

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique



Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou

Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques



Département des Sciences Géologiques

Mémoire

En vue de l'obtention du Diplôme de Master Académique en Géologie

Filière : Géologie

Spécialité : Géologie des Bassins sédimentaires

Thème

Contribution à l'étude des paléo-vallées glaciaires de l'Ordovicien supérieur de la région d'In Amenas, Bassin d'Illizi : caractérisation sismique, sédimentologique et diagraphique des faciès et d'environnements de dépôts

Présenté par

M^{lle} LAKRIB Malia

Devant le jury

Mr M. ACHOU	M.A.A	UMMTO	Président
Mr I. AHMED ZAID	M.C.A	UMMTO	Promoteur
Mr A. ZEMMOUK	Ingénieur	SONATRACH	Co. Promoteur
Mr M. B. BRAHMI	M.A.A	UMMTO	Examineur

- Année universitaire : 2019/2020 -

REMERCIEMENTS

Il est agréable de saisir cette occasion pour apporter mes vifs remerciements et exprimer ma profonde gratitude et reconnaissance à tous ceux qui ont attribué de loin ou de près à la réalisation de ce travail.

*Je tiens en tout premier lieu à remercier **Dieu Le Tout Puissant et Miséricordieux**, qui m'a donné la force et la patience d'accomplir ce travail.*

*Je tiens à remercier chaleureusement en deuxième lieu, **Mr I. AHMED ZAID**, qui a été une aide précieuse pour moi, avec beaucoup de patience et de la pédagogie, en me consacrant du temps, en me dirigeant durant la réalisation de ce travail et surtout pour son attention.*

*Je tiens à adresser mes vifs remerciements à **Mr A. ZAMMOUK** de m'avoir proposé le sujet de mémoire.*

*Je tiens à remercier également les membres du jury, **Mr M. ACHOUI** & **Mr B. BRAHMI** pour leur présence, pour leur lecture attentive de ma thèse ainsi que pour les remarques qu'ils m'adresseront lors de cette soutenance afin d'améliorer mon travail.*

*Mes remerciements s'adressent également à l'ensemble du personnel de la division d'exploration de Boumerdes : **Mr M. BADSI**, **Mr S. BETIOUI**, **Mme H. MERZOUG** ... etc.*

*Je profite par le biais de ce rapport pour exprimer mes remerciements et ma gratitude, à tous **mes enseignants**, pour le soutien qu'ils m'ont apporté durant tout mon cursus universitaire. Grâce à votre pédagogie, votre patience et vos encouragements, j'ai pu progresser dans ce domaine. Merci de m'avoir fait aimer la géologie.*

*Le grand honneur revient à **ma chère famille** qui m'a énormément appuyée tout au long de ma carrière et de ma vie, surtout pour leur soutien indéfectible.*

DÉDICACES

Avec l'expression de ma reconnaissance, je dédie ce travail, à ceux qui, quels que soient les termes
embrassés, je n'arrivai jamais à exprimer mes sentiments et mon amour sincères :

À la femme qui a souffert sans me laisser souffrir, qui n'a jamais dit non à mes exigences et qui
n'a épargné aucun effort pour me rendre heureuse :

yemma azzizen, LARAB Ghalia

À l'homme, mon précieux offre du dieu, qui doit ma vie, ma réussite et tout mon respect :

vava azzizen, Hamid

À mon cadeau du ciel, mon modèle, celle à qui se confier quand on ne peut plus rien espérer :

weltma tazzizet, Lila

À ma grande force, ma fierté et mes grands piliers, ceux qui me protègent et m'aident :

atmaten- iw azzizen, Youcef et Jugurtha

À ma double, ma cousine, mon amie..., peu importe les surnoms que je te donne, aucun ne décris
ce que tu représentes vraiment à mes yeux : Thinehinane

À ma belle-sœur Akila & mes adorables neveux Eliane, Islam & Lounes

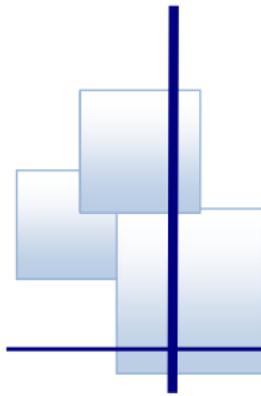
À la richesse incroyable, avec laquelle j'ai pu affronter les moments extraordinaires, les moments
les plus difficiles, les hauts et les bas : les familles LAKRIB & LARAB

À la mémoire des personnes chères à moi, celles qui nous ont quittées sans choix et qui reste
toujours gravés dans nos cœurs : mes grands-parents paternels Ahcene et Ouardia et ma chère
cousine Amel

À mes cher(es) ami(es) : Antar, Aida, Amel, Celia, Djamila, Khadidja, Nina, Saada, Meriem ...etc.

À ma deuxième famille, avec laquelle j'ai partagé des moments inoubliables durant tous mon
cursus universitaire : mes camarades de promotion

A toutes les personnes qui m'ont aidé de près ou de loin à la réalisation de ce travail



Sommaire

Table des matières

Sommaire	
Liste des figures	i
Symboles et acronymes	v
Résumé	vi
Introduction générale.....	01

Chapitre I : Etat de connaissance

I.1. Géologie régionale du bassin d'étude	03
I.1.1. Situation géographique	03
I.1.2. Contexte géologique	04
I.1.3. Aspect lithostratigraphique	06
I.1.3.1. Le Socle Précambrien	06
I.1.3.2. Les formations Paléozoïques	06
I.1.3.2.1. Le Cambrien	06
I.1.3.2.2. L'Ordovicien	06
I.1.3.2.3. Le Silurien	07
I.1.3.2.4. Le Dévonien	07
I.1.3.2.5. Le Carbonifère	08
I.1.3.2.6. Le Permien	08
I.1.3.3. Les formations Mésozoïques	09
I.1.3.3.1. Le Trias et Jurassique	09
I.1.3.3.2. Le Crétacé.....	09
I.1.3.4. Les formations Cenozoïques.....	09
I.1.3.4.1. Le Mio-Pliocène	09
I.1.3.4.1. Le Quaternaire	09
I.1.4. L'évolution paleogéographique et tectonique.....	11
I.1.4.1. Le cycle Panafricain.....	11

I.1.4.1.1. A l'échelle du globe	11
I.1.4.1.2. A l'échelle de la plateforme saharienne	11
I.1.4.2. Le cycle Calédonien.....	12
I.1.4.2.1. A l'échelle du globe	12
I.1.4.1.1. A l'échelle de la plateforme saharienne	13
I.1.4.3. Le cycle Hercynien	14
I.1.4.3.1. A l'échelle du globe	14
I.1.4.3.2. A l'échelle de la plateforme saharienne	14
I.1.4.4. Le cycle Alpin.....	14
I.1.4.4.1. A l'échelle du globe	15
I.1.4.4.2. A l'échelle de la plateforme saharienne	15
I.1.5. Aspect structural	19
I.1.6. Le magmatisme	20
I.1.7. Système pétrolier	20
I.1.7.1. Les roches mères.....	20
I.1.7.2. Les roches réservoirs.....	21
I.1.7.3. Les roches couvertures.....	21
I.1.7.4. Les pièges.....	21
I.2. Géologie de la région d'étude	23
I.2.1. Situation géographique	23
I.2.2. Contexte géologique	24

Chapitre II : Configurations sismiques

II.1. Rappels	26
II.1.1. Sismique réflexion.....	26
I.1.1.1. Définition	26
I.1.1.2. Principe d'acquisition	27
I.1.1.3. Traitement sismique	27
I.1.1.4. Interprétation sismique	27
II.1.2. Stratigraphie sismique	28
I.1.2.1. Définition	28
I.1.2.2. Interprétation sismique	28
I.1.1.3. La séquence sismique	29
I.1.1.4. Relation des strates aux limites de séquences.....	30
II.1.3. Sismo-tectonique	31
I.1.3.1. Définition	31

I.1.3.2. Interêt	31
I.1.3.3. Interprétation	31
II.2. Caractérisation des incisions glaciaires du bassin d' Illizi	33
II.3. Analyse des sections sismiques de la région d'étude	34
II.3.1. Données sismiques	34
II.3.2. Méthode d'interprétation	34
II.3.3. Interprétation des sections sismiques	35
II.3.3.1. Sur le plan stratigraphique	36
II.3.3.1.1. La structure du Socle.....	36
II.3.3.1.2. Succession préglaciaire	37
II.3.3.1.3. Unité glaciaire	37
II.3.3.1.4. Unité post-glaciaire	38
II.3.3.2. Sur le plan structural.....	39
II.3.4. Configuration sismique et système pétrolier	42
II.3.5. Evolution du système pétrolier	43
II.4. Conclusion	45

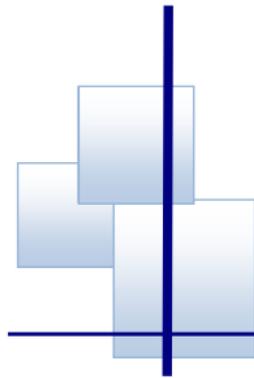
Chapitre III : Analyse séquentielle

III.1. Rappels	46
III.1.1. Notions de stratigraphie séquentielle	46
III.1.1.1. Définition.....	47
III.1.1.2. Les facteurs responsables à la formation d'une sequence de dépôts.....	48
III.1.1.3. Les unités de la stratigraphie séquentielle	48
III.1.1.3.1. Séquence	48
III.1.1.3.2. Paraséquence.....	49
III.1.1.3.3. Cortège sédimentaire	49
III.1.1.3.4. Les surfaces de discontinuités	50
III.1.1.3.5. Concepts d'électro-faciès et électro-séquence.....	52
III.2. Le découpage séquentiel des électro-faciès ordoviciens de la région d'étude.....	53
III.2.1. Méga-électro-séquence 1.....	55
III.1.2.1. Electro-séquence de l'unité (III-1)	55
III.1.2.2. Electro-séquence de l'unité (III-2)	55
III.1.2.3. Electro-séquence de l'unité (III-3)	56
III.2.2. Méga-électro-séquence 2.....	58
III.1.2.1. Electro-séquence de l'unité syn-glaciaire.....	58
III.1.2.2. Electro-séquence de l'unité post-glaciaire	58

III.2.3. Les unités lithostratigraphiques correspondantes	60
III.2.4. Profils et résultats de corrélations	62
III.2.4.1. Interprétation des profils de corrélation	66
III.2.4.1.1. Transect Nord-Sud.....	66
III.2.4.1.2. Transect Nord-Est/Sud-Ouest	66
III.2.4.1.3. Transect Est-Ouest.....	66
III.2.5. Cartographie	67
III.2.5.1. Interprétation des cartes en isobathes	67
III.2.5.2. Interprétation des cartes en isopaques	67
III. 3.Conclusion.....	71

Chapitre IV : Approche sédimentologique

IV.1. Rappels.....	72
IV.1.1. Notions de faciès et de sequence.....	72
IV.1.2. Notions d'environnements de dépôts	73
6 IV.1.3. L'environnement glaciaire	74
IV.2. Glaciation de la fin de l'Ordovicien.....	77
IV.2.1. Durée de la glaciation	77
IV.2.2. Contexte global	78
IV.2.3. Enregistrement glaciaire dans la région d'étude	79
IV.2.4. Enregistrement glaciaire dans la zone d'étude	83
IV.3. Description de carottes.....	85
IV.3.1. Photographies illustratives des faciès identifiés.....	85
IV.3.2. Analyse des faciès de carottes du Puits PSO1	86
IV.3.2.1. Carotte n°1 (2221-2207)	86
IV.3.2.1. Carotte n°2 (2278-2263)	87
IV.3.2.1. Carotte n°3 (2361-2343)	88
IV.4. Conclusion	89
Conclusion générale	90
Références bibliographique	
Annexes	



Liste des Figures

Chapitre I : Etat de connaissance

Fig.I.01 : Situation géographique du bassin d'Ilizi	03
Fig.I.02 : Localisation géologique et géographique du Bassin d'Ilizi.....	04
Fig.I.03 : Coupe géologique subméridienne du Bassin d'Ilizi et de Berkine-Ghadamès	05
Fig.I.04 : Colonne stratigraphique synthétique du bassin d'Ilizi.....	10
Fig.I.05 : Les différentes phases tectoniques ayant esquissées la plateforme saharienne au cours du Phanérozoïque.....	16
Fig.I.06 : Les différentes cartes paléogéographique montrant l'évolution des Continents et des océans selon la dynamique décrite par la théorie de la tectonique des plaques, depuis la fin du cycle panafricain jusqu'au Miocène	17
Fig.I.07 : Représentation synthétique de l'évolution géodynamique du bassin d'Ilizi.....	18
Fig.I.08 : Les différents éléments structuraux du bassin d'Ilizi	19
Fig.I.09 : Répartition des gisements d'hydrocarbures et des roches mères dans le bassin d'Ilizi.....	20
Fig.I.10 : La colonne lithostratigraphique et le système pétrolier du bassin d'Ilizi.....	22
Fig.I.11 : Situation géographique de la région d'In Amenas	23
Fig.I.12 : Schéma structural montrant les grands accidents subméridiens qui affectent la région d'In Amenas	24
Fig.I.13 : La colonne lithostratigraphique de la région d'In Amenas.....	25

Chapitre II : Configurations sismiques

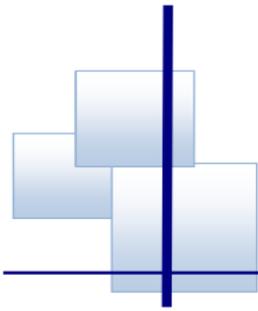
Fig.II.01 : Synthèse des étapes de la démarche exploratoire pétrolière.....	26
Fig.II.02 : Principe de la sismique par réflexion.....	27
Fig.II.03 : Concepts de base d'une séquence de dépôt.....	29

Fig.II.04 : Les différents arrangements des horizons dans une séquence	30
Fig.II.05 : Relations entre les strates et les limites de séquence de dépôt	30
Fig.II.06 : Les différents types de terminaisons des interfaces sédimentaires et leurs significations	31
Fig.II.07 : Séquence d'exploitation des données sismiques.....	32
Fig.II.08 : section sismique orientée E-W depuis le centre du bassin d'Illizi vers la mole de Tihemboka à l'Ouest.....	33
Fig.II.09 : Plan de position des lignes sismiques en inline des sections sismiques interprétées.....	34
Fig.II.10 : carte isobathe du Toit du socle, qui montre un soulèvement significatif de ce dernier vers l'Est.	35
Fig.II.11 : carte isopaque qui montre l'amincissement des sédiments siluriens vers la partie Est.....	36
Fig.II.12 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi) et passe par le puits PSO1.....	39
Fig.II.13 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi) et passe par le puits PNE1.....	40
Fig.II.14 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi) et passe par le puits PNO1.....	40
Fig.II.15 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi) et passe par le puits PNO2.....	41
Fig.II.16 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire de Tidrer (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi).....	41
Fig.II.17 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi).....	42
Fig.II.18 : modèle synthétique d'un système pétrolier, dans la région d'étude.....	43
Fig.II.19 : Reconstitution synthétique de l'évolution du système pétrolier, dans la région d'étude.....	44

