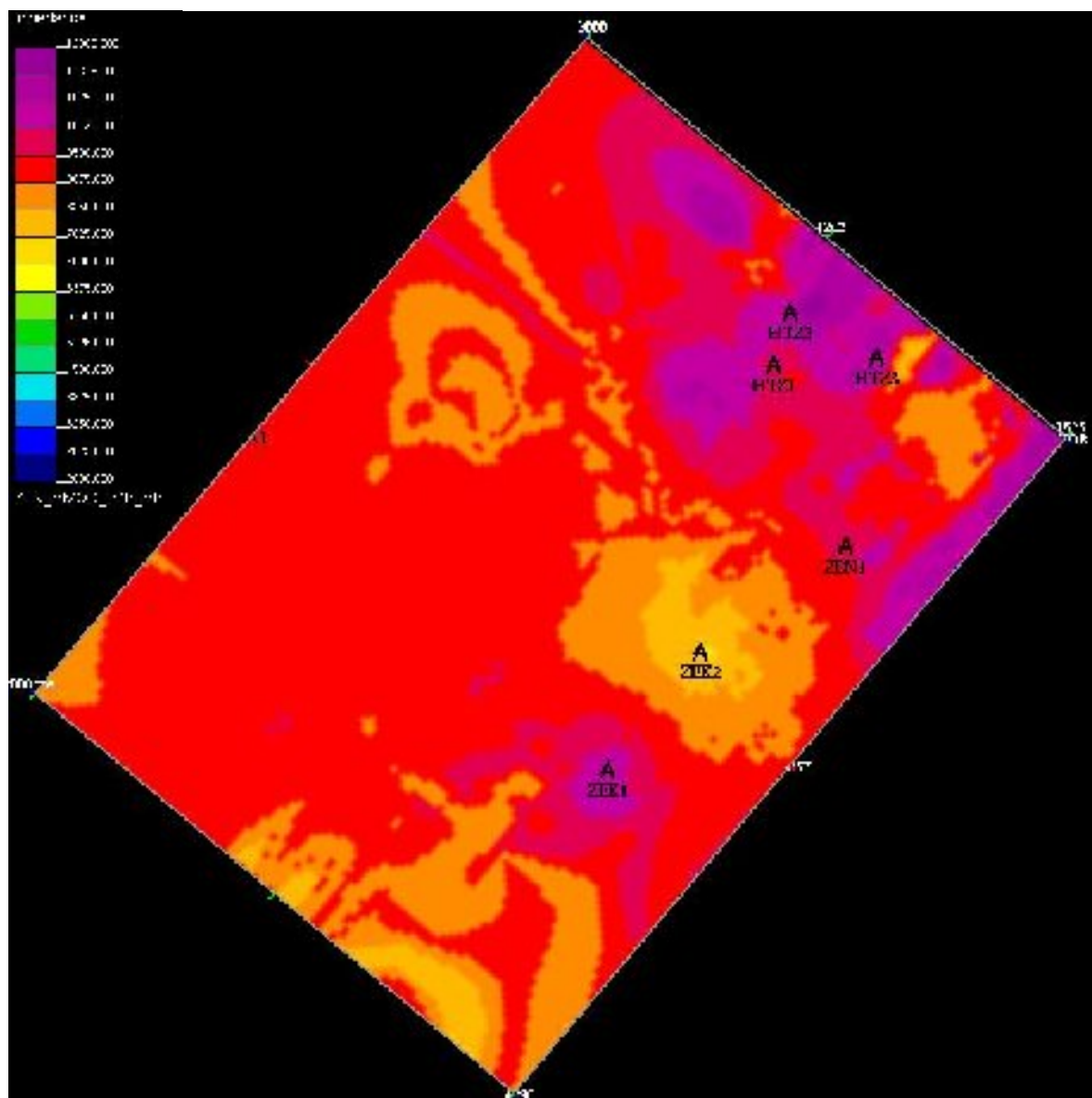


Figure.149. Le time slice d'impédance acoustique au sommet du réservoir gédinnien.

Pour mieux cerner la terminaison du biseau, il est bien évident d'examiner l'Inline d'impédance acoustique (5529) qui passe par le puits ZEN-1.

Il est bien de rappeler que le processus de l'inversion sismique est accompagné par un recalage des logs d'impédance acoustique par rapport à la sismique ainsi qu'une correction des profondeurs des horizons au niveau des puits. Ce qui a été remarqué au niveau du puits ZEN-1 (fig.150).

L'Inline a montré que la base du réservoir gédinnien se trouve exactement à la limite entre le faciès (1) et le faciès (2b) et le sommet du réservoir coïncide avec la base du deuxième banc à faciès (3b). En allant vers la position du puits ZEN-1 le troisième banc à faciès (3b) a disparu complètement et l'épaisseur du faciès (2b) diminue progressivement (fig. 151).

Donc l'Inline a montré le biseautage partiel du réservoir gédinnien sous l'effet d'une érosion différentielle. Il s'agit du biseautage totale de l'unité « c » qui est représenté par le banc à faciès (3a) et le biseautage partiel du l'unité « 2b » représentée par le faciès (2).