Fig.III.01 : implantation des puits étudiés dans le périmètre d’In Amenas.....	46
Fig.III.02 : Représentation schématique du modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon, proposé par Vail et co-auteurs.....	47
Fig.III.03 : Relation entre vitesse de sédimentation, vitesse d’accommodation et géométrie des sédiments.....	48
Fig.III.04 : Schématisation du concept de la stratigraphie séquentielle.....	51
Fig.III.05 : Classification des électrofaciès.....	52
Fig.III.06 : Log stratigraphique et sedimentologique de la région d’In Amenas.....	54
Fig.III.07 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation de la méga-séquence 1, des Puits PN1 et PN2.....	57
Fig.III.08 : Découpage séquentiel et résultat de corrélation, des Puits PN1 et PS2, montrant les deux cas de figures possibles de la méga-séquence 2.....	59
Fig.III.09 : Log lithostratigraphique synthétique de l’Ordovicien de la zone d’étude.....	61
Fig.III.10 : Plan de position des profils de corrélation, de la région d’étude.....	62
Fig.III.11 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation Nord-Sud, qui passe par les Puits PSO1, PNO2, PNO1 et PN1.....	63
Fig.III.12 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation Nord-Est/Sud-Ouest, qui passe par les Puits PSO1, PNO2 et PNE2.....	64
Fig.III.13 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation Est-Ouest, qui passe par les deux Puits PNO2 et PNE1.....	65
Fig.III.14 : cartes isobathes des surfaces des érosions glaciaires SB3 et SB4.....	69
Fig.III.15 : Cartes en isopaque des dépôts proglaciaires, syn-glaciaires et post-glaciaires....	70

Fig.IV.01 : Schématisation d'une séquence élémentaire classique depuis.....	72
Fig.IV.02 : Représentations schématiques et synthétiques des interactions agissantes sur l’enregistrement sédimentaire.....	73
Fig.IV.03 : diagramme synthétique illustrant les principaux milieux de dépôts.....	74
Fig.IV.04 : Modèle synthétique représentant les environnements proglaciaires et glaciaires.....	75
Figure IV.05 : Modèle synthétique montrant les différents dépôts glaciers.....	76

Fig.IV.06 : Cycles glaciaire à l’Ordovicien terminal	77
Fig.IV.07 : Variations du niveau marin et hypothèses d’évolution des calottes de l’Ordovicien supérieur et au Silurien inférieur.....	78
Fig.IV.08 : Reconstitution paléogéographique, à l’Ordovicien supérieur, de la partie Ouest du Gondwana, et Esquisses de zonation des phénomènes glaciaires de la fin de l’Ordovicien au Sahara	79
Fig.IV.09 : Reconstitution synthétique et de la chronologie des phases glaciaire et préglaciaire, de l’Ordovicien supérieur de la région d’In Amenas.....	81
Fig.IV.10 : Coupe transversale synthétique de l’architecture interne des paléo-vallées Ouarsisene, Dider et Ihrir, dans le Tassili n’Ajjjer et Colonne stratigraphique synthétique depuis le toit du socle jusqu’au Silurien inferieur dans le bassin d’Illizi	82
Fig.IV.11 : Reconstituions synthétique de la chronologie des phases glaciaires de l’Ordovicien supérieur de la zone d’étude.....	84
Fig.IV.12 : Succession lithostratigraphique de l’Ordovicien terminal, carotte n°1, puits PSO1.....	86
Fig.IV.13 : Succession lithostratigraphique de l’Ordovicien terminal, carotte n°2, puits PSO1.....	87
Fig.IV.14 : Succession lithostratigraphique de l’Ordovicien terminal, carotte n°3, puits PSO1.....	88



Symboles et acronymes

AEG : Argiles d'El Gassi.

AMC : Argiles Micro-Conglomératiques

API : American Petroleum Institute

BSFR : Surface basale de régression forcée

CC : Discontinuité corrélable

DMK : Dalle de M'Kratta

DP : Datum Plane

DS : Séquence de dépôt

FR : Régression forcée

FSST : Cortège de régression forcée

GEA : Grès d'El Atchane

GEG : Grès d'El Goléa

GO : Grès de Ouargla

GOS : Grès de Oued Saret

GR : Gamma Ray

GS : Séquence stratigraphique génétique

h : profondeur.

HST : Cortège de haut niveau

LST : Cortège de bas niveau

m : mètre.

ms : millisecondes

m/s : mètres / seconde

MFS : Surface d'inondation maximale

MRS : Surface de régression maximale

NR : Régression normale

QH : Quartzites De Hamra.

RSME : Surface régressive d'érosion marine

RST : Cortège régressif

Sb : Limite de séquence

SG1 : surface de première érosion glaciaire

SG2 : surface de l'érosion glaciaire terminale

SU : Discordance subaérienne

TR : Séquence transgressive - Régressive

TST : Cortège transgressif

TVDSS: True Vertical Depth SubSea Suggest

TWT: Two way time

VSP : Vertical Seismic Profile

°C : Degré Celsius

% : Pour cent

Résumé

Dans la région d'In Amenas (Bassin d'Illizi), l'architecture stratigraphique des dépôts glaciaires de l'Ordovicien terminal résulte d'une succession d'érosions glaciaires, interprétée comme un produit du retrait glaciaire, préservée dans les paléo-vallées glaciaires. Les sédiments enregistrés sont représentés par les grès d'El Goléa (GEG) déposés dans un milieu deltaïque (plaine/ front delta), et les argiles micro-conglomératiques (AMC) déposées dans un milieu marin plus profond, témoignant d'un cycle climatique glaciaire-interglaciaire.

Les méthodes géophysiques représentent un outil de prédilection, pour l'étude de la géologie de subsurface. L'application de la méthode sismique a permis d'imager l'organisation et la morphologie des paléo-vallées glaciaires. D'un autre côté, l'interprétation de l'enregistrement diagraphe du rayonnement gamma naturel nous fournit l'organisation séquentielle des cortèges sédimentaires des dépôts glaciaires. Les profils de corrélations et les cartes réalisés à base de ce découpage séquentiel permettent de représenter l'extension spatio-temporelle de ces dépôts.

L'étude sédimentologique a servi à identifier les faciès et les milieux de dépôt caractéristiques des formations syn-glaciaires et d'expliquer l'évolution glaciogénique. L'analyse des carottes des argiles micro-conglomératiques montrent des niveaux imprégnés, qui présentent un intérêt pétrolier.

Mots clés : Bassin d'Illizi, In Amenas, Ordovicien terminal, glaciation, inlandsis, stratigraphie sismique, sismotectonique, stratigraphie séquentielle, sédimentologie, paléo-vallées glaciaires, grès d'El Goléa, Argiles micro-conglomératiques.

Abstract

Within In Amenas' region (Illizi's basin), the stratigraphic architecture of glacial sediments of the upper Ordovician is the result of successive glacial erosion, that can be interpreted as being a product of glacial withdrawal kept inside glacial paleo-valleys the registred deposits are represented by EL Golea's sandstone left in a deltaic (outwash fan/ delta). The clays (micro- conglemeratic) deposited in deeper seabed (offshore), testifies glacial-interglacial climate cycle.

Geophysical methods represent a mean of prediction for geological studies of subsurface. The use of seismic method enables to picture the organization and the morphology of glacial paleo-valleys. In the other hand the interpretation of the gamma ray logging provides us the systems tract organization of glacial sediments. The correlation profiles and the made maps based on sequential interpretation, made possible the representation of spatio-temporel extendings of the deposits.

The sedimentological study served to identify the facies and depositional environment characterizing the syn-glacial and explaining the glaciogenetic evolution. The analysis of cores clays micro- conglomeratic show impregnated levels that depicts a petroleum interest.

Keys words: Illzi's basin, In amenas, Final odovician, Micro-sedimentology, conglomeratic cleys, glaciation, glacial paleo-valleys, El Golea's sandatone, sedimentological, sysmic stratigraphy, sequential stratigraphy.

INTRODUCTION

GÉNÉRALE

Introduction générale

Etant donné l'importance des investissements à consentir dans le processus de l'exploration pétrolière, la décision d'exploration reste délicate à trancher et peut entraîner des préjudices économiques et financiers aux sociétés et Etats impliqués. Il est donc capital d'avoir la maîtrise des projets de prospection pétrolière dont l'objectif majeur reste la découverte de nouveaux gisements potentiels et rentables.

A l'instar des autres formations paléozoïques de la plateforme saharienne, les formations glaciaires de l'Ordovicien supérieur de la région d'In Amenas (Bassin d'Illizi) constituent des réservoirs en hydrocarbures potentiellement intéressants. Dans ce cadre, plusieurs travaux ont été réalisés tant sur les affleurements du Tassili n'Ajjer par (Beuf et al, 1971) qu'en subsurface dans le bassin d'Illizi (Hirst & al, 2002).

Ancré dans cette vaste thématique, ce travail tente de contribuer à caractériser les paléo-vallées glaciaires de l'Ordovicien terminal de la région d'In Amenas, en essayant d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes :

Les paléo-vallées sont-elles identifiables sur les sections sismiques ? si c'est le cas, comment se présentent-elles ? et quel intérêt présentent-elles ?

Quelle est la succession stratigraphique des dépôts représentatifs de ces paléo-vallées glaciaires ? Dans quels contextes géodynamiques ont-ils été déposés ?

Quelles sont les caractéristiques lithologiques et faciologiques de ces dépôts glaciaires ? peuvent-ils constituer des réservoirs potentiels en hydrocarbures ?

Afin de traiter le sujet et répondre aux questionnements émis, la démarche entreprise est décrite dans une partie théorique découlant d'une synthèse bibliographique englobant l'ensemble des ouvrages, thèses et autres travaux de recherche antérieurs ; et une partie pratique qui intègre des analyses sismiques, stratigraphiques et sédimentologiques, effectuées à partir des données des sept puits, PSO1, PNE1, PNO1, PNO2 et PNE2, PN1 et PS1 implantés dans le champ d'In Amenas dans le bassin d'Illizi. Pour traduire ces données en documents

interprétables, on a utilisé les logiciels suivants : Word, Paint, Adobe, Illustrator, Sedlog et Petrel.

Le travail proprement dit s'articule sur quatre (04) chapitres :

- **Le chapitre I** : présente les généralités du bassin d'étude ;
- **Le chapitre II** : aborde la caractérisation sismique des paléo-vallées glaciaires, aux plans stratigraphique et structural, pour appréhender leur morphologie et leur organisation ;
- **Le chapitre III** : traite du découpage séquentiel et du remplissage des incisions glaciaires ;
- **Le chapitre IV** : est consacré aux études paléogéographique et sédimentologique sur la base de travaux antérieurs et des données de carottes, pour mieux comprendre la succession glaciogénique de la région et établir une évaluation des réservoirs ordoviciens en termes de potentialités en hydrocarbures.

CHAPITRE I

ETAT DES CONNAISSANCES

I. Etat des connaissances

I.1. Géologie régionale du bassin d'étude

I.1.1. Situation géographique

Le bassin d'Ilizi se situe dans la partie Sud-est du Sahara algérien, à environ 1 800 km de la capitale Alger. Il s'étend entre les latitudes 29°30'N et 26°30'N et les longitudes 6°E et 10°E, avec une longueur Nord-Sud d'environ 700 km et une largeur Est-Ouest qui dépasse les 300 km, couvrant ainsi une superficie de 108 424 km² jusqu'aux limites du massif du Hoggar, qui le borde au Sud (Fig.I.01). C'est un bassin à cheval sur les territoires algérien et libyen, dont la majeure partie se situe en Algérie (Sonatrach, 2007 in Abizar & Aoudjehout, 2016).

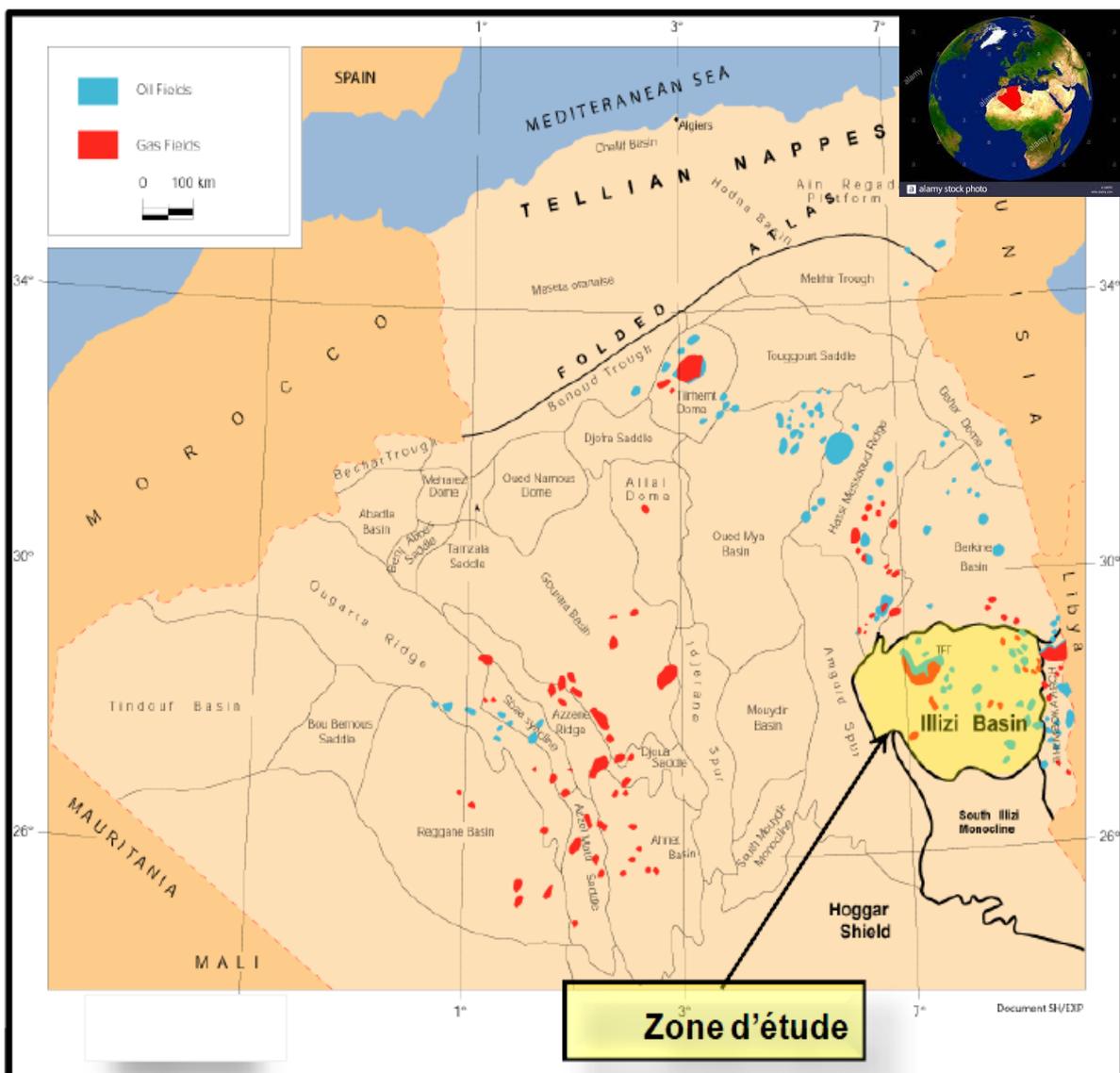


Fig.I.01 : situation géographique du bassin d'Ilizi (Doc. SONATRACH).

I.1.2. Contexte géologique

Du point de vue géologique, le bassin d'Illizi est un bassin stable de type plateforme se présentant sous forme d'une large dépression semi-circulaire plus ou moins ovale (Nedjari et al., 2010), qui fait partie de la synéclyse est-algérienne (Loumi et al, 2016). Il est limité par les principaux axes structuraux suivants (Sonatrach & Total, 2007 in Lamrani & Sam, 2016) (Fig.I.02) :

- **Au Nord** : par la remontée du socle connue sous le nom du môle d'Ahara, qui le sépare du bassin de Berkine ;
- **Au Sud** : par le massif cristallo-métamorphique du Hoggar ;
- **A l'Est** : par le môle de Tihemboka, qui le sépare du bassin de Hamra libyen ;
- **A l'Ouest** : par la dorsale d'Amguid El Biod, qui le sépare du bassin de Mouydir.

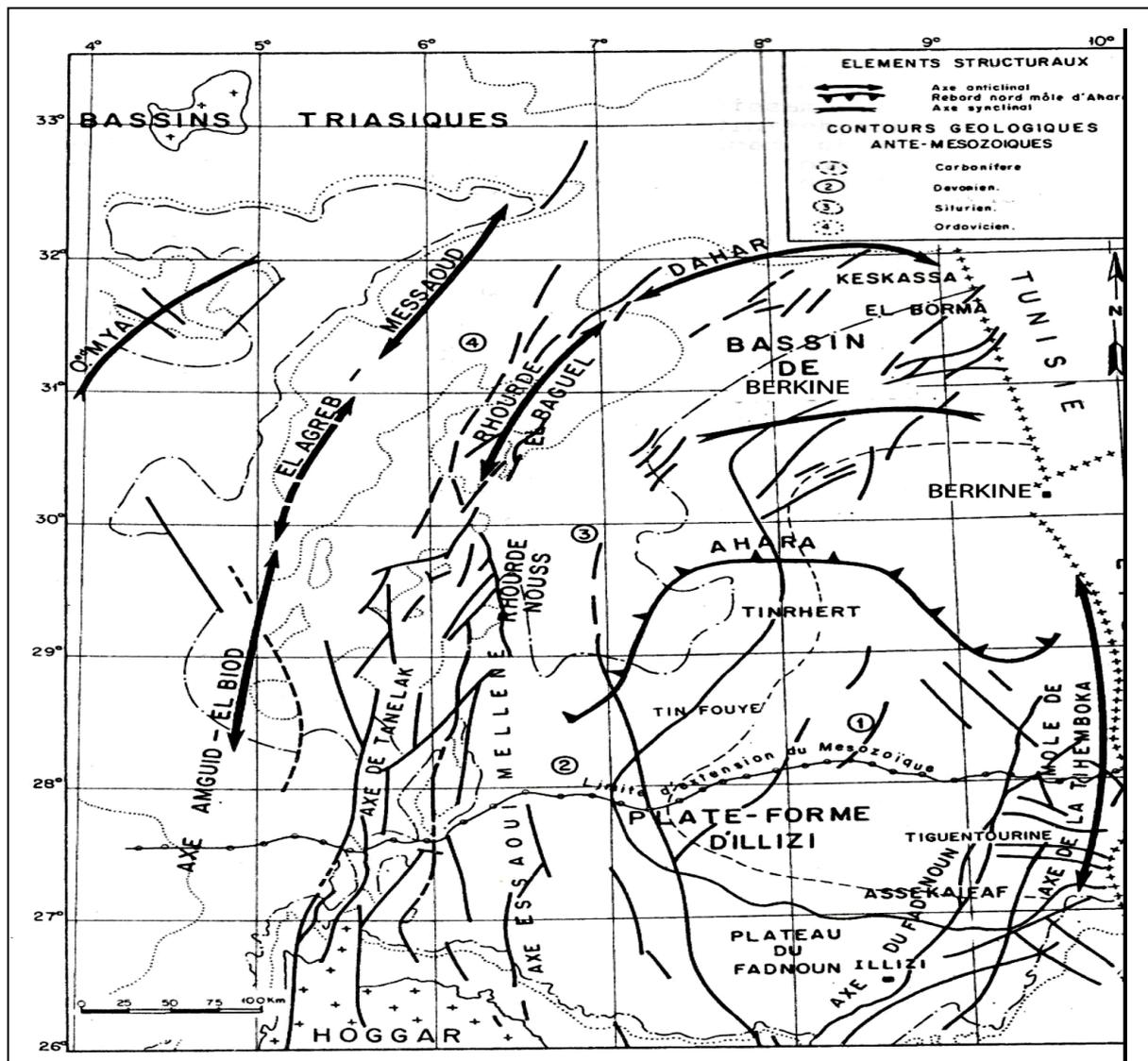


Fig.I.02 : Localisation géologique et géographique du Bassin d'Illizi, (Chaouche, 1992 in Mokhbi et Hasrouri, 2017).

Ce bassin intracratonique d'âge Paléozoïque à Mésozoïque comprenant une pile sédimentaire d'environ 3 000 m d'épaisseur repose en discordance sur un socle cristallo-métamorphique d'âge Précambrien (Fig.I.03), qui serait de même nature que celui du Hoggar structuré lors de l'orogénèse panafricaine (Brahimi, 2019).

Cette série sédimentaire présente tous les termes, du Cambrien à l'Actuel (WEC, 1995), dont les terrains paléozoïques affleurent dans la partie méridionale du bassin tandis que ceux du Mésozoïque à Cénozoïque affleurent dans sa partie septentrionale. Elle est représentée essentiellement par des terrains d'âge Paléozoïque, enfouis au centre de la cuvette et affleurant au Sud-est et sur sa marge méridionale, où ils forment les Tassilis. L'épaisseur de la couverture sédimentaire paléozoïque augmente grossièrement du Sud vers le Nord.

Les dépôts du Mésozoïque sont à l'inverse, érodés dans la moitié Sud et affleurent au centre du bassin formant une succession de falaises, orientées Est-Ouest. Ils reposent en discordance sur les terrains paléozoïques, avec une épaisseur d'environ 1 000 m. ils se caractérisent par des faciès lagunaires mixtes sous forme de grès, dolomies et calcaires (Sonatrach & Total, 2007).

Les dépôts tertiaires se développent principalement dans la partie Nord-Ouest du bassin (WEC, 1995), au niveau de la Hamada de Tinrhert et sont relativement réduits dans le reste du bassin. Quant aux dépôts quaternaires, ils sont représentés par les dunes qui marquent la limite méridionale du grand erg oriental (Sonatrach & Total, 2007).

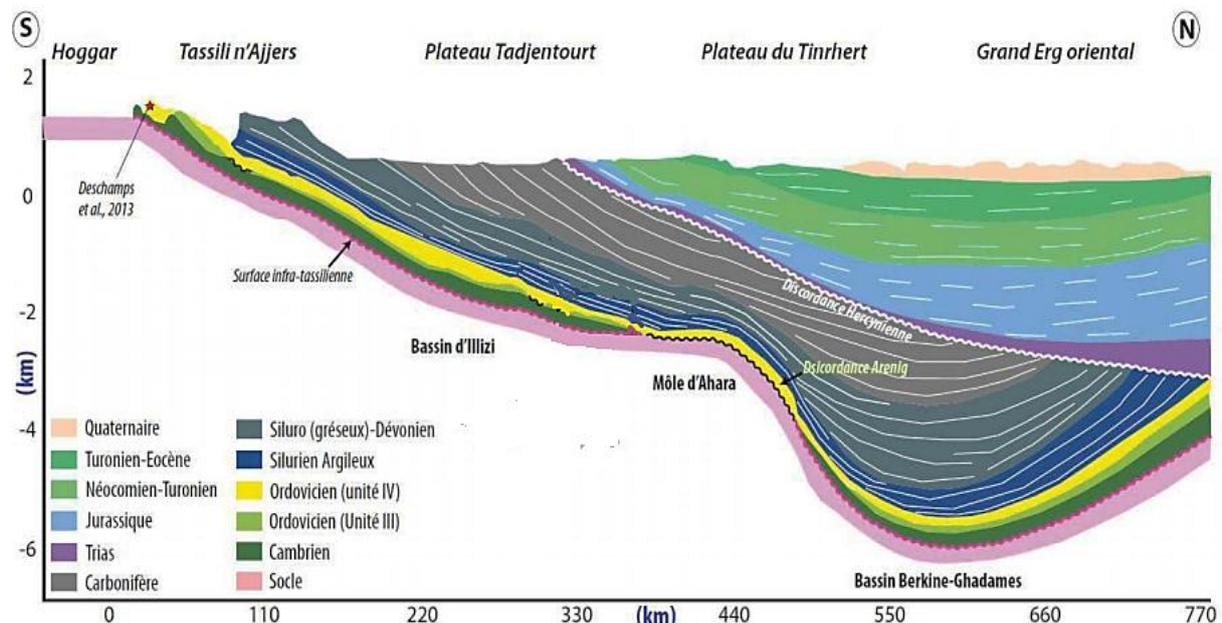


Fig.I.03 : Coupe géologique subméridienne du Bassin d'Ilizi et de Berkine-Ghadamès (modifiée d'après WEC, 2007 in Brahimi, S, 2019).

I.1.3. Aspects lithostratigraphiques

La plateforme 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. L'étude du socle du bassin sert de base à la recherche pétrolière, qui a abouti à la découverte des hydrocarbures dans les bassins sédimentaires ; pour cela, il est utile d'aborder brièvement ce socle avant d'entamer la description de sa couverture sédimentaire (Fig.I.04) :

I.1.3.1. Socle Précambrien

D'après (Boudjemaa, 1987), les études faites sur le socle indiquent qu'il est constitué d'un ensemble de terrains méta-sédimentaires, traversés par des intrusions magmatiques d'âge Précambrien. Des formations phanérozoïques se reposent en discordance sur ce socle cristallophyllien (Fig.I.04).

I.1.3.2. Les formations paléozoïques

Ces formations sont fortement érodées à l'Hercynien, elles ne représentent que 800 m d'épaisseur au Nord et elles ne dépassent pas les 2000 m d'épaisseur au Nord-Ouest du bassin, de la base vers le sommet on distingue (Fig.I.04) :

I.1.3.2.1. Le Cambrien

Le Cambrien est représenté par une succession de formations détritiques essentiellement gréseuses (Lamrani & Sam, 2016). Il peut être subdivisé en deux unités qui sont :

- *L'unité I* : qui se sépare du socle précambrien par la discordance infra-tassilienne. Elle est constituée de conglomérats d'El Moungar à ciment argileux ;
- *L'unité II* : qui correspond aux grès de Tin-Taradjelli, sous forme d'un ensemble grésoconglomératique à intercalations de bancs de silts à stratifications obliques.

I.1.3.2.2. L'Ordovicien

D'après (Beuf et al, 1971), l'Ordovicien est subdivisé en quatre unités lithostratigraphiques :

- *L'unité III-1* : d'âge Trémadoc, représentée par les grès de la vire de Mouflon, sous forme de grès fins à stratifications entrecroisées, à passés argilo-silteuses, riches en Tigillites et en grès quartzeux parfois ;
- *L'unité III-2* : d'âge Arénigien, elle correspond aux grès de la « Banquette », qui sont des grès fins à grossiers caractérisés par une richesse en Tigillites et une présence

fréquente des joints stylolitiques ;

- *L'unité III-3* : d'âge Caradocien-Liandelo et Llanvirnien, connue sous la formation d'In Tahaouite. Ce sont des grés fins à grossiers à stratifications horizontales à la base et obliques au sommet, à ciment argileux ou siliceux à Scolithos.
- *L'unité IV* : d'âge Ashgillien à Laudoverien inférieur, sous le nom de « formation de Tamadjert. Elle repose en discordance sur la formation précédente (l'unité III-3), elle est composée de grés et d'argile d'origine glaciaire et elle est subdivisée en deux unités :
 - *L'unité IV-2* : c'est une série de comblement des paléo-topographies, façonnée par l'avancement du glacier. Elle correspond à un complexe argilo-gréseux à éléments hétérogènes et des argiles micro-conglomératiques ;
 - *L'unité IV-3* appelée aussi dalle terminale, elle est essentiellement gréseuse.

I.1.3.2.3. Le Silurien

La limite inférieure du Silurien est marquée par un faciès transgressif très fin, liée à la fonte des glaces de l'Ordovicien terminal. D'après (Chaouche 1992 in Hasrouri & Mokhbi, 2017), le Silurien peut être subdivisé en trois formations, qui sont de bas en haut :

- *Formation de l'Oued Imirhou* : d'âge Landoverly-Wenlock, formée d'argiles noires à Graptolithes, avec quelques rares intercalations silteuses. Elle se caractérise par une série condensée, appelée argiles radioactives, très fossilifère et très riche en matière organique.
- *La formation de l'Atafaitafa* : d'âge Ludlow, elle constitue une zone de passage entre le Silurien et le Dévonien, et comprend les deux unités ci-dessous :
 - *L'unité M1* : à la base, constituée d'argiles silteuses, indurées avec quelques passages carbonatés.
 - *L'unité M2* : au sommet, formée essentiellement d'argiles silteuses avec des passées de grés.
- *La formation d'Oued Tifernine* : d'âge Ludlowien, elle comprend de bas en haut les unités suivantes :
 - *Barre inférieure (unité A)* : constituée de grés fins à moyens, à stratifications obliques ;
 - *Talus à Tigillites (unité B)* : formée d'alternances d'argiles silteuses et de grés fins argileux, associés à des terriers.

I.1.3.2.4. Le Dévonien

Le Dévonien affleure dans le Tassili des Ajjers, il essentiellement argilo-gréseux et comprend deux grands ensembles (Lamrani & Sam, 2016) :

- *Le Dévonien inférieur* : représenté par la formation de Tabankort, qui correspond aux dépôts continentaux discordants sur le Silurien marin, subdivisés en quatre unités :
 - *La barre moyenne (unité C1)* : d'âge Gédдинien, constituée de grès fins à grossiers, à stratifications obliques et entrecroisées. Cette barre est discordante sur le talus à Tigillites ;
 - *Les trottoirs (unité C2)* : d'âge Gédдинien, représentée par des alternances de grès et d'argiles silteuses soulignant un environnement fluvio-estuarien ;
 - *La barre supérieure (unité C3)* : d'âge Siégénien, essentiellement gréseuse, composée de grès fins à grossiers rarement conglomératiques à stratifications obliques ;
 - *La formation d'Orsine* : d'âge Emsien, qui correspond à une formation argilo-gréseuse riche en Brachiopodes.
- *Le Dévonien moyen et supérieur* : il est composé de deux séries :
 - *La série de Tin-Meras* : d'âge Eifelien-Famenien, essentiellement argileuse ;
 - *La série de Gara Mas Melouki* : d'âge Strunien, représentée par un complexe argilo-gréseux et carbonaté à la base, et gréseux au sommet.

I.1.3.2.5. Le Carbonifère

D'après (Boudjemaa,1987), le carbonifère a été décrit par plusieurs auteurs, en se basant sur la coupe type réalisée par (Attar & al, 1980), il est représenté de bas en haut par :

- *La formation d'Issendjel* : d'âge Tournisien supérieur-Viséen, argilo-calcaire à la base, devenant argilo-gréseuse vers le sommet, riche en Goniatites du Viséen supérieur.
- *Les formations Assekaf-Oubarakat* : d'âge Viséen terminal-Namurien, constituées d'alternances de grès et de calcaires à la base. Au niveau de la formation d'Assekafaf, (Legrand, 1983) a mis en évidence un repère stratigraphique, qui est le grès à champions inférieurs, suivit d'un banc de calcaire bioclastique à oolithes et des concentrations stromatolitiques dénommés Collenia (Fabre,2005).
- *La formation d'El Adeb Larache* : d'âge Wesphalien, sous forme d'alternance d'argiles et de calcaires, admettant une passée gypseuse dans sa partie médiane.
- *La formation de Tiguentourine* : d'âge Stéphanien, essentiellement argileuse, déposée sous la discordance hercynienne.