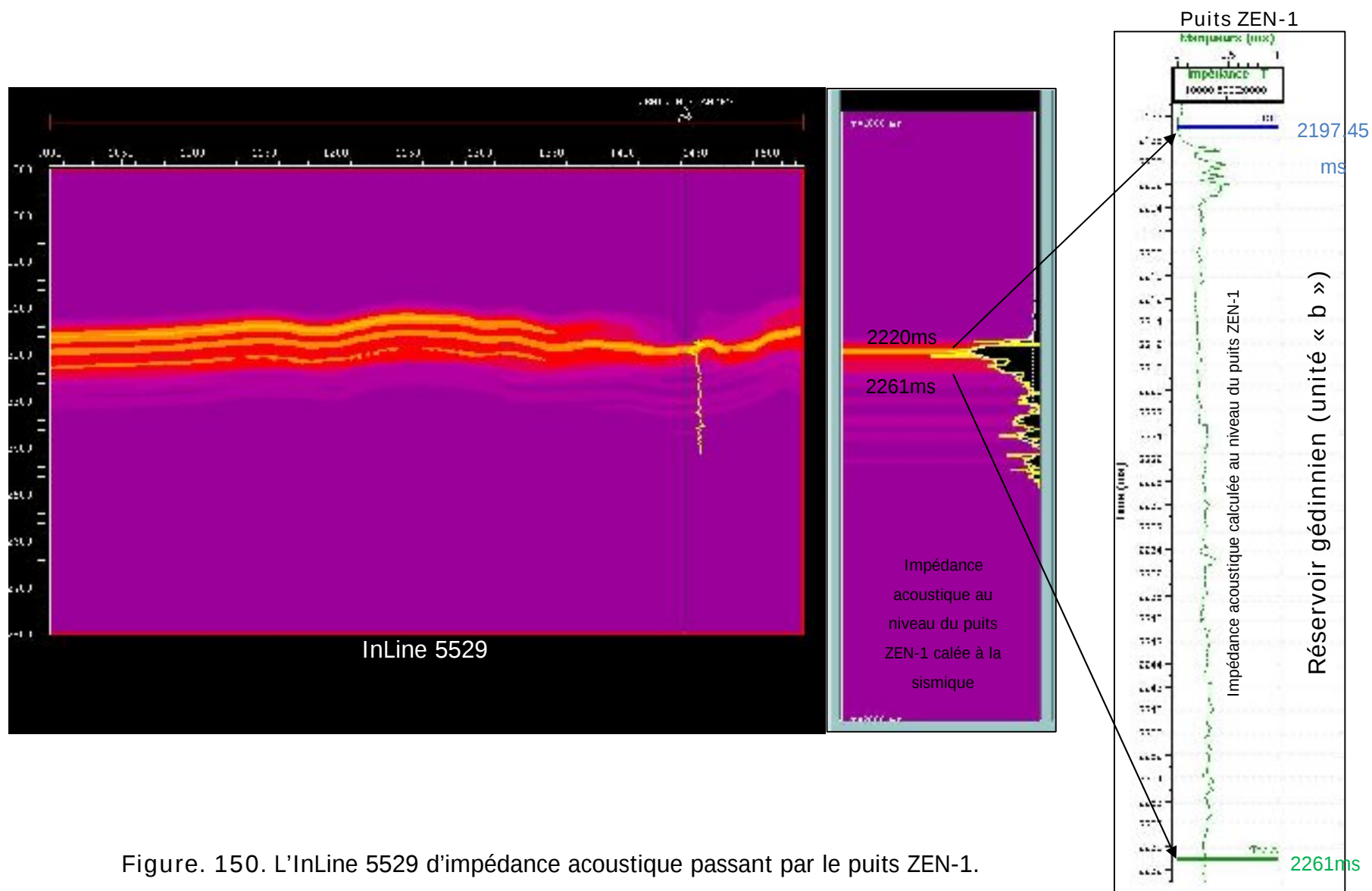
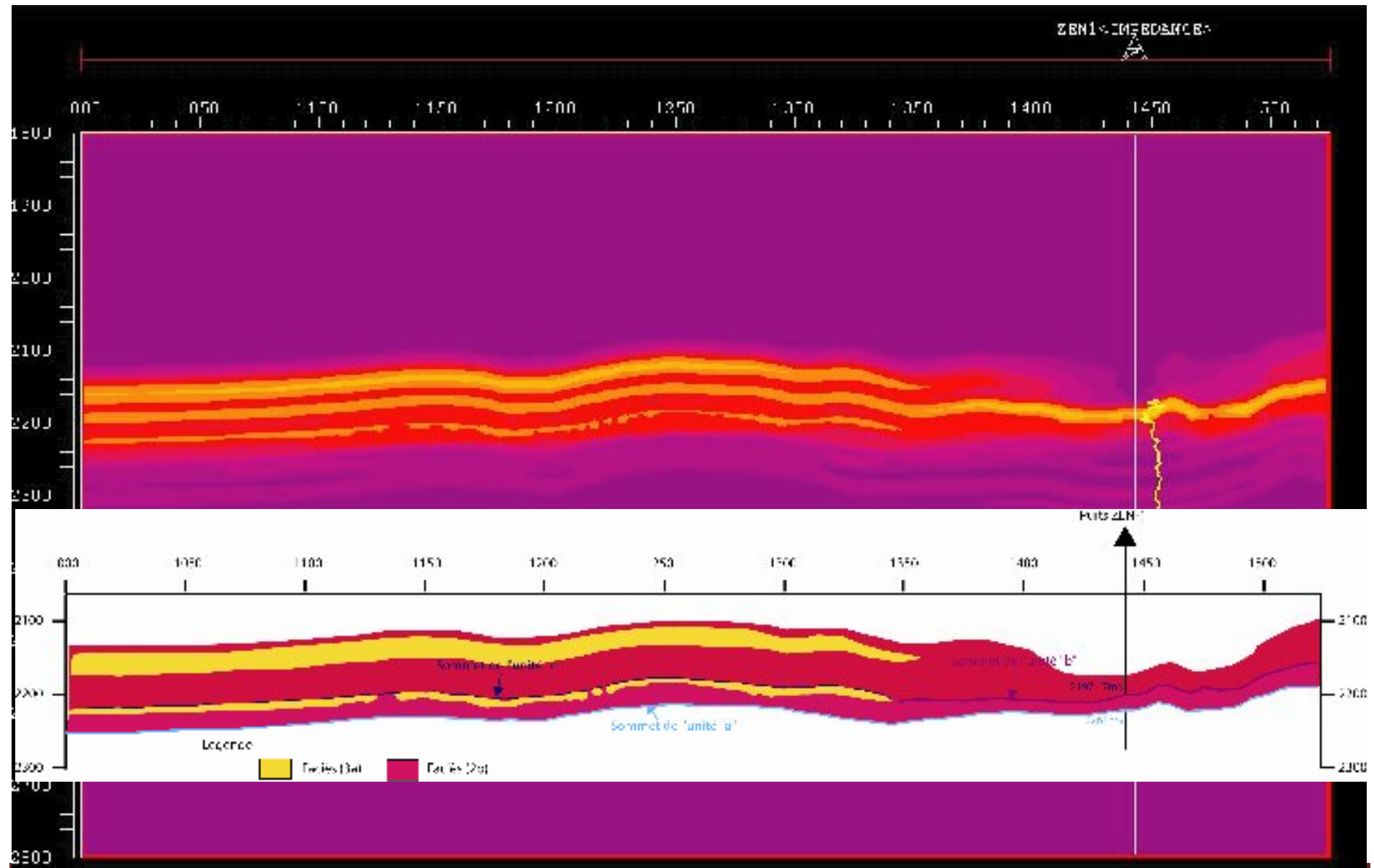


Figure. 150. L'InLine 5529 d'impédance acoustique passant par le puits ZEN-1.



X.2- Interprétation du modèle inverse

Le modèle inverse a été créé dans le but de déterminer en exactitude la terminaison du biseau de la zone de ZEN-1 (fig.152). Pour cet objectif on a pris des times slices dans le modèle inverse aux mêmes profondeurs que celles pris dans le modèle d'impédance acoustique afin de mettre en évidence l'apport de l'inversion sismique dans la détermination des biseaux.

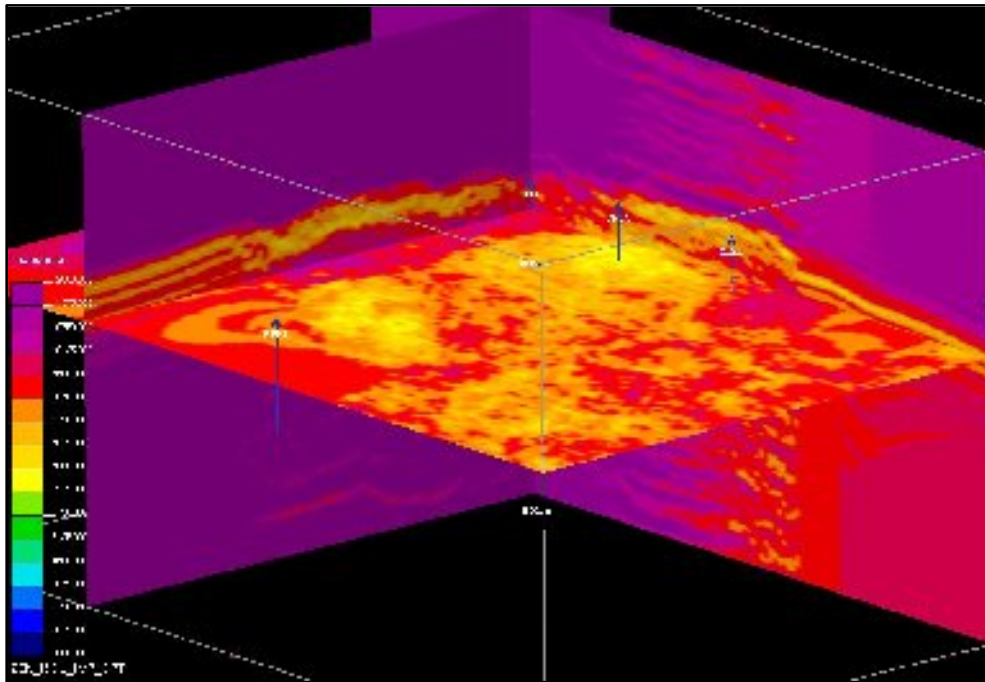


Figure.152. Le modèle du cube sismique inversé.

La légende du modèle inverse est identique à celle du modèle d'impédance acoustique, il s'agit des mêmes familles de faciès (fig.146).

- Le time slice à la base du réservoir gédinnien (à 2260ms) : a montré la dominance des faciès (2) et (1). Le passage entre les deux faciès n'est pas net (fig.153) dont le puits ZEN-1 se trouve dans le faciès (2).