I.1.3.2.6. Le Permien

Le Permien n'a pas été daté dans la province orientale dont le bassin d'Illizi fait partie. Cette lacune peut correspondre à une période de non dépôt ou d'érosion, à cause des mouvements hercyniens (Lamrani & Sam, 2016).

I.1. 3.3. Formations Mésozoïques

Les terrains mésozoïques sont transgressifs et reposent en discordance sur les terrains paléozoïques (Fig.I.04), on les désigne par le vocable Continental intercalaire, avec une épaisseur pouvant atteindre les 1 000 m. Ils sont composés essentiellement de dépôts marins évaporites et fluvio-deltaïques argilo-gréseux (Lamrani & Sam, 2016).

I.1.3.3.1. Le Trias & Jurassique

Selon (Nedjari & al, 2010), dans la région de Zarzaitine, la coupe de référence dite de « la Reculée », montre des terrains essentiellement argilo-gréseux désignés sous l'appellation de « série de Zarzaitine » (Lehman, 1957), mais seule à la partie basale dite « Zarzaitine inférieur » qui est attribuée au Trias.

De nombreuses études ont permis la récolte des restes fossilifères et l'élaboration d'une coupe stratigraphique détaillée (Busson, 1972). Les datations basées sur l'étude des pollens par (Achab, 1970) ont fait révéler l'existence de deux termes importants séparés par une intercalation d'argiles intermédiaire (Fabre, 2005).

Au-dessus de la série de Zarzaitine, d'âge probable Trias supérieur (Boudjemaa, 1987), repose la série de Taourartine argilo-sableuse, qui possède une flore à Wetchsella du Jurassique (Fabre, 2005).

I.1.3.3.2. Le Crétacé

Le crétacé débute par le Néocomien et se termine par la série carbonatée du Sénonien, il est formé d'alternances d'argiles, de grès, de dolomies et de calcaires avec quelques passages évaporitiques, et il devient essentiellement carbonaté vers le sommet (Hasrouri et Mokhbi, 2017).

I.1.3.4. Les formations Cénozoïques

I.1.3.4.1. Le Mio-Pliocène

Il est constitué de sables roux et blancs, à grains moyens à grossiers, arrondis, bien classés avec des passées de grès beiges et blancs, à grains fins, arrondis, à ciment carbonaté. Notons également la présence d'argiles rouge brique sableuses.

I.1.3.4.2. Le Quaternaire

Il est représenté généralement par les sables.

CHRONOSTRATIGRAPHIE		LITHOLOGIE		Formations	Description	
TERTIAIRE					Dunes de sable	
CRETACE	Sénonien				Calcaire Mame	
	Turonien				Calcaires et dolomie	
	Cénomanién				Argiles à gypse	
	Albo-Aptien			Série d'In Akamil	Argile plastique sableuse avec des bancs de grés	
	Barremo Neocomien			Série de Taurartine	Alternance de sables moyens à grossiers et d'argiles	
JURASSIQUE	MALM					
	DOGGER					
	LIAS			Série de Zarzaïtine	Bancs de calcaires gréseux avec des passées d'argile et d'anhydrite Couche salifère Grés moyens à grossiers avec passées d'argiles	
TRIAS						
CARBONIFERE	Stephanien			S. Tiguentourine	Argiles bariolées	
	Wesphalien		Unités D, E, F	F. Abed Larache F. Oued oubaraket F. Assekafaf	Calcaire et marmo-calcaire Argiles à bancs de grés et niveaux calcaires Ensemble argilo-gréseux	
	Namurien		Unité C	F. d'Issendiel	Série argileuse à bancs de grés	
	Viséen-Tournaisien		Unité B Unité A		Argile silteuse à sableuse avec passées de grés	
DEVONIEN	Dévonien sup.		F2	F. argilo-gréseuse de Gazelle	Grés fin à passées d'argiles noires micacées Argile silteuse à passées de grés très fin	
	Dévonien moy.		F3	F. d'Alrar sup	Argiles et passées de grés	
	Emsien		F4 F5	F. argilo-gréseuse D'Alrar	Grés à passées d'argiles	
	Praguien		F6	C F. gréseuse de Hassi Tabankort	Grés fin siliceux à tendance quartzitique	
	Lochkovien			B F. grés-argileuse De L'oued Tifist	Grés moyen à grossier avec des de minces lits marquant les pentes sédimentaires Grés à macropores à ciment argilo-gréseux	
	Ludlowien			A M Formation de Mederba	Grés fin à moyen entrecoupé de bancs d'argiles	
SILURIEN	Wenlockien				Argiles à graptolithes (F. Oued Imerhou)	Argile noire silto-micacée riche en graptolithes légèrement pyriteuse
	Llandoveryen					
ORDOVICIEN	Ashgillien		Unité IV	IV.3 Dalle de Mkrata	Grés quartzitique fin à moyen mal classé	
	Caradocien à Llanvirnien			IV.2 Argiles Microconglom.	Argile micacée avec des quartz moyen	
				IV.1 Grés de Taradert	Grés quartzitique argilo-siliceux et pyriteux.	
	Arenigien Tremadocien		Unité III	III.3 F. de In Tahouite	Grés fin à la base et fin à grossier à stratification Oblique au sommet	
		III.2 Quartzites de Hamra		Quartzites à tigilites avec joints stylolitiques		
			III.1 Argilo-gréseux d'In Kraf	Grés à galets d'argiles à stratification oblique		
CAMBRIEN			Unité II	Grés de Hassi Leila	Quartzites à tigilites Bancs argilo-gréseux Grés conglomératiques	
					Socle métamorphique	

Fig.I.04 : Colonne stratigraphique synthétique du bassin d'Illizi (Doc. SH in Lamrani & Sam, 2016).

I.1.4. L'Evolution paléogéographique et géodynamique

La plateforme saharienne (bassin d'Illizi) fait partie du domaine méridional, qui se situe au sud de l'Algérie alpine, dont elle se sépare par l'accident sud atlasique. Elle représente la partie septentrionale du craton ouest africain (Hanniche, 2002), elle comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire phanérozoïque transgressive, structurée au paléozoïque en plusieurs bassins de type intracratoniques ou d'avant pays (Boot, & al., 1998), séparés par des zones hautes (Gherbi, 2011). Son histoire géologique est strictement liée à la superposition de plusieurs évènements tectoniques globaux, étalés dans les temps géologiques (Boudjema, 1987).

I.1.4. 1. Le cycle panafricain

La période précambrienne est marquée par de grands traits structuraux, qui étaient le résultat de trois cycles orogéniques (archéen, éburnéen et ouzzalien), anté-cambriens, enregistrés dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Caby, 1970). Les histoires géologiques et géodynamiques précambriennes sont scellées par l'orogénèse panafricaine, considérée comme une phase majeure de déformation, qui va guider par la suite l'évolution des terrains phanérozoïques (Rougier, 2013).

I.1.4.1.1. A l'échelle du globe

L'existence d'un supercontinent à la fin du Précambrien est mentionnée pour la première fois par (Valentine et Moores, 1970). Ce supercontinent est par la suite nommé Rodinia (McMenamin et McMenamin, 1990 in Isseini, 2011), Au Néoprotérozoïque, trois méga-blocs s'agglomèrent pour former le supercontinent Rodinia, c'est le cycle orogénique dit « panafricain » avec la mise en place de plusieurs zones de suture (Rougier, 2013). D'après Gherbi, 2011), ce cycle est le résultat d'un évènement thermo-tectonique (Fabre, 1976), traduit par une collision continentale entre le craton ouest-africain rigide et le bloc est-africain plus plastique, interprété par (Ball, 1980) comme le résultat d'une compression suivant un raccourcissement Est-Ouest (Boudjema, 1987), créant une zone mobile transsaharienne orientée Nord-Sud à partir de l'Algérie jusqu'à la côte atlantique nigérienne (Black et Liegeois, 1993).

I.1.4.1.2. A l'échelle de la plateforme saharienne

Du point de vue local, on s'aperçoit que l'épisode panafricain a structuré en profondeur la lithosphère saharienne, lui conférant des caractéristiques particulières (Rougier, 2013), par le biais des accidents subméridiens, qui jouent un rôle prépondérant dans la structuration et

l'individualisation de la plateforme saharienne (Caby, 1968 in Boudjemaa, 1987), car ces structures vont délimiter les bassins paléozoïques en définissant des zones hautes et des zones subsidentes (Rougier, 2013). Ce régime de contraintes peut être subdivisé en trois phases :

-La première phase : d'après (Beuf & al., 1971), elle correspond à la phase majeure (750 à 620 Ma), marquée par des mouvements décrochants sénestres le long des grands accidents subméridiens et des plis couchés vers le Sud ou Sud-est associés à un métamorphisme (Gherbi, 2011).

-La deuxième phase : contemporaine aux plissements cadomiens-baikaliens tardifs (Beuf & al., 1971). C'est la reprise des structures antérieures avec des intrusions granitiques postérieures. Ces décrochements sénestres étaient matérialisés par des plis droits en échelon (Gherbi, 2011).

-La phase tardive : D'après (Beuf & al., 1971), elle correspond à un réajustement tardi-orogénique, exprimée par des mouvements dextres conduisant à l'individualisation et le comblement des bassins résiduels de la série pourprée, d'orientation Est-Nord-Est / Ouest-Sud-Ouest. Cette succession de phases est jalonnée par des phases d'érosion importante aboutissant à une vaste pédiplaine infra-tassilienne (molasses post-orogéniques) et une glaciation éo-cambrienne (série intermédiaire).

I.1.4.2. Cycle Calédonien

La fin du cycle panafricain marquée par une pénéplanation, qui nivelle les structures et les reliefs antérieurs (Boudjemaa, 1987), est suivie par un nouveau cycle orogénique baptisé « cycle calédonien », permettant la mise en place des séries des bassins paléozoïques nord-africains, remplis par des sédiments cambro-ordoviciens, puis dévoniens, qui affleurent aujourd'hui en cuestas autour du Bouclier Touareg (Rougier, 2013).

I.1.4.2.1. A l'échelle du globe

L'histoire du Gondwana commence avec la fragmentation du Rodinia (Isseini, 2011), cet événement se coïncide avec l'ouverture de l'océan Iapetus qui sépare Laurentia et Baltica (540 à 510 Ma), ensuite à sa fermeture (550 à 460 Ma) (Gharbi, 2011). A ce stade, les différentes entités dont l'assemblage formera le Gondwana sont individualisées (Isseini, 2011), résultant de l'étirement de la croûte continentale associé à une double subsidence tectonique et thermique (Boudjemaa, 1987). D'après (Beuf & al., 1971), un événement climatique majeur, conduit au développement d'inlandsis d'envergure continentale sur le

supercontinent Gondwana, qui se retrouve au pôle sud, durant l'Ordovicien terminal (l'Hirnantien).

I.1.4.2.2. A l'échelle de la plateforme saharienne

-La distension Cambro-Ordovicienne : caractérisée par des mouvements NW-SE (Gharbi, 2011), elle est accompagnée d'une phase tectonique dite Arenig (Beuf & al., 1971) marquée par une phase d'érosion et/ou de non dépôt dans le môle d'Ahara et une subsidence tectonique dans le centre du bassin d'Illizi (Brahimi, 2019) ; d'après (Fabre, 2005), cette dernière est considérée par (Legrand, 1983) comme une discordance de faible amplitude mais d'une importante extension.

- La compression taconique : marquée par un changement radical de contraintes, sous forme de mouvements compressifs le long des accidents subméridiens, formant des plis d'axes N-S, accompagnés par des soulèvements régionaux (Boudjemaa, 1987).

-La distension silurienne : le Silurien se caractérise par une déglaciation associée à une forte transgression, permettant la mise en place des argiles noires à graptolithes (Rougier, 2013). A ce phénomène se rajoute des niveaux doléritiques, qui traduisent un régime de contraintes distensifs lié en partie rebond isostatique due à la fonte de calotte glaciaire (Boudjemaa, 1987).

- La compression calédonienne : des hiatus et des discordances dans les séries sédimentaires siluriennes, traduisant un évènement tectonique, marquent la transition avec le Dévonien. C'est la phase calédonienne (Rougier, 2013), traduite par un raccourcissement NW-SE.

- La distension du Dévonien inférieur : un épisode extensif Dévonien Supérieur, qui est généralisé dans le domaine du Nord Gondwana, va générer une importante discordance, marquant la transition avec le Carbonifère (Rougier, 2013). Cette phase se caractérise par des phénomènes tectono-sédimentaires, liés aux rejeux des structures et faille préexistantes. Cette phase distensive s'achève par une transgression généralisée (Boudjemaa, 1987).

- L'évènement du Frasnien : d'après (Boudjemaa, 1987), les études (Beicip-Sonatrach, 1975) ont révélé l'existence de deux discordances (Emsienne et Intra-dévonienne), qui peuvent parfois se confondre pour donner la discordance frasnienne. Ces dernières sont suivies à chaque fois, par une transgression marine ; ce qui rend la connaissance du type de mouvement (distensif ou compressif) responsable mal connue.

-Les mouvements post-Frasniens : d'après (Boudjemaa, 1987), les études micropaléontologiques (Attar & al., 1980), mettent en évidence une lacune de dépôt correspondant à la zone à *Lepidophytus* sp.

I.1.4. 3. Cycle Hercynien

L'orogénèse varisque, liée à la fermeture de la Proto-Téthys et à la collision entre le Gondwana et le Laurussia, entraîne la réactivation des structures préexistantes et l'accentuation de la morphologie en arches et bassins (Rougier, 2013).

I.1.4.3.1. A l'échelle du globe

L'orogénèse hercynienne datée de 350 à 280 MA, était contemporaine avec la collision entre le complexe nord (Leurantia-Baltica) et le complexe sud (Gondwana) dont la plaque africaine fait partie. La plaque africaine avait une position couchée par rapport au méridien et sa partie sud était proche du pôle sud (Burollet et al., 1997 in Gharbi, 2011).

I.1.4.3.2. A l'échelle de la plateforme saharienne

D'après (Gharbi, 2011), l'orogénèse hercynienne dans la plate-forme saharienne était traduite par des déformations intra-plaques selon (Haddoum et al., 2001), et parfois par des réactivations le long des anciennes zones de suture d'âge panafricain. En se basant sur les travaux de (Beicip-Sonatrach, 1975), on peut subdiviser ces mouvements hercyniens en deux phases majeures :

-Phase hercynienne précoce : C'est une phase compressive orientée NO40° d'âge Viséen-supérieur. Ces mouvements ont une influence sur la sédimentation, l'individualisation de certaines structures appuyées sur les accidents orientés NO-SE dans la région orientale (Boudjemaa, 1987) et la formation des structures NO-SE le long des accidents subméridiens.

-Phase hercynienne majeure : les mouvements hercyniens majeurs ont joué un rôle majeur dans la structuration des différents bassins de la plate-forme saharienne et dans la distribution des roches réservoirs (Beldjilali & Kheldoun, 2013). C'est une phase compressive orientée N120°, elle a provoqué l'arrêt de sédimentation détritique dans la région orientale, et elle a favorisé l'apparition d'une discordance infra-westphalien (localisée dans la structure d'Edjeleh dans le bassin d'Illizi) (Boudjemaa, 1987).

I.1.4.4. Cycle Alpin

L'évolution géodynamique du Sahara oriental au cours du Secondaire et de Tertiaire,

peut être subdivisée en deux (02) époques successives et différentes l'une de l'autre, au regard de l'étendue des zones affectées et de l'intensité des mouvements imprimés à la couverture sédimentaire.

I.1.4.4.1. A l'échelle du globe

L'histoire structurale mésozoïque débute au Trias, par un événement géodynamique global capital représenté par un assemblage final du supercontinent de la Pangée située à l'équateur, qui résulte de la jonction entre Laurentia et Gondwana, conduisant à la formation de la mégasuture orogénique hercynienne et à la réduction des mers épicontinentales.