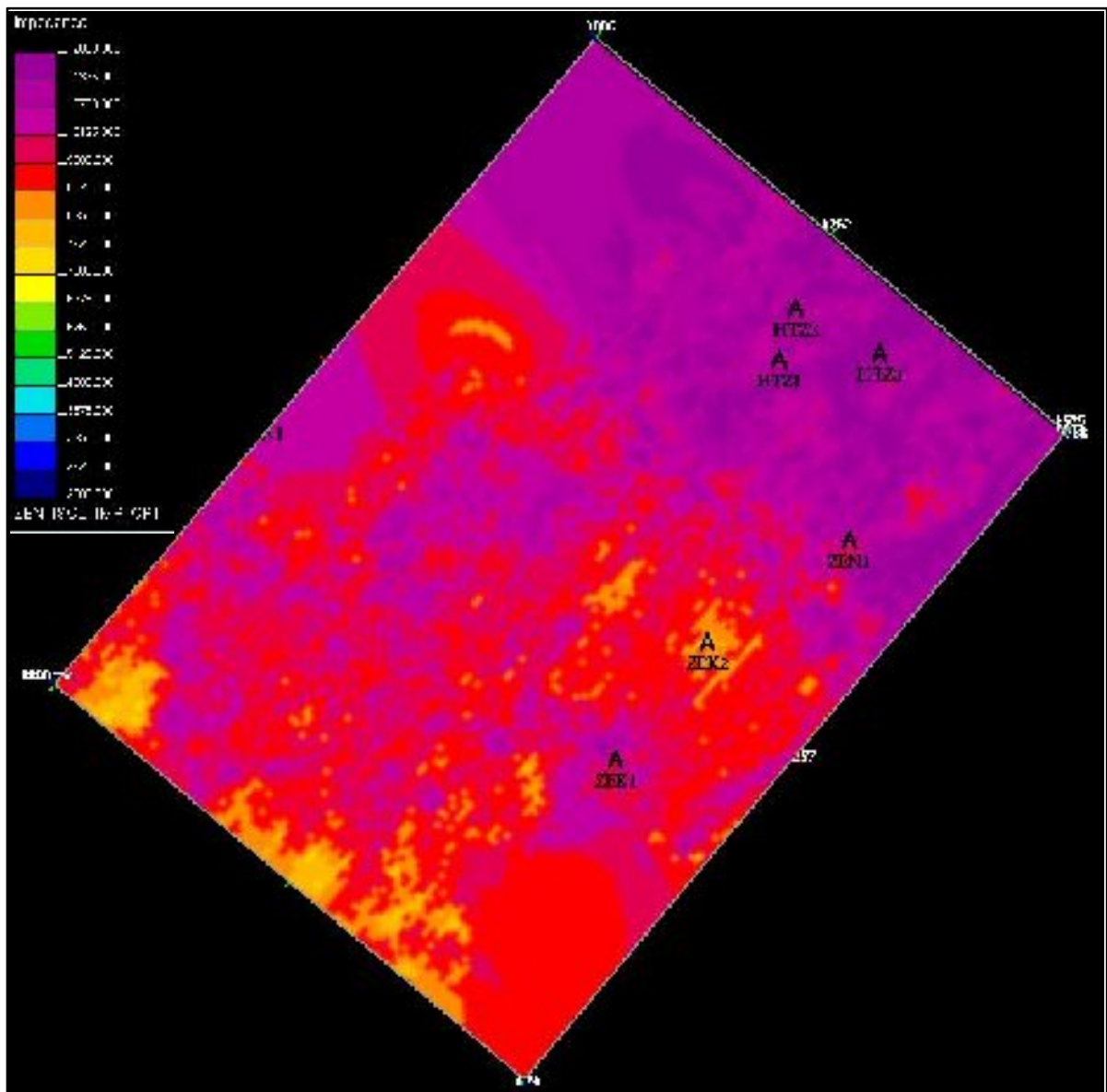


Figure.153. Le time slice d'impédance acoustique à la base du réservoir gédinnien
Tirée du modèle inverse.

- Le time slice au milieu du réservoir gédinnien (à 2240) : a montré la dominance du faciès (2) et le faciès (3). La limite d'extension de ce dernier se dessine bien avant le puits ZEN-1 (fig.154) qui se trouve toujours dans le faciès (1).

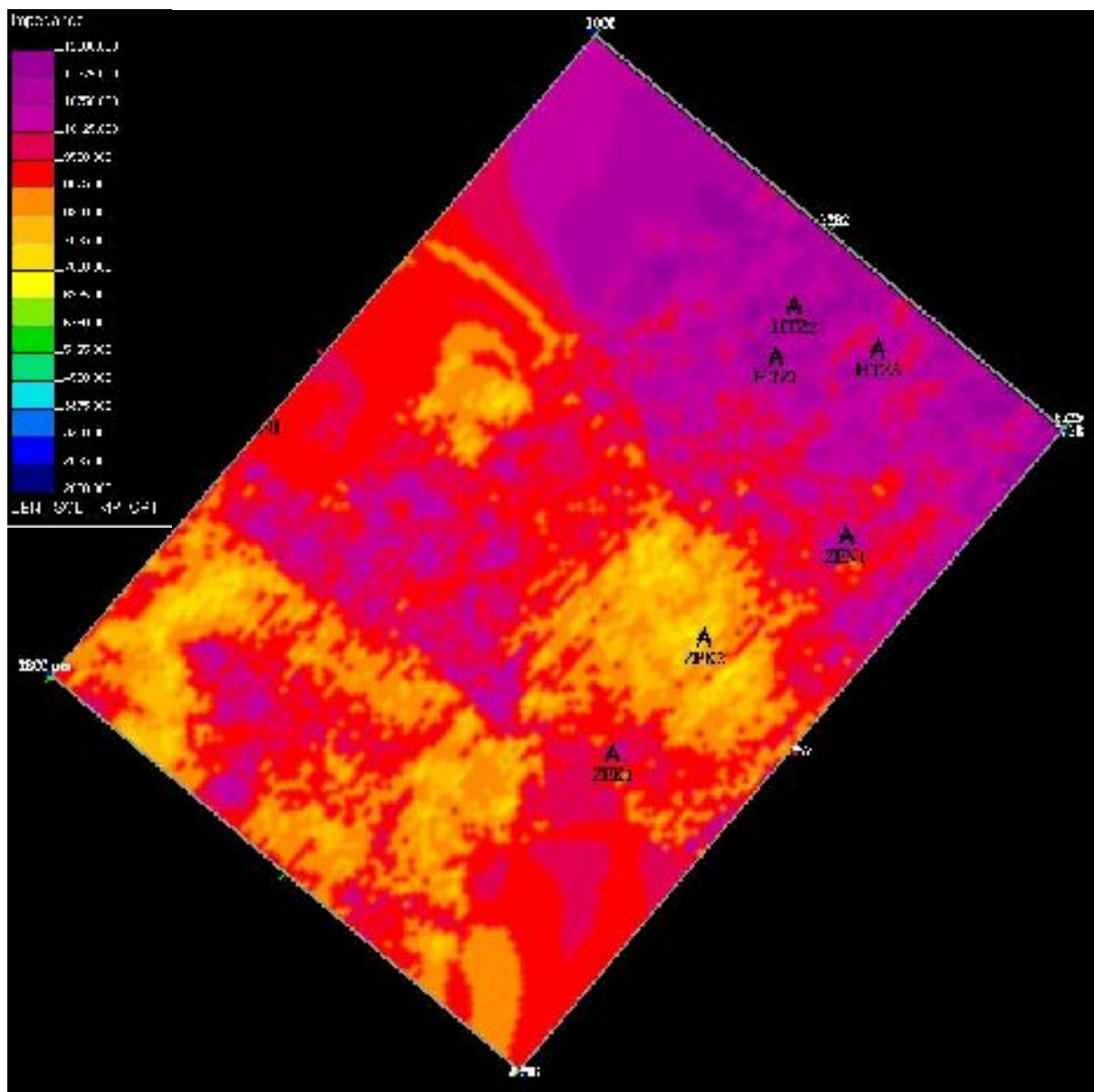


Figure.154. Le time slice d'impédance acoustique au milieu du réservoir gédinnien
Tirée du modèle inverse.

- Le time slice d'impédance acoustique au sommet du réservoir gédinnien (à 2220ms): a montré la prédominance du faciès (3) et du faciès (2), répartis d'une façon aléatoire. La limite d'extension du faciès (3) est net, dont le puits ZEN-1 est toujours dans le faciès (2) (fig.155).

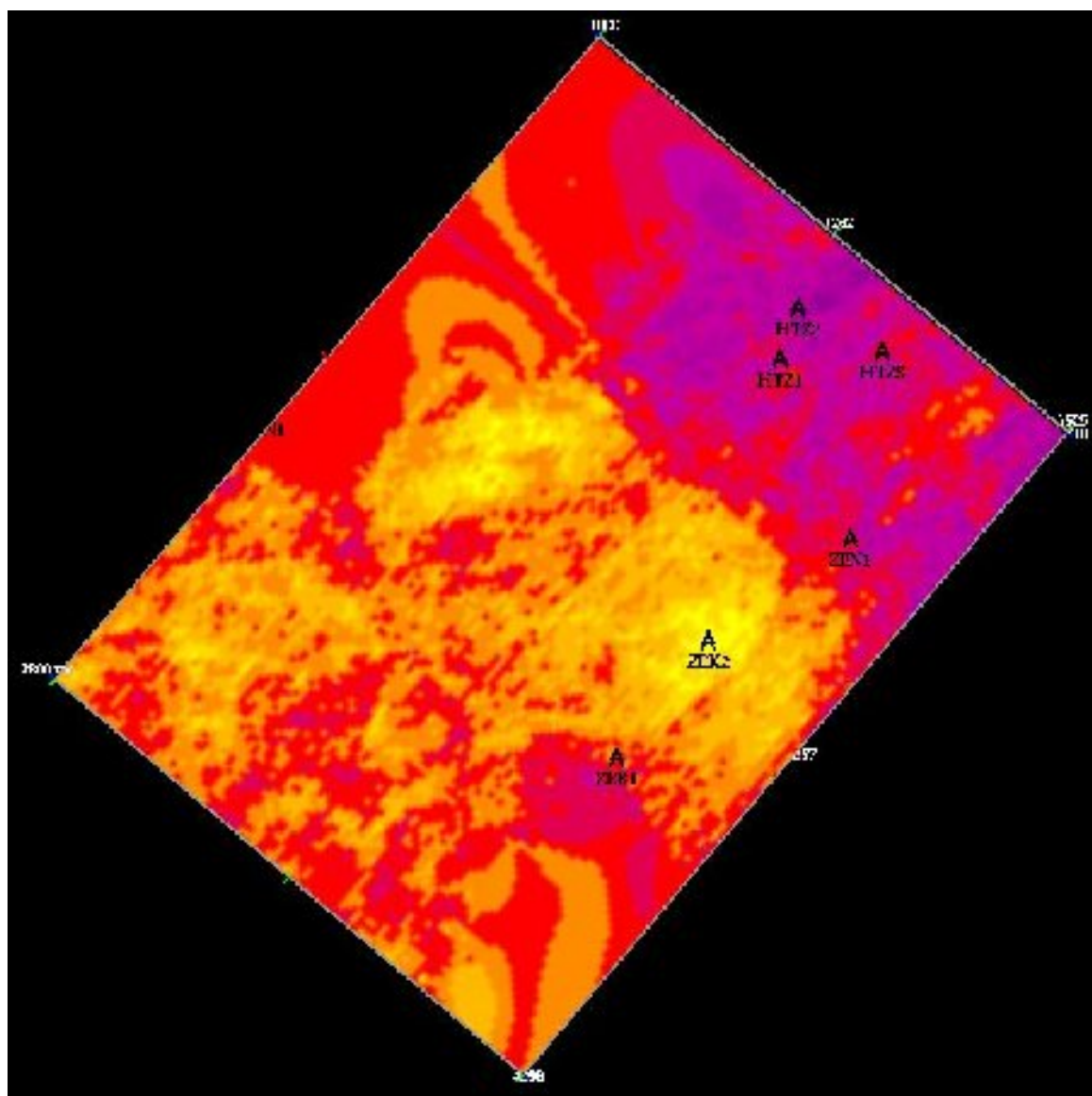


Figure.155. Le time slice d'impédance acoustique au sommet du réservoir gédinnien
Tirée du modèle inverse.

Il est bien évident d'analyser l'InLine passant par le puits ZEN-1 tirée du modèle inverse qui va illustrer l'extension exacte du biseau.

L'InLine (5529) a montré que la limite supérieure du réservoir gédinnien (sommet de l'unité « c ») est bien visible, elle est placée à la base d'un épais banc de faciès (3) (fig.156).

L'unité « c » qui est représentée par un mince banc de faciès (3) a disparu complètement bien avant que la position du puits ZEN-1. Et l'unité « b » qui est représentée par le faciès (2) possède une épaisseur réduite qui devient très réduite au niveau du puits ZEN-1.

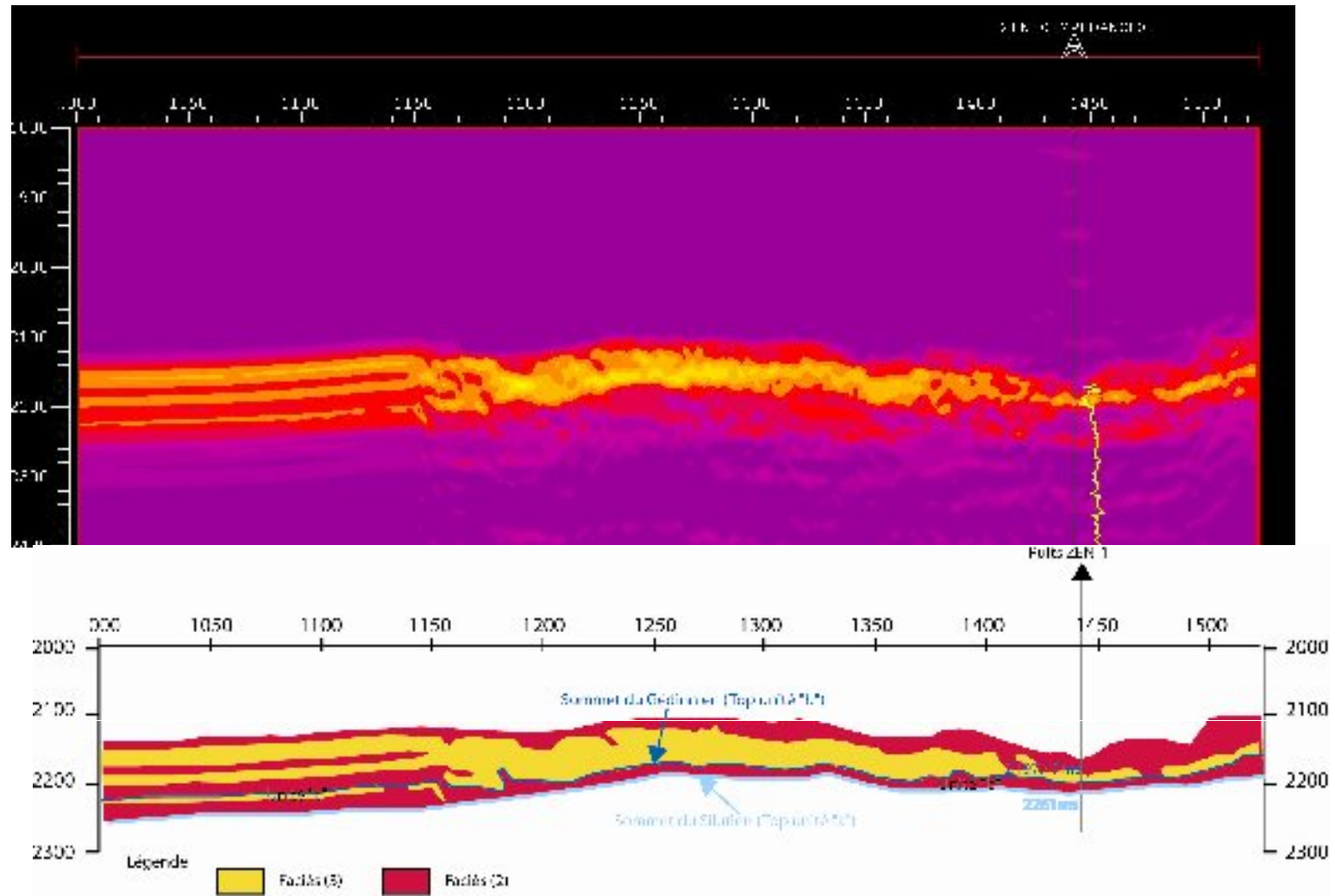


Figure.156. L'InLine (5529) d'impédance acoustique passant par le puits ZEN-1 tirée du modèle inverse.