Vers la fin de Trias, on note le début de fragmentation de la Pangée, sous l'influence d'un nouveau cycle orogénique et qui est le cycle Alpin. Durant cette période, on note l'ouverture de l'océan atlantique et le début de séparation Afrique-Amérique. Cette époque de distension majeure à son apogée au Jurassique. A partir du Jurassique Supérieur, l'Afrique va connaître un mouvement antihoraire suite à l'ouverture de l'atlantique sud et central, conduisant au pivotement sénestre de l'Afrique et à la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie (Hasrouri & Mokhbi, 2017).

I.1.4.4.2. A l'échelle de la plateforme saharienne

- ***Etirement de la dalle saharienne*** : traduit par une divergence NW-SE de toute la plateforme saharienne suite au rejeu des principaux accidents en failles normales (héritage hercynien), favorisant ainsi les épanchements volcaniques (Hasrouri & Mokhbi, 2017).

- ***La phase autrichienne*** : datée Aptien inférieur, elle fait rejouer en inverse tous les accidents subméridiens de la plateforme saharienne. Dans le bassin d'Illizi, elle joue un rôle fondamental sur la structuration et l'individualisation des pièges structuraux ayant servis de réceptacle aux hydrocarbures générés (Hasrouri & Mokhbi, 2017).

- ***La phase atlasique (N160)*** : d'âge Sénonien-Eocène. Ce serrage NW-SE fera rejouer tous les accidents subméridiens en décrochement sénestre, les failles normales formées au Jurassique en failles inverses et édifiera des structures orientées N70 (Hasrouri & Mokhbi, 2017).

- ***La phase Burdigalienne (N50-60)*** : d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur, d'orientation NE-SW, elle entraîne un jeu dextre des grands accidents du socle, elle est également responsable de la mise en place de plis amples le long d'accidents NW-SE (Vila, 1980 in Hasrouri & Mokhbi, 2017).

L'ensemble de ces différentes phases tectoniques, ayant structuré la plateforme saharienne sont résumées dans le tableau suivant (Fig.I.05) :

Age	Etage	Phase tectonique	Discordance	Référence	
CENOZOÏQUE	Neogene	Pliocene	Discordance alpine	Boudjema, 1987; Guiraud, 1973. Letouzey et al., 1980, 1986.	
		Miocene			
	Paleogène	Eocene			
MESOZOÏQUE	Cretacé	Senonien	Distension NE-SW	Boudjema, 1987.	
		Turonien			
		Cenomanien			
		Albien			
		Aptien			
		Barremien			
		Neocomien			
	Jurassique	Malm	Distension NE - SW	Discordance autrichienne	Boudjema, 1987; Delfaud, 1974.
		Dogger	Distension WSW - ENE		
		Lias			
	Trias	Rhétien	Distension NE-SW	Discordance hercynienne	Beicip-Sonatrach, 1975, 1977; Boudjema, 1987; Boote et al., 1998; Echeikh, 1998; Guiraud, 1998; Mcgregore, 1998; Dixson et al., 1998.
		Norien			
		Carnien sup.			
	Permien	Stephano-Autunien	Transpression N120	Discordance hercynienne précoce	
	Carbonifère	Stephanien	Compression N40		
Westphalien					
Namurien inf.					
Viseen Sup.					
Viseen Inf.					
Dévonien	Tournaisien sup.	Distension	Discordance famennienne Discordance frasnienne	Beicip-Sonatrach, 1975, 1977; Boudjema, 1987.	
	Strunien				
	Frasnien	Distension			
	Givetien				
	Emsien				
	Praguien				
	Lochkovien				
Silurien	Lidlovien	Compression	Discordance acadienne	Boeuf et al., 1971; Beicip-Sonatrach, 1975, 1977; Boudjema, 1987.	
	Wenlockien				
	Landoverien				
Ordovicien	Ashgillien	Compression	Discordance taconique	Boudjema, 1987; Echeikh, 1998; Boote et al., 1998.	
	Cradocien				
	Llanvirnien	Distension	Discordance intra-Arenigien		
	Llandeiliien				
	Arenigien				
	Tremadocien				
Cambrien				Fabre, 1971; Boudjema, 1987; Boote et al., 1998.	
Infra et Pré-Cambrien		Compression (Phase panafricaine)	Surface infra-tassilienne		

Fig.I.05 : Les différentes phases tectoniques ayant esquissées la plateforme saharienne au cours du Phanérozoïque (Chaouche. 1992 in Hasrouri & Mokhbi, 2017).

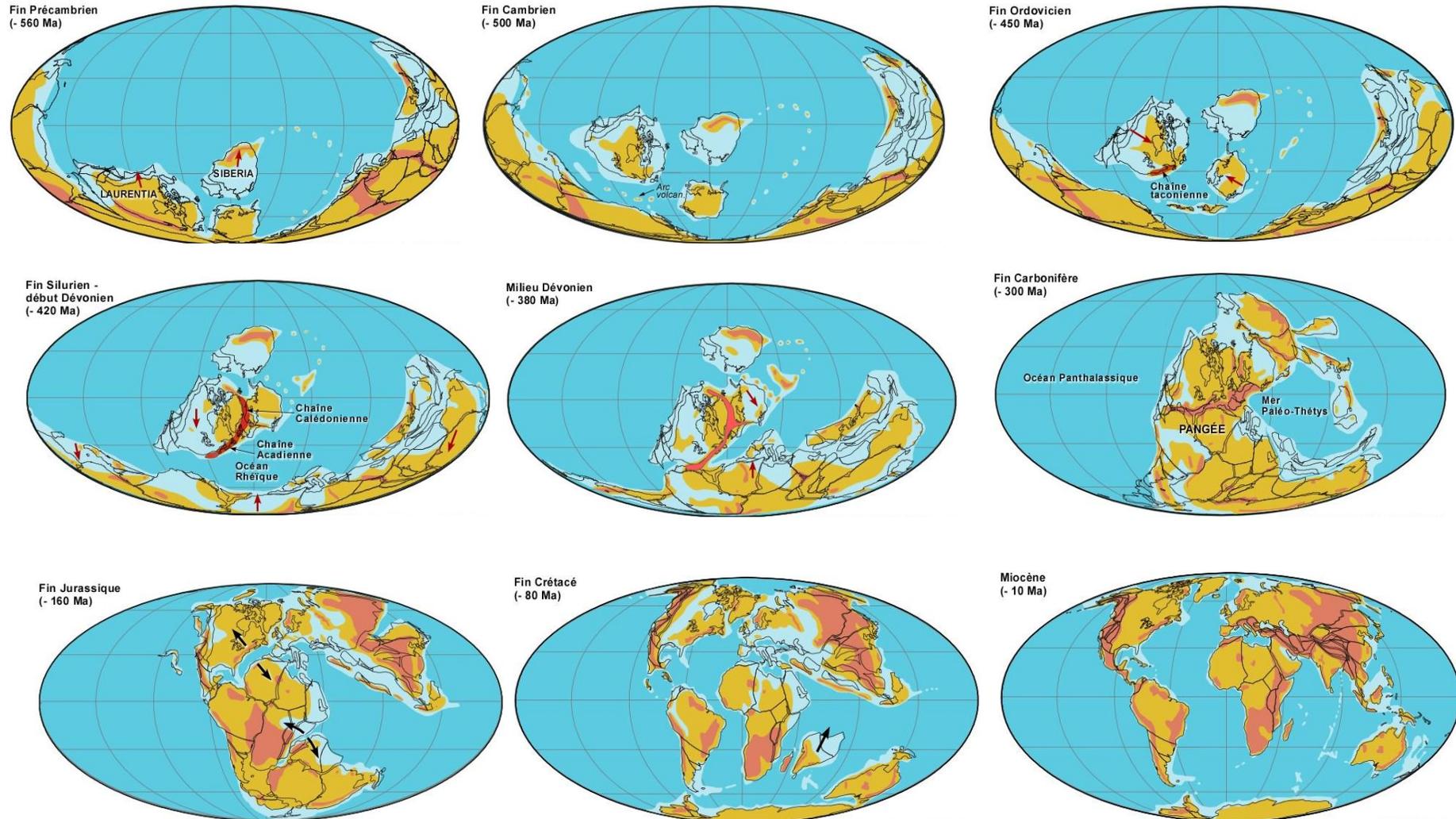


Fig.I.06 : Les différentes cartes paléogéographique montrant l'évolution des Continents et des océans selon la dynamique décrite par la théorie de la tectonique des plaques, depuis la fin du cycle panafricain jusqu'au Miocène (Scotese, 2001, modifiées).

I.1.5. Aspect structural

A l'instar des autres bassins sahariens, les événements tectoniques du bassin d'Illizi sont liés aux rejeux des accidents panafricains découpant le socle en panneaux subméridiens (Nedjari & al., 1980-2009). Du point de vue structural, ce bassin fait partie de la province orientale de la plateforme saharienne, et il est constitué d'éléments géotectoniques à grand rayon de courbure (Fig.I.08), qui sont représentés par (Gherbi, 2011) :

- Le môle de Tihemboka ;
- Le môle d'Ahara ;
- L'accident de Fadnoun ;
- Le bombement de Tin Fouyé ;
- Le monoclinal d'Illizi.

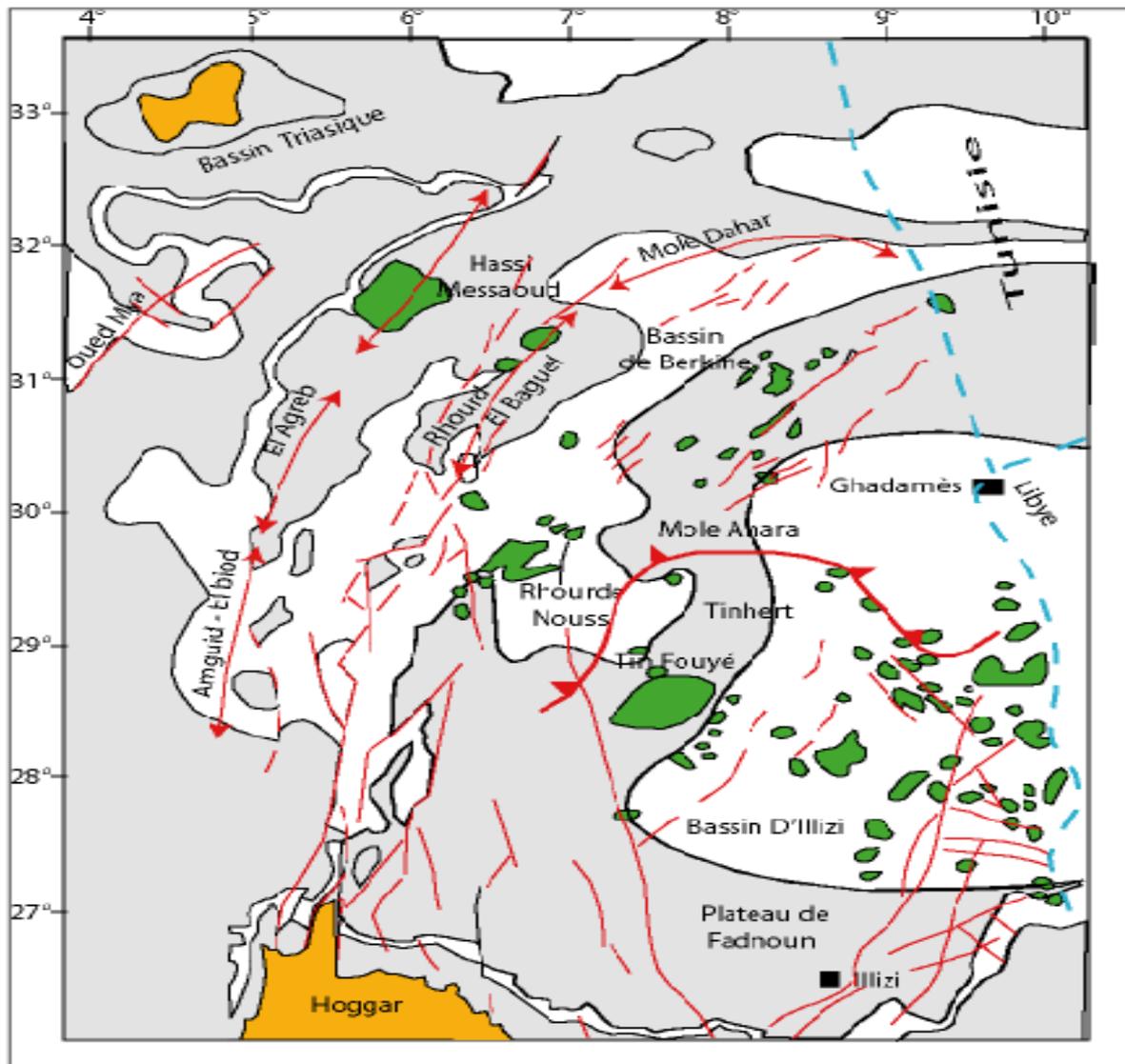


Fig.I.08 : Les différentes éléments structuraux du bassin d'illizi (Rapport Sonatrach, 2000 in Gherbi, 2011).

I.1.6. Le magmatisme

Des roches magmatiques sont très abondantes dans le bassin d'illizi, sous forme d'intrusions basaltiques à texture doléritique généralement, au nord du Bassin. Ces roches ont une influence physico-chimique sur les sédiments encaissants, et peuvent même contribuer dans le piégeage des hydrocarbures (Lamrani & Sam, 2016). L'origine de ces roches magmatiques intrusives demeure problématique en l'absence de datations précises et d'analyses géochimiques (Sonatrach & Total, 2007).

I.1.7. Le système pétrolier

Le bassin d'illizi renferme les plus grands gisements de pétrole et de gaz, reconnus dans la plateforme saharienne, Il a toujours été le plus étudié et reste l'objet d'une étude de plus en plus prometteuse. Le système pétrolier du bassin d'illizi comporte :

I.1.7.1. Les roches mères

Les deux roches mères principales reconnues sur l'ensemble du bassin correspondent au développement des séries argileuses noires, riches en matière organique, d'origine marine, marquant le début de la période de transgression lors du Silurien et du Frasnien (Hasrouri & Mokhbi, 2017) (Fig.I.09).