CONCLUSION

CONCLUSION GENERALE

Le présent travail concernant la cartographie des biseaux stratigraphiques du Gédinnien dans la partie Nord Ouest du bassin de Berkine en utilisant l'inversion sismique nous a permis de ressortir les principaux résultats suivants :

Selon les principes de la stratigraphie séquentielle, trois systèmes sédimentaires ont été définis dans la para-séquence gédinnienne organisés en deux unités litho-stratigraphiques ; Les grés massifs de l'unité « b » qui sont des dépôts progradant de la plaine côtière formant le prisme de bas niveau marin (LST) et les sédiments ferrugineux de l'unité « c » qui sont des dépôts marins transgressifs formant l'intervalle transgressif (TST) et le prisme de haut niveau marin (HST).

Le découpage diagraphe a montré que les deux unités du Gédinnien sont formées des électro-séquences élémentaires pluri-métriques grano-décroissantes (fining-up) avec un contact basal abrupt. En parallèle les corrélations diagraphiques ont montré la présence de trois zones de biseau ; biseau au puits REN-1, biseau au puits ZAR-1 et biseau au puits ZEN-1. Les deux premiers biseaux ne sont pas couverts par la sismique 3D, c'est pour cela on s'est intéressé au troisième biseau.

L'interprétation conjuguée des cartes en isochrones aux toits des deux unités ainsi que les cartes en isopaques-temps ont montré que le Gédinnien possède une épaisseur totale moyenne de 200m, dont l'unité « b » est la plus puissante. Ces cartes ont également mis en évidence des zones de localisation des biseaux du Gédinnien causées par l'érosion différentielle hercynienne d'un monocliné structuré en blocs basculés remontant progressivement vers le Nord-Ouest.

La stratigraphie sismique a montré que le Gédinnien présente une séquence sismique complète limitée de bas et en haut par des discordances SB de type 1a d'origine eustatique. Les cortèges sédimentaires sont bien individualisés et les hiatus dus à l'érosion sont bien visibles.

L'analyse de faciès sismique ainsi que les attributs sismiques sont difficiles à réaliser dans l'intervalle réservoir, vu son épaisseur sismique très réduite et la qualité médiocre de la sismique disponible. Seule l'impédance acoustique qui va nous informer sur l'éventuelle variation de faciès.

Le modèle d'impédance acoustique généré a mis en évidence le changement vertical et latéral de faciès au niveau du Gédinnien et a démontré clairement le biseautage de ce réservoir au niveau du puits ZEN-1.

Le modèle inverse a mis en évidence également le biseautage partiel du réservoir gédinnien au niveau du puits ZEN-1 ; la disparition totale de l'unité « c » et la disparition partielle de l'unité « b », avec des limites et distribution de faciès plus détaillé.

Recommandations :

Suivant les résultats obtenus au cours de ce travail et dans le but de mettre en évidence le potentiel pétrolier des biseaux stratigraphiques du Gédinnien et même de tous le système Dévonien dans la zone d'étude et de proposer des éventuels forages nous recommandons de faire le suivant:

- Caractérisation géologique détaillée du réservoir gédinnien à l'échelle de la zone d'étude.
- Modélisation du réservoir.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ALIEV, M., et al. (1971). Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara Algérien. Tome 1.
- ABDESSELAM ROUIGHI, F. (1989). Spores, Acritarches et Chitinozoires du Dévonien de la synclise Illizi- Ghadamès syntématique et Biostratigraphie (Sahara Algerien).
- ASKRI, H et al. Géologie de l'Algérie. (1995). Wec.
- ARBEY, F., LORENZ, J. (1995). Bassins sédimentaires africains. Géodynamique et géologie séquentielle. Biominéralisation, sédimentation et Organismes.
- ATTAR, M., HUMMAT, M. (2003). Le potentiel en hydrocarbures de l'Algérie. Contribution de SONATRACH- Division Exploration. Schlumberger Wec Sonatrach.
- BEUF, S. (1965). Recherches sédimentologique. Formations paléozoïques du pourtour du Hoggar. Volume IV. Fascicule 2. Rapport de la mission de reconnaissance.
- CABY, P. (1970). La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'AHAGGAR (Sahara central Algérie) sa place dans l'orogénèse du précambrien supérieur en Afrique.
- BEUF, S. (1971). L'évolution structurale du craton et son influence sur la sédimentation pendant le Paléozoïque inférieur.
- BERTRAND, J.M.L., R. Montpellier. (1978). Geodynamic Evolution of the Pan-African orogenic Belt: A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara) in Geologische Rundschau. 23 geologische Rundschau Bd.67 Heft 21.
- BEUF, S., BIJU, B. DUVAL, O. CHARPAL, PROGNON, D. GARIEL, O. BENNAEUF, A. (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton.
- BOUDJEMA, A. (1987). Evolution structurale du bassin pétrolier « Triasique » du Sahara nord oriental (Algérie).
- BOUMENDJEL, K. (1987). Les chitinozoaires du Silurien supérieur et dévonien du Sahara Nord oriental (Algérie).- thèse Univ. Paris XI.

- BEKKOUCHE, D. (1992). Le Silurien supérieur-Dévonien inférieur du bassin de Berkine (Sahara oriental algérien) : Lithostratigraphie sédimentologie et diagenèse des réservoirs gréseux.
- BLACK, R., LIEGEOIS, J-P. (1993). Cratons mobile belts alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the pan african testimony. Journal of the Geological Society. London.
- BUROLLET, Pierre F. (1995). Précisions nouvelles sur la formation des bassins sédimentaires africains phanérozoïques.
- BUROLLET, Pierre F. (1995). Mouvements du continent africain et facteurs climatiques dans la répartition des sédiments phanérozoïques de l'Afrique saharienne et septentrionale.
- BUROLLET, P.F. (1997). Géologie sédimentaire et structurale des ensembles phanérozoïques. Géologie de l'Afrique- CIFEG Publ.occas. Analyse documentaire.
- BENAMRANE, M.O. (2001-2002). Partnership in the hydrocarbon sector assessment et outlook.
- CASATI, L., CRAG, Jonathan. (2003). Paleozoic and triassic petroleum systems in north Africa. Petroleum Geology overview of the north Africa Sahara platform. AAPG HEDBERG CONFERENCE. Algiers. Algeria.
- DEYNOUX, M., ROLAND TROMPETTE, M., CLAUSER, S., JEAN SOUGX, M. (1978). Upper Precambrien and Lowermost Paleozoic correlation in West Africa and in the Western part of central Africa. Probable diachronism of the late Precambrian tillite. 23 geologische rund schan, Bd 67 Heft.2.
- DELFAUD, J. (1995). Des cratons aux bassins côtiers : Systèmes de transit des sédiments détritiques à travers la plaque africaine.
- DOUIDI-HAMDI, L. (1996). Analyse structurale et influence du socle sur l'architecture sédimentaire. Bassins d'Illizi et Ghadamès. 1^{ière} partie.
- FREULON, J.M. (1964). Etude géologique des séries primaires du Sahara central. Tassili n'Ajjer et Fezzan.
- FABRE, J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara.
- FABRE, J. (2005). Géologie du Sahara occidental et central. Musée Royal de l'Afrique central- Belgique.

-
- Folk, R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks.- Hemphill's.Austin Texas.
 - HANNICHE, M. (2002). Architecture et modèle de dépôts d'une série sédimentaire paléozoïque en contexte cratonique. Le Siluro-dévonien du bassin d'Illizi (Sahara oriental, Algérie).
 - KAZI-TANI, N. (1986). Evolution géodynamique de la Bordure nord-africaine : le domaine intraplaque Nord Algérien. Approche mégaséquentielle. Tome 1.
 - KENTC, C. (1997). Plate tectonics and crustal évolution. 47me édition.
 - KHENNOUS, M. (1997). Les bassins sédimentaires paléozoïques avoisinants la ride de l'Ougarta (Sahara algérien occidental)- Histoire de l'évolution sédimentaire et structurale en vue de recherche pétrolière. Université Jahannes Gutenberg.
 - LEGRAND, Ph. (1981). Contribution à la géologie saharienne. Essai sur la paléogéographie du Silurien du Sahara Algérien. Totes et mémoires N=°16.
 - LATRACH. (1999). Evolution structurale du bassin d'Illizi. Sahara oriental Algérien au paléozoïque supérieur.
 - MASSON., CIE. (1965). Traité de tectonique 27me Edition. Revue et augmentée. Paris.
 - MASSON., CIE. (1965). Traité de tectonique 27me Edition. Revue et augmentée. Paris.
 - MASSA, D ; JAEGER, H. (1971). Données stratigraphiques sur le silurien de la Libye.- Mém. Bur. Rech. Géol. Min.
 - MAKHOUS, M. (1980). Essai reconstitution paléogéographique du Paléozoïque dans les bassins de Ghadamès et d'Illizi (La synéclyse de l'Est Algerien). Division hydrocarbures. Direction laboratoire central des hydrocarbures.
 - MAKHONINE, V. (1988). Synthèse géologique finale du bassin de Ghadamès. Perspectives pétrolières. Division exploration. District IV.
 - MORRIS. W., LEIGHTON. (1990). Introduction to interior Cratonic basins. Petroleum geology Archivi. Imperial college-London SW7 2BP. Illinois state Geological survey campagn Illinois, USA.
 - MACGREGOR, D.S., MOODY., CLARK, L. (1998). Petroleum Geology of North Africa. Geological Souety Special Publication No.132.