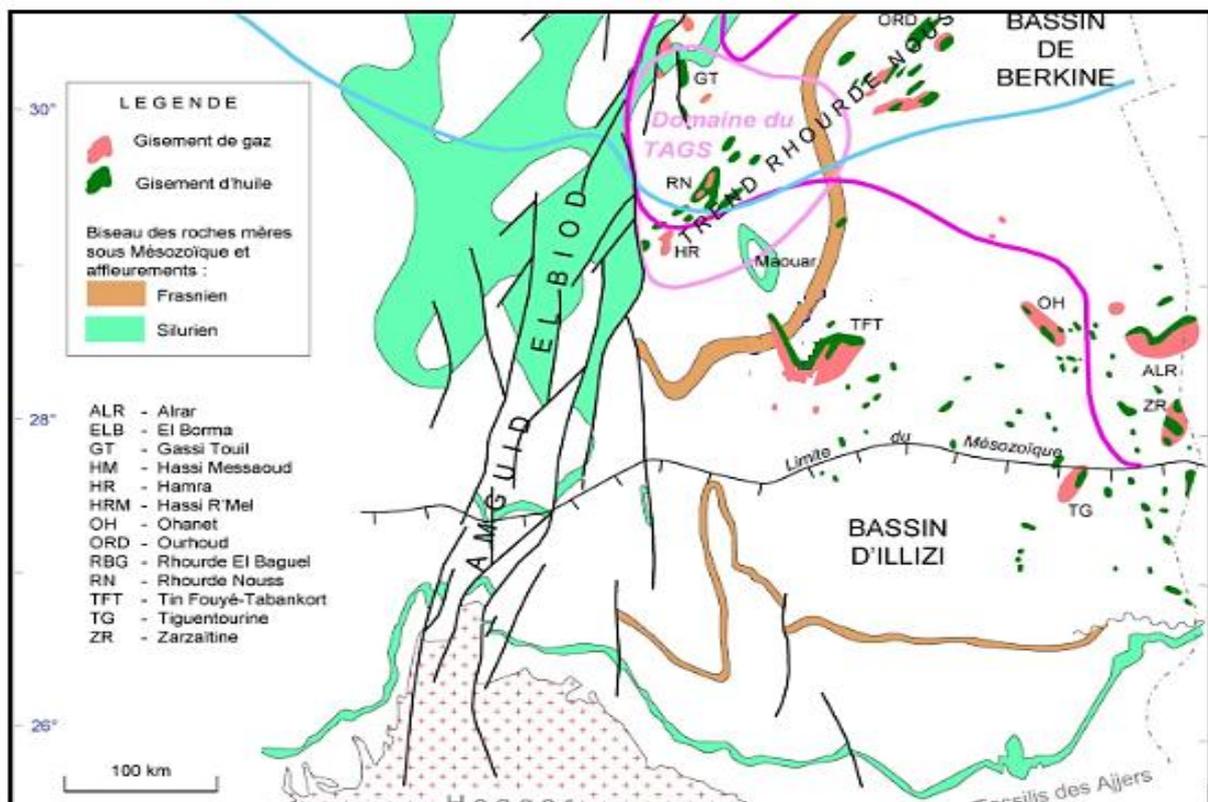


Fig.I.09 : Répartition des gisements d'hydrocarbures et des roches mères dans le bassin d'illizi, depuis le (WEC, 2007, modifiée)

I.1.7.2. Les roches réservoirs

Dans le bassin d'Illizi on distingue plusieurs réservoirs de différent âge qui sont de base en haut (Dob et al, 2018) :

- Les grès du Cambrien ;
- Les grès et grès quartzitique de l'Ordovicien ;
- Les grès du réservoir F6 (Dévonien inférieur - Silurien supérieur), ce niveau couvre l'essentielle de la plateforme saharienne ;
- Les grès argileux des réservoirs F5, F4(Emsien) ;
- Les grès argileux du réservoir F3 (Dévonien moyen) ;
- Les grès du réservoir F2 (Strunien) ;
- Le Trias Argileux Gréseux Supérieur (TAGS).

I.1.7.3. Les roches couvertures

Dans la plateforme saharienne les roches couvertures varient en âge et faciès, les roches couverture du bassin d'Illizi sont (Amoumen et Mahdjoubi, 2019) :

- Les argiles de l'Ordovicien qui couvrent parfois l'unité II, l'unité III-2 et l'unité III-3 ;
- Les argiles de la base du Silurien assurent la couverture des réservoirs du complexe terminal, quant à celles du Silurien supérieur, elles couvrent les unités inférieures du F6 ;
- Les argiles intercalées du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen, couvrent les unités C du réservoir F6 ;
- Les argiles du Dévonien supérieur couvrent le réservoir F4 dans la partie Est du bassin ;
- Les argiles du Carbonifère couvrent le réservoir F2.

I.1.7.4. Les Pièges

De type structural, principalement des anticlinaux parfois faillés. La spécificité de la région d'Illizi est la présence d'accumulations d'hydrocarbures affectées par un hydrodynamisme actif. En effet après l'orogénèse hercynienne, la surrection du Hoggar a instauré un régime hydrodynamique par gravité sur l'ensemble du bassin. C'est au niveau du réservoir F6 que les phénomènes hydrodynamiques jouent un rôle important dans le piégeage des hydrocarbures (Amoumen et Mahdjoubi, 2019).

L'ensemble des caractéristiques lithostratigraphiques du système pétrolier du bassin d'Illizi est résumé dans la figure suivante :

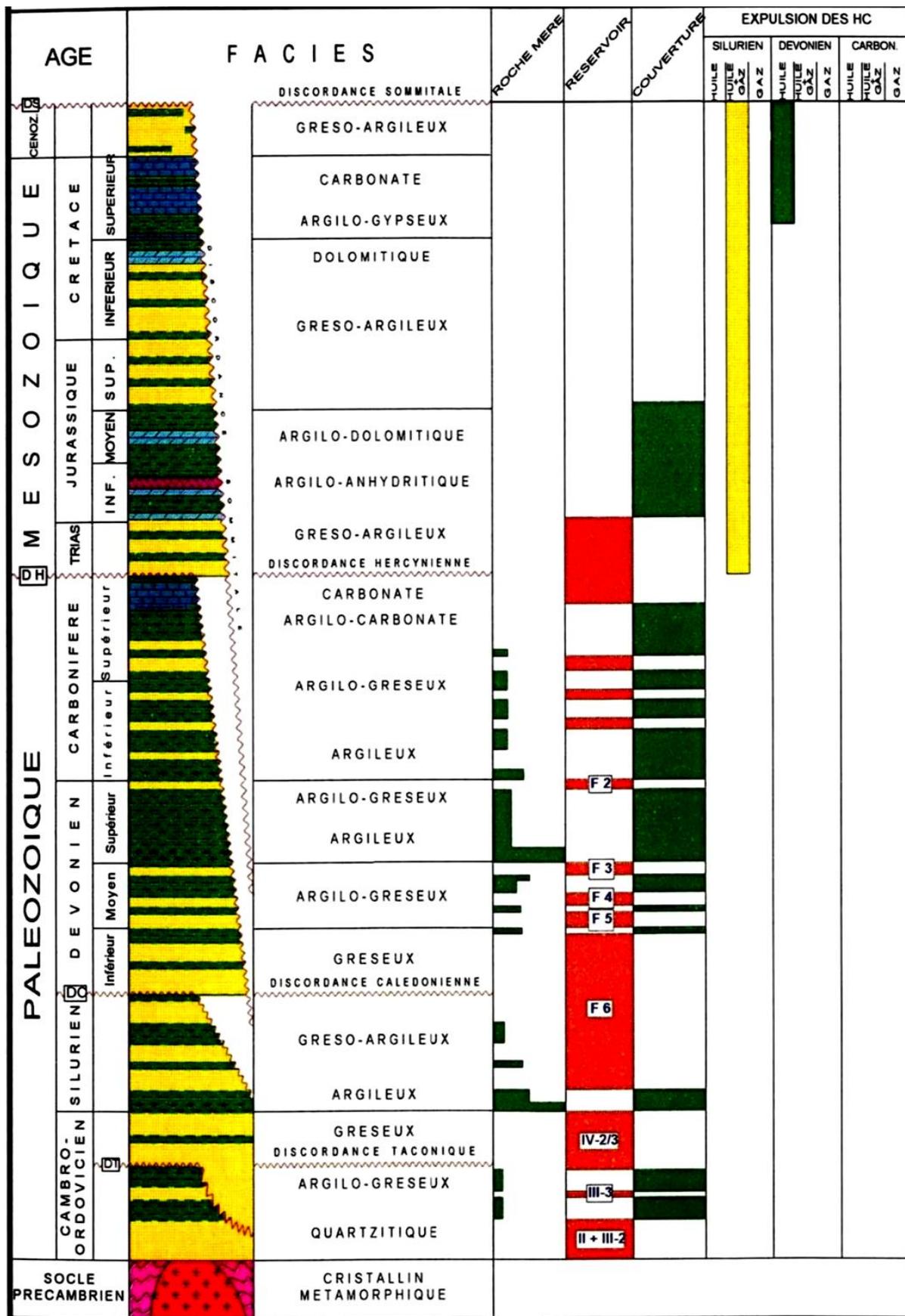


Fig.I.10 : La colonne lithostratigraphique et le système pétrolier du bassin d'Illizi (Amoumen et Mahdjoubi, 2019).

I.2. Géologie locale de la région d'étude

I.2.1. Situation géographique

Le périmètre de recherche d'In Amenas (blocs 240b, 233 et 241b) est situé à 1600 km au Sud-Est d'Alger, à 820 km d'Ouargla et à 240 km au Nord-Nord-Est du chef-lieu de la wilaya d'Illizi, elle est repérée par le 28°5'N de latitude et 9°63'E de longitude (Derriche & al., 1989).

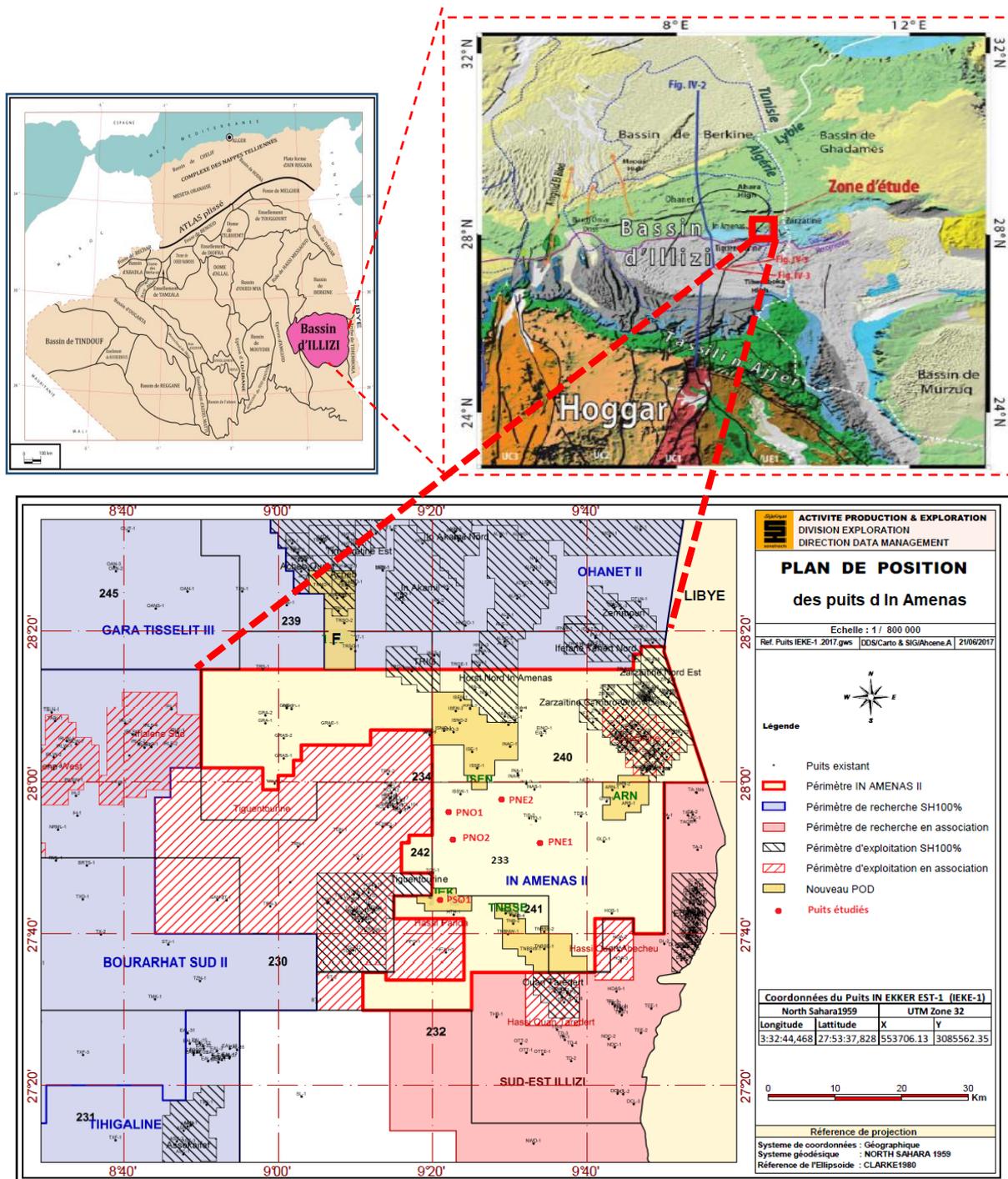


Fig.I.11 : Situation géographique de la région d'In Amenas : A) situation du bassin d'Illizi (Azzi, 2018) B) localisation de la région d'in Amenas (Brahmia, 2018). C) Plan de position du périmètre d'in Amenas et localisation des puits étudiés (Doc. Sonatrach).

I.2.2. Contexte géologique

Le périmètre d'In Amenas est situé au Sud Est du bassin d'Illizi, entre deux axes structuraux majeurs qui sont :

- **Le Fadnoun NE-SW** : à l'Ouest, continu sur 400 km allant du Hoggar au champ d'Alrar. C'est un accident profond au niveau du socle avec une discontinuité locale dans la couverture où il se matérialise par des structures en relais faibles, flexures et plis ;
- **L'axe Amasralad – Edjeleh - Zarzaitine** : qui, constitue un important accident. Cet accident se dédouble au sud d'Edjeleh en donnant naissance à la faille de Hassi Ouan Abechou (HOA) et de Gour El Laoud (GLD) au Sud de la zone d'étude.

Cette zone est affectée par une série d'accidents subméridiens sur lesquels viennent s'appuyer des structures anticlinales. L'image structurale de ce périmètre est la conséquence de différentes phases tectoniques connues dans le bassin d'Illizi.

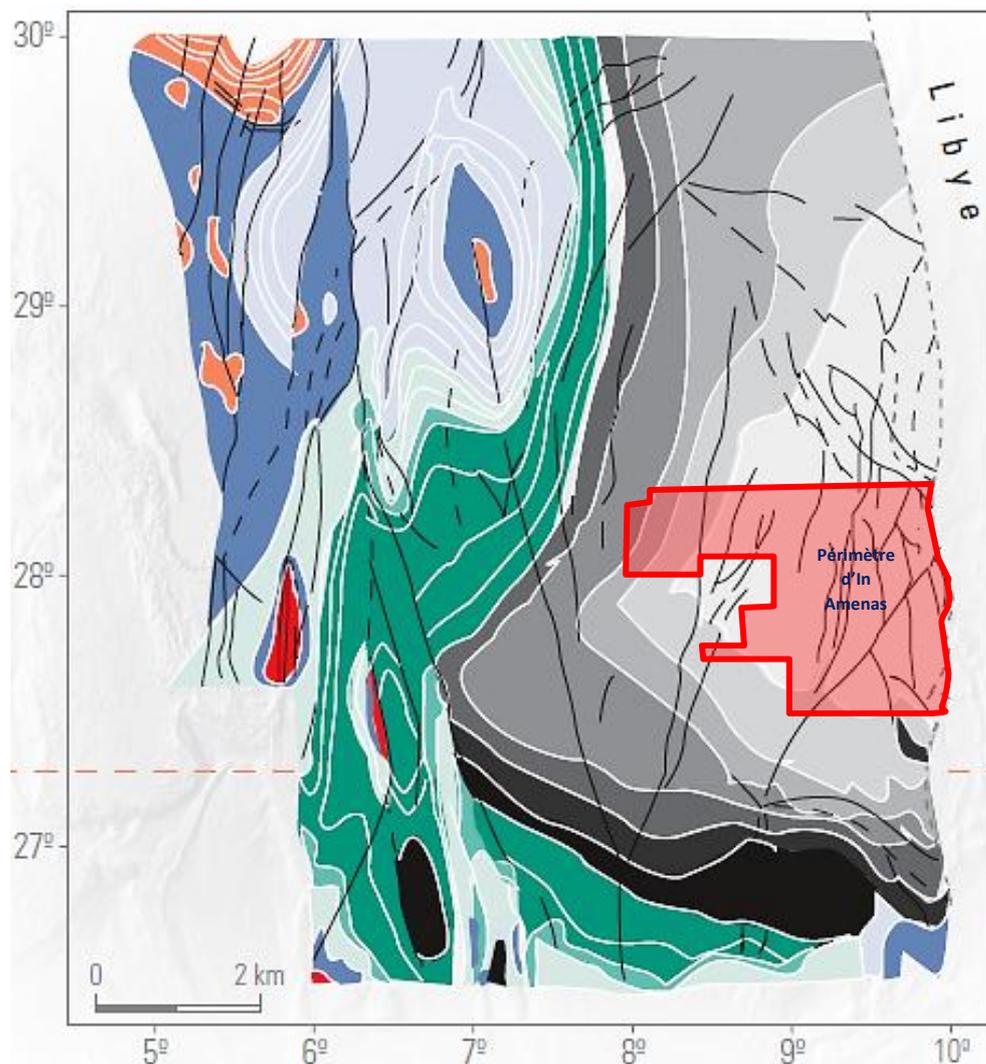


Fig.I.12 : schéma structural montrant les grands accidents subméridiens qui affectent la région d'In Amenas (depuis le WEC, 2007, modifiée).