- MAKHOUS, M., GALUSHKIN, Yu.I. (2003). Burial history and thermal evolution of the southern and western Saharan basins synthesis and comparison with the eastern and northern Saharan basins.
- VODOV, N., GHOMARI, A., VMELEKHINE. Schéma Tectonique de la Dépression de Ghadamès. Département étude des Bassins Exploration (SONATRACH).
- RUSSEL, b. (1997). Néoprotérozoïque. Géologie de l'Afrique –Analyse documentaire. CIFERG.Publ.Occas.
- SOLDATENKO, E. (1991). District.5. Evolution paléostratigraphique du bassin de Ghadamès. Ebtrepise nationale. Sonatrach. Division Exploration.
- TALAH, N., DELFAUD, J., GERARD, T., ASSES, A. (1990) Le complexe détritique du passage Siluro-Dévonien du Sahara.
- TAKKERIST, D., MALLA, MS. (2005). Exploration des hydrocarbures en Algérie. Résultats et perspectives.
- VAIL, P.R ; MITCHUM, R.M ; THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In.C.W. Payton, ed., seismic stratigraphy applications to hydrocarbon Exploration.- Am. Ass. Petrol. Geol., memoir 26.
- WALKER, R.G. (1984). Shelf and shallow marine sands.- Facies models, 2nd., Geosciences, Canada, reprint series 1.
- ZAZOUN, R.S. (2002). La tectogenèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin d'Ahnet et la région de Bled el Mass, Sahara Algérien. Un continuum de déformation Sonatrach.Algérie.

Rapports et articles

- AAPG HEDBERG CONFERENCE. (2003). Paleozoic and Triassic Petroleum systems in North Africa. Petroleum Geology Overview of the North Africa Sahara platform. Lorenzo Casati-Agip Algeria-Production BV. Janathan Craig-Eni Lasmo Plc.
- BEICIP, F., SONATRACH. (2005). Journée techniques sur le bassin d'Illizi. Alger. Les sédiments glaciaires de l'Ordovicien terminal du bassin d'Illizi.

- ENCYCLOPEDIA OF GEOLOGY. Petroleum exploration Ordovicien, glaciations phosphorites. Hercynian orogeny, Infracambrian. Article No.00472. Morocco, Algeria, Tunisia, Libya Sahara, Egypt, Sahara, Atlas mountains.
- GEORESSOURCES-SEMINAIRES, ATELIERS GEORESSOURCES, sh. (1998). Méthodes géologiques de l'exploration pétrolière.
- RAPPORT SONATRACH. (1984). Stratigie de l'exploration de l'Erg oriental bassin d'Illizi Ghadamès et Oued Mya.
- SAHOUI, S. (2005). Berkine/ Zemoul El Kbar. Analyse structural. Axe HBNE-BRN. Evaluation du trend lié a la faille d'El Bourma. Division exploration-DRE/Département Berkine.
- SONATRACH, GUSTUSON ASSOCIATES. (2000). Ahnet-Timimoun basin study. Volume II. Regional geology and Geodynamics.
- WIKIPEDIA. (2005). Régions pétrolières en Afrique. Encyclopédie libre.

INDEX

LISTE DES FIGURES

Figure.1. Les cratons pré-pan-africains, les zones mobiles pan-africaines et les roches couvertures pan-africaines dans la Gondwana (PETTERS. 1991; UNRUG. 1997; De Wit et al. 1999).

Figure.2. La géodynamique des plaques au cours du Paléozoïque.

Figure.3. Les grands accidents affectant le massif du Hoggar (simplifié par CABY, R. 1987).

Figure.4. Les variations locales d'épaisseur à la base du Silurien argileux mettant en évidence les rejeux isostasiques post-glaciaires (BEICIP-SONATRACH. 1975 in BOUDJEMA, A. 1987).

Figure.5. Les mouvements tectoniques du l'Ordovicien supérieur aux pourtours du Hoggar (BOUDJEMA, A. 1987).

Figure. 6. Les courants paléo-glaciers à l'Ordovicien supérieur (SONATRACH. 2009).

Figure.7. La discordance poste-emsienne et la discordance intra-Dévonien supérieur dans la région de Zarzaitine- bassin d'Ilizi (BOUDJEMA, A. 1987).

Figure.8. La discordance intra-dévonienne supérieure sur le flanc occidental du môle Tihemboka (BOUDJEMA, A. 1987).

Figure.9. La corrélation électrique dans le F_2 de la structure d'Assekaifaf qui a mis en évidence une discordance infra-carbonifère (BOUDJEMA, A. 1987).

Figure.10. La déformation de la plate forme saharienne au début du Permien (modifié par HADDOUM et al. 2001).

Figure.11. La couverture sédimentaire dans les trois provinces pétrolières.

Figure. 12. Les différentes corrélations des séquences paléozoïques.

Figure. 13. Les cartes paléogéographiques de la plate forme saharienne au cours du Paléozoïque.

Figure. 14. La coupe géologique Nord-Sud à travers le Sahara Sud Est traversant le bassin de Berkine (Rapports Sonatrach.2006).

Figure. 15. La coupe géologique Est-Ouest à travers le Sahara Sud Est traversant le Bassin de Berkine (Rapport Sonatrach.2006).

Figure.16. La situation géographique du bassin de Berkine (Rapport Sonatrach. 2000).

Figure.17. La situation géologique du bassin de Berkine (Rapport Sonatrach. 2000).

Figure.18. Les axes structuraux du bassin de Berkine (Rapport Sonatrach. 2006).

Figure.19. Les éléments tectoniques du bassin de Berkine (Rapport Sonatrach. 2000).

Figure.20. La colonne stratigraphique synthétique du Bassin de Berkine (Rapport Sonatrach.2000).

Figure. 21. Les systèmes pétroliers du bassin de Berkine (Rapport Sonatrach.2005).

Figure.22. La carte de maturation de la roche mère silurienne (Work shop Sonatrach.2009).

Figure.23. La carte de maturation de la roche frasnienne (Work shop Sonatrach.2009).

Figure.24. L'extension des réservoirs du bassin de Berkine (Rapport Sonatrach.2005).

Figure.25. La carte de situation du permis ZEMOUL EL AKBAR (bloc 403) (Rapport Sonatrach.2005).

Figure.27. La coupe stratigraphique type dans le périmètre ZEMOUL EL KBAR (Bloc 403) (Rapport Sonatrach.2005).

Figure.28. L'écorché géologique à la discordance hercynienne au niveau du périmètre ZEMOUL EL KBAR (Rapport Sonatrach.2005).

Figure.29. La carte des prospects dans le périmètre de Zemoul El Kbar (Rapport Sonatrach.2005).

Figure.30. Le plan de position des profils sismiques et des puits ainsi qu'une section sismique.

Figure.33. L'unité "a" traversée par le puits RE-1.

Figure.34. L'unité "b" traversée par le puits RE-1.

Figure.35. L'unité "b" traversée par le puits RE-1 (suite).

Figure.36. L'unité "c" traversée par le puits RE-1.

Figure.37. L'unité "d" traversée par le puits RE-1.

Figure.38. L'unité "d" traversée par le puits RE-1 (Suite).

Figure.39. L'unité "e" traversée par le puits RE-1.

Figure.40. La carte en isopaques de l'unité « b » dans la partie Nord Ouest du bassin de Berkine.

Figure.41. La carte en isopaques de l'unité « c » dans la partie Nord Ouest du bassin de Berkine.

Figure.42. Les faciès de dépôts dans un bassin (Corps sédimentaires. 2008).

Figure.43. Les mécanismes de dépôt dans un bassin (Corps sédimentaires. 2008).

Figure.44. Les faciès de l'unité "b" rencontrés par le puits ZEN-1.

Figure.45. Les faciès de l'unité "c" rencontrés au niveau du puits BBkN-1.

Figure.46. La variation latérale de faciès au niveau de l'unité "b" et l'unité "c" selon la direction Sud-Nord.

Figure.47. Les variables contrôlant la géométrie de dépôt (BACCHIANA, C. 2009).

Figure.48. La géométrie des dépôts au niveau du Gédinnien (BACCHIANA, C. 2009).

Figure.49. Les types de pièges stratigraphiques (ALIEV, M. 1971).

Figure.50. Les types des pièges en biseau.

Figure.51. Le plan de position des profiles de corrélation entre puits.

Figure.52. La corrélation géologique Sud/Nord entre les puits WT-1, BK-1, BBK-1, BBKN-1, ZEN-1 et ZAR-1.

Figure.53. La corrélation Sud/Nord entre les puits BBK-1, ROM-1, ZEN-1 et ZAR-1.

Figure.54. La corrélation Est/Ouest entre les puits REN-1, ZEN-1 et RE-1.

Figure.55. La composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par les puits HTZ-1, ZEN-1 et RE-1.

Figure.56. La composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par les puits HTZ-1, ZEN-1, RTG-1 et RE-1.

Figure. 57. La composite Nord-Ouest/Sud-Est passant par le puits ZAES-1.

Figure. 58. L'évolution paléostratigraphique de la zone d'étude "Zemoule El Kbar" au cours du Dévonien inférieur.

Figure.59. L'évolution paléostratigraphique de la zone d'étude "Zemoule El Kbar" au cours du Dévonien moyen et supérieur.

Figure.60. L'évolution paléostratigraphique de la zone d'étude "Zemoule El Kbar" au cours du Mésozoïque.

Figure.61. Le profil paléostratigraphique au toit du Silurien à la fin du Crétacé.

Figure.62. Le profil structural actuel à travers les puits WT-1, Bk-1, BBk-1, BBkN-1, ZEN-1 et ZAR-1.

Figure.63. L'Inline passant par le puits ZEN-1 montrant la structuration en blocs basculés.

Figure.64. Le modèle de dépôt des sédiments gédinnien.

Figure.65. La détermination Sud/Nord des électrofacies du Gédinnien à travers les puits WT-1, BBK-1, BBKN-1, ZEN-1 et ZAR-1.

Figure.66. Le découpage électro-séquentiel de l'unité "b" au niveau du puits ZEN-1.

Figure.67. Le découpage électro-séquentiel de l'unité "c" au niveau du puits RE-1.

Figure.68. La corrélation Sud/Nord au niveau de la zone d'étude à travers les puits WT-1, BBK-1, BBKN-1, ZEN-1 et ZAR-1.

Figure.69. La corrélation Est/Ouest à travers les puits RE-1, ZEN-1 et REN-1.

Figure.70. Le profil sismique 92-ZR-213 montrant le style de structuration au niveau de la zone RE-1.

Figure.71. Le profil sismique 92-ZR-214 montrant le style de structuration dans la zone de RE-1.

Figure.72. Le profil sismique 88-ZR-96 passant par la zone des ROM.

Figure.73. Le profil sismique 91-ZR-200 passant par la zone de ZEN-1 et REN-1.

Figure.74. Le calage sismique au puits Re-1.

Figure.75. Le calage sismique au puits ZEN-1.

Figure.76. La carte en isochrones au toit de l'unité « a » (Silurien).

Figure.77. La carte en isochrones au toit l'unité « b » (Gédinnien).

Figure.78. La carte en isochrones au toit l'unité « c » (Gédinnien).

Figure.79. La carte en isochrones au toit l'unité « d » (Siegénien).

Figure.80. La carte en isochrones au toit l'unité « e » (Emsien).

Figure.81. La carte en isochrones à la discordance hercynienne.

Figure.82. La carte en isochrone à la discordance hercynienne (sismique 3D).

Figure.83. La carte en isochrone au toit du Silurien (sismique 3D).

Figure.84. La carte en isopaques-temps du Dévonien.

Figure.85. La carte en isopaques-temps de l'unité « b ».

Figure.86. La carte en isopaques-temps de l'unité « c ».

Figure.87. La séquence sismique théorique.

Figure.88. Les expressions sismiques de différentes terminaisons.

Figure.89. Les terminaisons des réflexions sismiques trouvées dans la zone d'étude.

Figure.90. Les composites sismiques montrant l'intervalle étudié.

Figure.91. La charte eustatique d'après G. Plint, N. et C. Eyles R. Walker in Facies Model (1992).

Figure.92. La limite inférieure du Gédinnien en sismique.

Figure.93. La limite supérieure du Gédinnien en sismique.

Figure.94. Les cortèges sédimentaires de la séquence gédinnienne.

Figure.95. La limite supérieure de la séquence sismique Siegénien-Emsien.

Figure.96. Les cortèges sédimentaires de la séquence Siegénien-Emsien.

Figure.97. Certaines formes de réflexion (FAGIS. 1978).

Figure.98. Les faciès sismiques de forte amplitude.

Figure.99. Les faciès sismiques chaotiques.

Figure.100. Les faciès sismiques lités continus.

Figure.101. Les faciès sismiques lités discontinus.

Figure.102. L'organisation d'Easy Trace.

Figure.103. L'image diagraphique du réservoir gédinnien au niveau du puits ZEN-1.

Figure.104. L'image sismique du réservoir gédinnien au voisinage du puits ZEN-1.

Figure.105. L'organigramme montrant l'opération de correction de sonique.

Figure.106. La correction du sonique au niveau du puits ZEN-1.

Figure.107. L'Organigramme montrant la procédure de calcul de l'impédance acoustique.

Figure.108. Le log d'impédance calculé au niveau du Puits ZEN-1.

Figure.109. L'exemple de calage sismique au niveau du puits ZEN-1.

Figure.110. La détermination de la lithologie au niveau du puits ZEN-1 à partir de log d'impédance acoustique.

Figure.111. Le schéma de l'inversion sismique.

Figure.112. L'organisation d'Interwell.

Figure.113. La procédure de l'inversion sismique en utilisant l'Interwell.

Figure.114. Les paramètres de la sismique 3D importée.

Figure.115. La vue 3D sur l'ensemble des données importées dans Interwell.

Figure.116. Les paramètres de la fenêtre temps.

- Figure.117. Les résultats de calcul des rapports signal/bruit et bruit/signal.
- Figure.118. La longueur initiale de fenêtrage de l'ondelette.
- Figure.119. Les paramètres de filtre utilisé pour le filtrage bruit/signal.
- Figure.120. Les résultats de filtrage.
- Figure.121. Les résultats de la première étape de l'estimation de l'ondelette.
- Figure.122. La distribution des Times Shifts autour du puits ZEK-1.
- Figure.123. La distribution des Times Shifts autour du puits HTZ-2.
- Figure.124. La distribution des Times Shifts autour du puits ZEN-1.
- Figure.125. La fenêtre temps imposée pour minimiser les Times Shifts.
- Figure.126. Le résultat d'imposer une fenêtre de Time Shift.
- Figure.127. Le résultat de l'élimination des Times Shifts anormaux.
- Figure.128. La détermination de la phase optimale.
- Figure.129. Le nombre de traces au niveau de chaque puits.
- Figure.130. La vérification de la valeur de la phase optimale.
- Figure.131. La vérification de l'énergie calculée.
- Figure.132. Les différentes ondelettes obtenues au niveau les différents puits.
- Figure.133. Le model structural théorique.
- Figure.134. Les surfaces paramétriques pour les horizons corrélés.
- Figure.135. La vérification des surfaces paramétriques.
- Figure.136. L'interpolation entre les puits, la géométrie structurale et la géométrie interne.
- Figure.137. La création des post edges.
- Figure.138. La définition de la grille structurale.
- Figure.139. Les unités lithologiques déterminées pour le volume sismique.
- Figure.140. Le modèle d'impédance généré.
- Figure. 141. La vérification de la validité du modèle.
- Figure.142. La cross Line (5529) passant par le puits ZEN-1 montrant le phénomène de biseautage du Gédinnien.
- Figure.143. Le volume sismique inversé.
- Figure.144. Le contrôle de qualité de l'inversion sismique.
-

Figure. 145. Le modèle d'impédance acoustique généré.