La couverture sédimentaire de la région d'étude est similaire à celle du bassin d'Ilizi, son épaisseur varie de 2700 m à 2900 m. Elle est constituée par la série argilo-gréseuse du Paléozoïque, qui repose en discordance majeure sur le socle souvent plissé et de composition pétrographique variée. Cette dernière est surmontée à son tour en discordance, par les formations mésozoïques essentiellement argilo-gréseuses avec quelques passées carbonatées (Doc.SONATRACH)

AGE	SYSTEMES	SOUS SYSTEMES	FORMATIONS	LITHOLOGIE	DESCRIPTION	R	S	C	PRINCIPALES DISCORDANCES							
MESOZOÏQUE	CRETACE	BAREMIEN	TAOURATINE		Argiles calcaires à gypse				<u>AUTRICHIENNE</u>							
		NEOCOMIEN			Argiles grises et grès											
	JURASSIQUE	MALM	ZARZAÏTINE		Grès beige moyen à grossier, carbonaté			<u>HERCYNIENNE</u>								
	TRIAS	DOGGER ARGILEUX			Calcaire dolomébique											
PALÉOZOÏQUE	C A R B O N I F E R E	STEPHANIEN	Serie de Tiquentourine		Argiles bruns rouges					<u>FRANSIENNE</u>						
		WESTPHALIEN 'F'	Serie d'El Abed Larache		Altérence de calcaires et de marnes											
		WESTPHALIEN NAMURIEN 'E'	Serie de Oued Oubaraket		Argiles verticillaires à passées de calcaire											
		NAMURIEN 'D'			Altérences de grès blancs fins à moyens avec des calcaires cristallins											
		WISEEN 'C'	Serie Inf Mesoratine		Argiles gris foncées à passées de grès fins à moyens et à fines passées de calcaires.											
		WISEEN 'B'			Argiles gris foncées à passées de grès fins à moyens argileux localement carbonaté											
		TOURNAISIEN 'A'	Serie des grès d'Issendjel		Argiles noires, indurées à passées de grès gris fins siliceux											
		DEVONIEN SUPERIEUR ET MOYEN	STRUNIEN FAMIENIEN FRANSIEN GIVETIEN EIFELIEN		F2 SERIE GARA MAS MALOUKI SERIE ARGILEUSE			Grès gris blanc à niveaux argileux gris foncés								
		DEVONIEN INFERIEURE	EMSIEN SIEGENIEN GEDINIEN		FORMATION D'ORISSIN F4 et F5 BARRE SUPERIEURE TROTTOIRES BARRE MOYENNE ZONE DE PASSAGE F FORMATION D'ATAFAITAFI			Ensemble gréseux fin à moyen, argileux siliceux								
		SILURIEN	LLUDLOW		FORMATION DE OUED MERHOU			Grès siliceux poreux fin à moyen								
WENLOCK TARANON LLANDOVERY			Argiles noires indurées siliceuses et micacées													
ORDOVICIEN	ASHGILL ARENIG		COMPLEXE TERMINAL OU FORMATION DE TAMADJERT INTAFOUTTE LABANQUETTE	Grès moyen parfois grossier siliceux												
CAMBRIEN	TREMADOC	VIRE DU MOUFLOU	Grès fins à argilles													
		SOCLE METAMORPHIQUE	Grès gris clair fin à grossiers intercalés d'argile													

Fig.I.13 : La colonne lithostratigraphique de la région d'In Amenas (Doc. Sonatrach).

CHAPITRE II

CONFIGURATIONS SISMIQUES

II. Configurations sismiques

Le présent chapitre a pour but l'exploitation des données sismiques afin de compléter les informations géologiques à l'échelle du bassin et de la région d'étude et de chercher l'intérêt des paléovallées glaciaires de l'Ordovicien supérieur sur le plan des potentialités en hydrocarbures (la relation entre ces structures et le système pétrolier). Dans cette partie, on essaye de d'identifier la morphologie et l'organisation sédimentaire et structurale des couches géologiques à partir du socle précambrien jusqu'aux dépôts siluriens, en passant par les dépôts glaciaires de l'Hernantien. Le travail consiste à :

- Réaliser l'interprétation stratigraphique des profils sismiques pour analyser la disposition des faciès sismiques, et de caractériser la morphologie des incisions glaciaires de l'Ordovicien supérieur ;
- Réaliser l'interprétation structurale pour comprendre comment la structure est affectée par la tectonique et des phénomènes connexes (basculement, soulèvement, érosion, etc.)

II.1. Rappels

II.1.1 Sismique réflexion

II.1.1.1 Définition

La sismique réflexion est une méthode de prospection géophysique dans laquelle, une source émet des ondes élastiques qui pénètrent dans le sol, s'y propagent et se réfléchissent sur les interfaces séparant des milieux de lithologies différents où les vitesses des ondes varient en conséquence (Dubois & Al, 2011). Cette technique fournit une échographie du sous-sol à 2 ou 3 dimensions, permettant ainsi de déceler l'architecture profonde des terrains et de préciser les caractéristiques lithologiques des couches en profondeur. Cette méthode est inéluctable dans une démarche d'exploration pétrolière, vu sa contribution dans la prise de décision de forage (Fig.II.01).

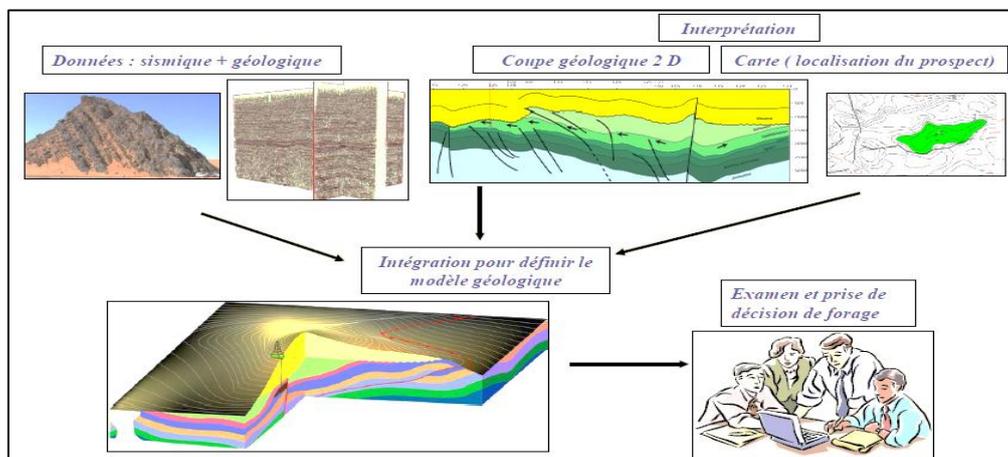


Fig.II.01 : Synthèse des étapes de la démarche exploratoire pétrolière (Boumghar, 2010).

II.1.1.2 Principe d'acquisition

Les ondes sismiques générées par une source et réfléchies par les interfaces sont détectées en surface par des capteurs sismiques (géophones) (Fig.II.02) ; ils sont conçus pour transformer l'énergie sismique en signal électrique (Bitri & al, 1996).

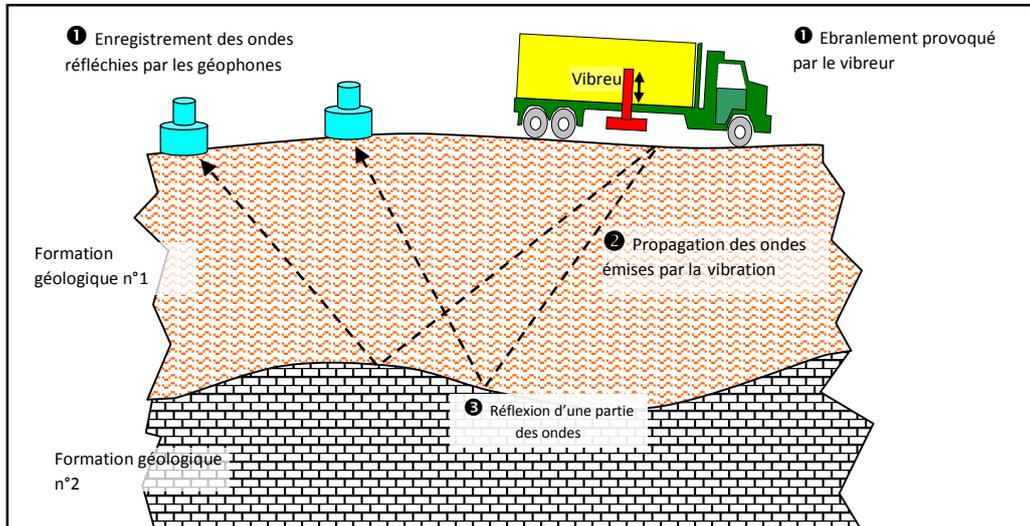


Fig.II.02 : Principe de la sismique par réflexion (Wikiwand).

II.1.1.3 Traitement sismique

La présentation complète et pragmatique des différentes étapes du traitement sismique, avec beaucoup d'exemples réels, est donnée par (Yilmaz, 1987 in Fournier, 1990). Les données enregistrées au niveau de la station d'enregistrement lors de l'acquisition sismique restent non fiables et ne reflètent pas la réalité géologique, c'est pourquoi, le traitement reste primordial avant chaque interprétation.

Un système de traitement du signal est un système qui traite des signaux pour en extraire l'information transportée (Perroud, 2013), en séparant le signal utile des autres, pour optimiser le rapport signal/bruit et faciliter l'interprétation sismique. Le résultat final du traitement des données sismiques acquises sur le terrain est une section sismique prête pour être interprétée et donner un aspect géologique (Ameur Zaimeche, 2018), très proche de l'image réelle des structures géométriques du sous-sol.

II.1.1.4 Interprétation sismique

L'interprétation sismique est la dernière étape de la sismique réflexion, qui sert à proposer un modèle qui reflète la réalité géologique à partir de l'image sismique (section sismique en TWT). Elle se fait suivant deux approches principales (Fontaine et al., 1987 ; Mabrok, 2020) :

- Une approche structurale ; déduite du pointé des horizons sismiques et l'analyse des vitesses des diverses tranches de terrain ;
- Une approche stratigraphique, obtenue par la reconnaissance des séquences et faciès sismiques ainsi que leurs limites.

II.1.2. Stratigraphie sismique

La stratigraphie sismique est donc incontournable de la géologie sédimentaire. Depuis (SUESS, E., 1888), des générations de géologues ont envisagé que les variations globales du niveau des mers (eustatisme) puissent rythmer la sédimentation et servir pour les corrélations entre bassins. Ce concept a été repris et profondément rénové par les travaux des géologues pétroliers du groupe EXXON, animés par Vail (Rey & Taj- Eddine, 1989) ; fondé à l'origine de l'interprétation sédimentaire de la sismique, il a dérivé vers une conception globale illustrée par la fameuse charte eustatique (Homewood & al, 2000).

II.1.2.1 Définition

L'appellation « stratigraphie sismique » traduite textuellement de l'américain, connue également sous le nom de « sismostratigraphie » (Vail & al., 1977), peut se définir comme l'utilisation des données de la sismique réflexion pour reconnaître et analyser les relations spatio-temporelles de succession de couches géologiques (Biju-Duval, 1999).

II.1.2.2. Interprétation

L'interprétation consiste à subdiviser la section sismique en séquences, puis à les dater à l'aide d'information de puits ou directement à partir des données sismiques (Fournier, 1990). Elle repose sur la reconnaissance des limites de séquence et sur l'appréciation des réflexions. Celle-ci se fait à plusieurs échelles : à l'échelle de la réflexion (paramètres internes des réflexions), et à l'échelle du profil sismique où les faciès sismiques sont définis (configuration interne et externe des réflexions). Ces caractéristiques sont ensuite interprétées en termes de mode de dépôts, de stratification et de lithologie (Bellec, 2003).

D'après (Fournier, 1990), quatre stades peuvent être distingués, dans le processus d'interprétation, et qui sont :

- La reconnaissance des différentes séquences sismiques ;
- La détermination de l'âge des séquences ;
- La construction d'une section chronostratigraphique ;
- L'analyse des faciès sismiques.

II.1.2.3. La séquence sismique

(Mitchum et al., 1977) définissent une séquence génétique de dépôt comme une unité stratigraphique composée d'une succession relativement conforme de strates liées génétiquement entre elles et limitées à leur base et à leur sommet par des discontinuités (Bellec, 2003), elle correspond souvent à un cycle eustatique (Fournier, 1990), qui correspond aux variations de niveau marin relatif, identifiée sur un profil sismique. Une séquence génétique est alors considérée comme une unité sédimentaire résultant de l'évolution spatio-temporelle d'une ou plusieurs variables contrôlant la sédimentation. Ces variables sont notamment reprises dans les modèles de la stratigraphie sismique (Bellec, 2003) (Fig.II.03).