Figure.146. Les familles de l'impédance acoustique.

Figure.147. Le time slice d'impédance acoustique à la base du réservoir gédinnien.

Figure.148. Le time slice d'impédance acoustique au milieu du réservoir gédinnien.

Figure.149. Le time slice d'impédance acoustique au sommet du réservoir gédinnien.

Figure.150. L'Inline 5529 d'impédance acoustique passant par le puits ZEN-1.

Figure.151. L'Inline (5529) passant par le puits ZEN-1 et montant le biseautage du Gédinnien.

Figure.152. Le modèle du cube sismique inversé.

Figure.153. Le time slice d'impédance acoustique à la base du réservoir gédinnien
Tirée du modèle inverse.

Figure.154. Le time slice d'impédance acoustique au milieu du réservoir gédinnien
tirée du modèle inverse.

Figure.155. Le time slice d'impédance acoustique au sommet du réservoir gédinnien tirée du modèle inverse.

Figure.156. L'Inline (5529) d'impédance acoustique passant par le puits ZEN-1
tirée du modèle inverse.

LISTE DES PHOTOS

Photo.1. La formation du Tamelrik.

La barre moyenne : barre massive, décamétrique ravinant de 1 à 2m les lamines de grés argileux sous jacentes.

Photo.2. La barre moyenne (BM) massive reposant sur des sédiments argilo-silteux complètement bioturbés du Talus à Tigillites (TTg). Le contact basal érosif est souligné par des galets mous.

Photo.3. Le puits BRN-1.

Des grés rouges, ferrugineux, massifs, grossiers, micro-conglomératiques et bioclastiques (dépôts de transgressive lag).

Photo.4. Le puits Re-1.

Des grés rouges, ferrugineux, à nombreux galets et débris bioclastiques épars (Dépôts de transgressive lag).

Photo.5. La formation du Tamelrik-Oued Tékade.

Des sets décimétriques à métriques, d'extension décamétrique séparées par des diastèmes généralement réguliers.

Photo.6. La formation du Tamelrik- Oued Tékade.

Une surface structurale d'un diastème, façonnée par des courants de tempêtes.

Photo.7. Une surface de lamines de grés et de siltstones ferrugineux à rides de vagues symétriques, à crêtes rectilignes, parallèles (A).

Rides de courant linguoïdes (B), observés au niveau des lamines des grés ferrugineux de la formation du Talus à Tigillites de Oued Iskaouène.

Photo.8. Le puits BBKN-1-unité «d».

Echantillon de droite : rides drapées de lamines millimétriques d'argiles moires, simples (mud drapes) de la zone intertidale ou doubles (mud layers couplet) de la zone subtidale. Echantillon de gauche : suite de lamines centimétriques et décimétriques de grés clair, fins, à litages de rides en flasers et ondulés.

Photo.9. Le puits BRN-1- unité «d».

Suite de lamines grés-argileuses à litages de rides, ondulés et en flasers ; les rides sont drapées de couches argileuses simples (A) ou doubles (B).

Photo.10. Le puits BBKN-1–unité « b ».

Suite de lamines de grés fins à litages de rides en flasers et ondulés (faciès tidaux-intertidaux-subtidale).

Photo.11. Oued Iskaouène-formation de Tamelrik.

La barre moyenne : Grés moyens à fins à litages obliques de grande taille (Large scale tabular cross bedding).

Photo.12. Oued Técade-Formation du Tamelrik-Barre moyenne.

Photo.13. Oued Amassine –Formation de l'Oued Tifernine-Barre inférieure.

Photo.14. Oued Técade –Formation du Tamelrik-Barre moyenne. Corps de grés fins à litages en mamelons et base érosive.

Photo.15. Le puits DIM-1.

A et B : Grés fins à litage (a1 et b1) surmonté chacun d'argiles et de siltstones noires faiblement bioturbés (a2 et b2). Le contact en l'unité « a » et l'unité « b » est érosif (flèche).

C : le litage en mamelon est bien visible.

Photo.16. Le puits BRN-1-Unité « b »-Gédinnien.

Des grés moyens à litage horizontal faiblement incliné, les sets à base érosive et ils sont soulignés par des films noirs bitumineux parallèles au litage.

Photo.17. Oued Técade Formation de Tamelrik.

Les Trottoirs : Grés moyens à fins à litage oblique déversé engendré par un courant orienter Ouest– Est.

Photo.18. Oued Técade-Formation du Tamelrik.

La barre moyenne : Lamines gréseuses à litage oblique déformé (Convolute bedding).

Photo.19. Le puits RE-1. Unité « C ».

Des argiles grises ou gris-vertes, silteuses, fossilifères. Les coquilles de bioclastes (Brachiopodes, Bryozoaire, Polypiers) représentent parfois 70 % de la roche.

Photo.20. Le puits BBKN-1. Unité « d ».

Un complexe grés-argileux bioturbé, les Tigillites sont représentés par les formes verticales de type Skolithos.

Photo.21. Le puits ROM-1.

A : unité « d », B : unité « a » et C : unité « d ».

Alternance grés /argiles : les grés sont fins, à litage horizontal à faible inclinaison et en mamelons, les argiles sont silteuses, bioturbées ;
présence des terriers verticaux centimétriques et en C de trace d'enfouissement (Escape structure).

Photo.22. Oued Iskaouène-Formation de l'Oued Tifernine.

Le Talus à Tigillites : B : Suite de lamines de grés fins, de silstones et d'argiles à litage ondulé de rides.

A : une intense bioturbation détruisant complètement le litage.

Photo.23. Le puits BBKN-1- unité « d ».

Alternances grés fins à litage en mamelons et argiles gréseuses bioturbées, à litage lenticulaire.

Photos lames minces

Photo.24. LP ×37.5.

Le puits Re-1 à la profondeur 3915m.

Un quartz poly-cristallin avec des contacts suturés.

Photo.25. PL × 60.

Le puits Re-1 à la profondeur 3987m.

Des grés moyens, localement grossiers avec contact tangentiel parfois ponctuel à concavo-convexe.

Photo.26. PL × 37.5.

Le puits RE-1 à la profondeur 3910m.

Des grés moyens et grossiers avec des contacts droits et concavo-convexes indiquant un état avancé de compaction. Le ciment est argileux de type Kaolinitique, parfois de la silice secondaire et fragments de quartz sédimentaire.

Photo.27. LN × 60

Le puits Re-1 à la profondeur 3987m.

Des grés subarrondis à arrondis, contact stylolitiques soulignant l'état avancé de compaction et de pression de dissolution.

Photo.28. PL×37.5

Le puits RE-1, unité « c » à la profondeur 3765m.

Des grés moyens à fins, mal classé, sub-anguleux à sub-arrondis. Présence de Brachiopode, Echinodermes. Le ciment est calcitique.

Photos.29 et 30.

Le puits RE-1, unité « c » à la profondeur 3765 m :

Un faciès bioclastique ; Brachiopode, Bryozoaire et Echinoderme liés par un ciment de calcite.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau.1. Le tableau comparatif des formations paléozoïques.

Tableau.2. Les paramètres géochimiques des roches mères du bassin de Berkine.

Tableau.3. Les résultats pétroliers des puits forés (Rapport Sonatrach.2005).

Tableau.4. Les compagnes sismiques (Rapport Sonatrach.2005).

Tableau.5. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach.2005).

Tableau.6. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach.2005).

Tableau.7. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach.2005).

Tableau.8. Les résultats pétroliers des puits (Rapport Sonatrach.2005).

Tableau.9. Les profondeurs des différentes unités au niveau de certains puits.

Tableau.10. La nomenclature du Dévonien inférieur.

Tableau.11. Les résultats de calage sismique de puits.

Tableau.12. La signification des terminaisons sismiques.

Tableau.13. Les relations entre les types de cortèges sédimentaires et les discordances.