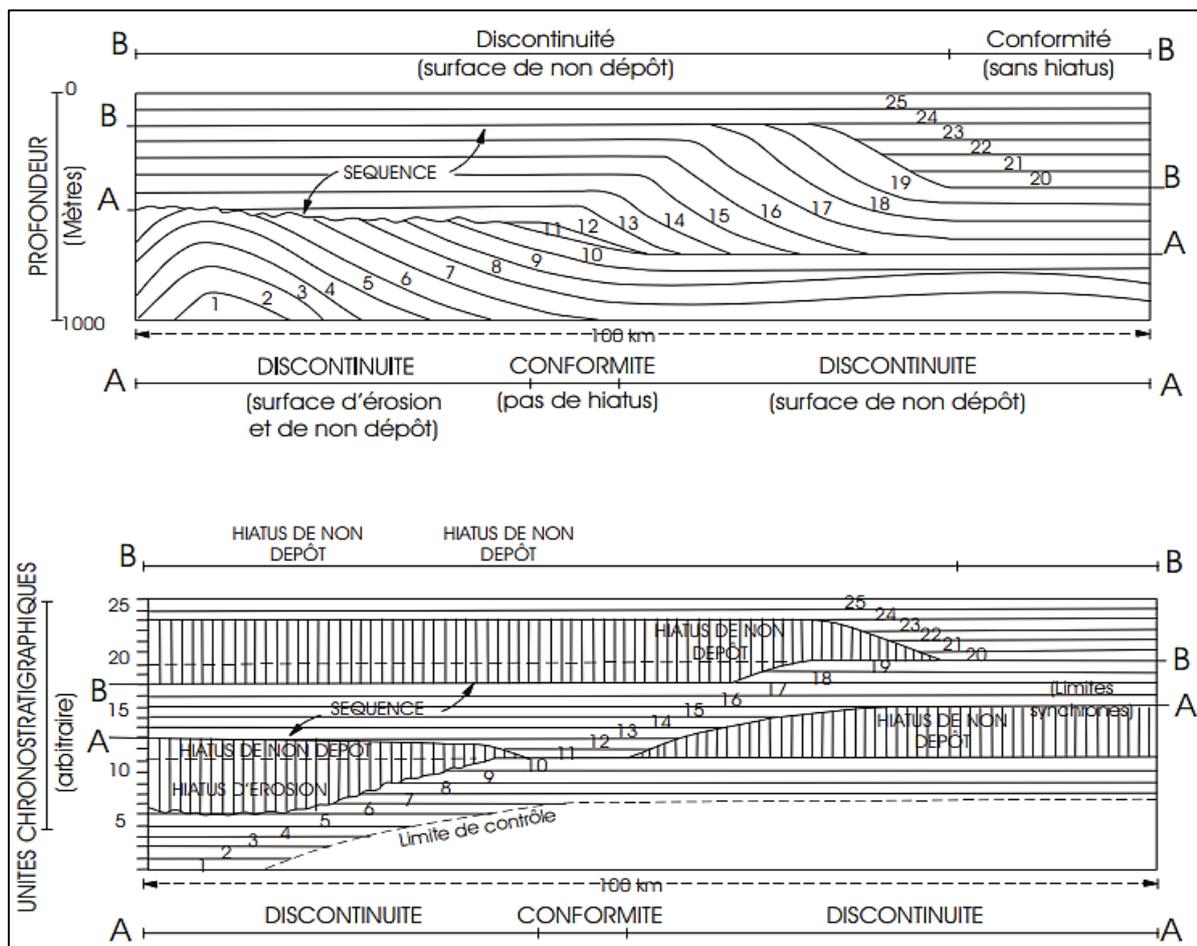


Fig.II.03 : Concepts de base d'une séquence de dépôt (Mitchum et al., 1977). En haut : coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. En bas : coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt (Bellec, 2003).

L'arrangement des strates à l'intérieur d'une séquence a fait l'objet d'une étude poussée de la part de Vail et Mitchum dans (Mitchum, 1977). En reprenant ces travaux, il est possible de résumer les différents arrangements d'horizons sous la forme ci-dessous (Verney, 2010) (Fig.II.04) :

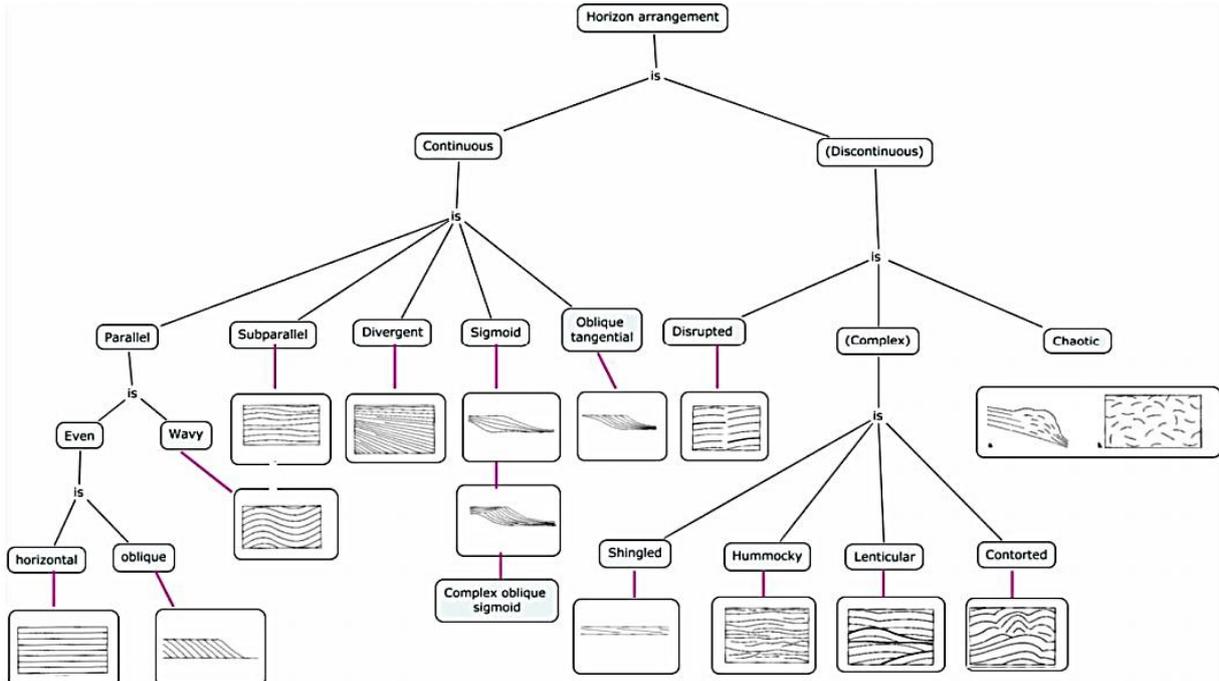


Fig.II.04 : Les différents arrangements des horizons dans une séquence (Verney, 2010).

II.1.2.4. Relations des strates aux limites de séquences

Il existe deux limites pour chaque séquence, la limite inférieure et la limite supérieure. Ces limites sont définies par leur relation avec la séquence (Fig.II.05). Ces relations sont basées sur le parallélisme, ou son absence, entre les strates et leurs surfaces limites (Bellec, 2003).

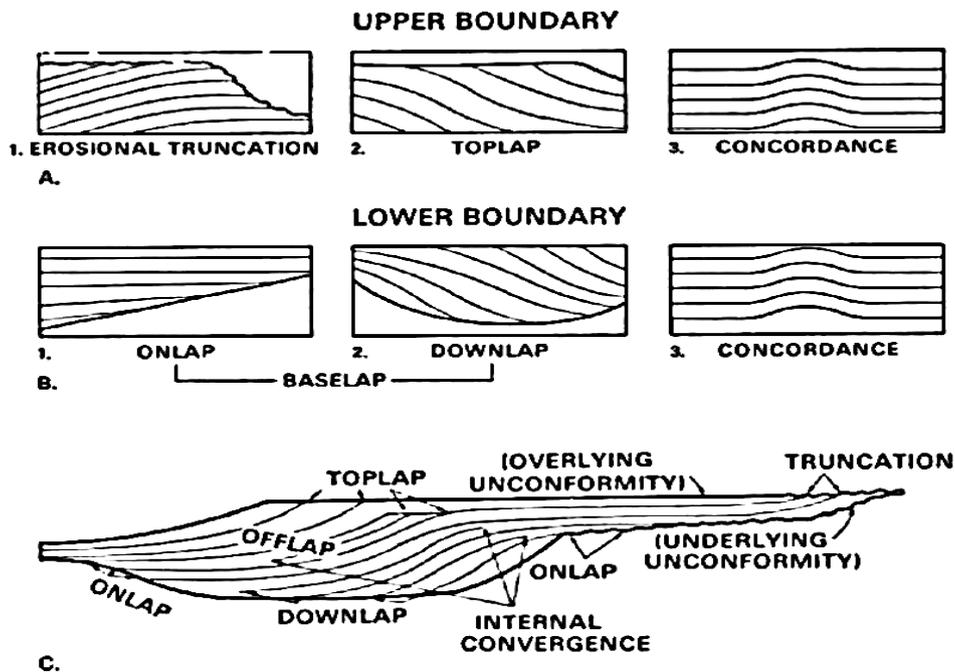


Fig.II.05 : Relations entre les strates et les limites de séquence de dépôt (Mitchum et al., 1977) in (Grélaud, 2005). A) Relations entre les strates et la limite de séquence supérieure. B) Relations entre les strates et la limite de séquence inférieure. C) Terminaisons stratigraphiques des réflexions sismiques au sein d'une séquence sismique idéale (Bellec, 2003).

Vail et Mitchum (Mitchum, 1977) puis (Catuneanu, 2002) ont caractérisé les différents types de terminaisons que peut posséder un horizon (Verney, 2010). Le tableau de la figure ci-dessous (Fig.II.06) montre un résumé de ces résultats :

Onlap	
DEFINITION Terminaison d'une surface sub-horizontale sur une surface plus pentue.	ATTRIBUTS GEOLOGIQUES <ul style="list-style-type: none"> • Angle connexion : plutôt faible. • Surface de connexion : pentue, plus récente
Truncation	
DEFINITION Terminaison sur une surface érosive plus récente.	ATTRIBUTS GEOLOGIQUES <ul style="list-style-type: none"> • Angle de connexion : généralement fort. (discordance angulaire) • Surface de connexion : plus récente, érosive
Toplap	
DEFINITION Terminaison de réflecteurs inclinés sur une surface sub-horizontale recouvrante.	ATTRIBUTS GEOLOGIQUES <ul style="list-style-type: none"> • Angle de connexion : généralement fort • Surface de connexion : plus récente, non érosive, sub-horizontale
Downlap	
DEFINITION Terminaison de réflecteurs inclinés sur une surface sub-horizontale plus ancienne.	ATTRIBUTS GEOLOGIQUES <ul style="list-style-type: none"> • Angle de connexion : généralement fort • Surface de connexion : plus ancienne, sub-horizontale
Concordance	
DEFINITION Aucune terminaison.	ATTRIBUTS GEOLOGIQUES Connexion inexistante

Fig.II.06 : Les différents types de terminaisons des interfaces sédimentaires et leurs significations (Verney, 2010).

II.1.3. Sismo-tectonique

II.1.3.1. Définition

Par définition et par analogie au terme sismostratigraphie, la sismotectonique consiste en l'étude de la tectonique, à travers les régimes de contraintes, les déformations résultantes et leur histoire chronologique déduites de la sismique (Ahmed Zaid, 2020).

II.1.3.2. Intérêt

L'analyse des régimes de contraintes tectoniques et leurs divers stades dans la chronologie historique, appliquée sur des sections sismiques, joue un rôle majeur dans la compréhension de l'évolution et l'évaluation des bassins sédimentaires dans la perspective de l'exploration des hydrocarbures (Ahmed Zaid, 2020). L'objectif principale de cette interprétation est de pouvoir parvenir, à partir de cette information, à une représentation la plus exacte possible des structures du sous-sol (Labrunye, 2004).

II.1.3.3. Interprétation

L'interprétation structurale des données sismiques est l'interprétation la plus traditionnelle. Elle reste une étape indispensable à tous les stades d'étude d'un champ. Il s'agit

de définir la géométrie des objets géologiques comme (dômes, failles, discordance, ...etc.) (Fournier, 1990). Cette dernière est fondée sur l'étude des variations des formes des horizons, elle permet d'identifier les différents réflecteurs permettant ainsi d'avoir la structure subsurface de la région et comprendre l'histoire du bassin ou du gisement et sa formation (Fig.II.07).

L'interprétation structurale consiste à suivre les étapes suivantes :

- Choisir les horizons selon les objectifs pétroliers de la région et faire des calages avec les données de la sismique de puits (VSP : Vertical Seismic Profile) ;
- Pointer et tracer les horizons le long des sections sismiques selon le degré de ressemblance et les critères de continuité et d'énergie ;
- Reporter les temps des horizons choisis par rapport au plan de référence (Datum Plane : DP) ;
- Tracer les cartes en isochrones et les cartes en iso-vitesses,
- Faire des cartes en isobathes afin d'avoir une image structurale en profondeur en faisant la multiplication entre la carte isochrone et iso-vitesse.

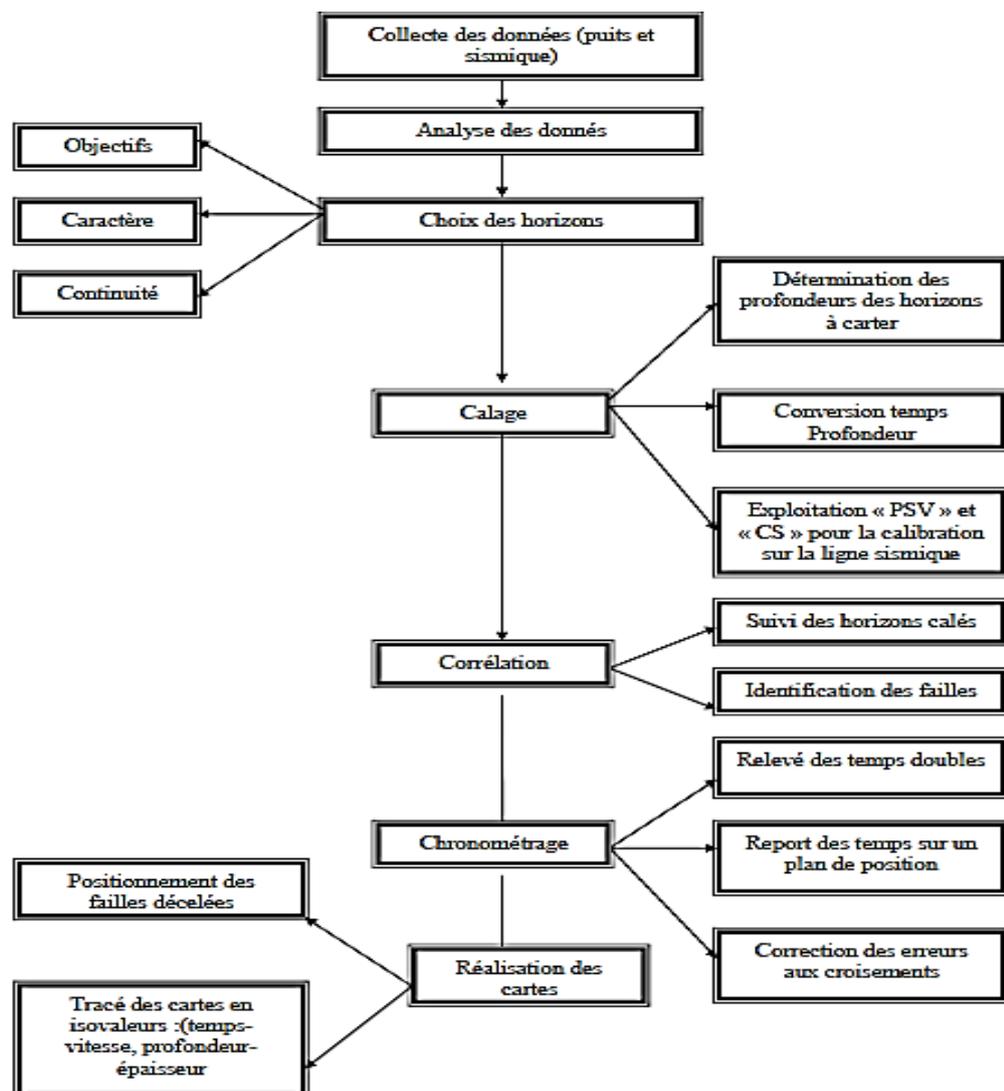


Fig.II.07 : Séquence d'exploitation des données sismiques (Ameur Zaimeche, 2018).

II.2. Caractérisation sismique des incisions glaciaires du bassin d'Ilizi

Les archives sédimentaires de la glaciation hercynienne sont bien préservées dans les séries sédimentaires anciennes, dont on peut citer les surfaces d'érosion sous-glaciaires de différentes tailles et morphologies. D'après (Brahimi, 2018), la surface d'érosion régionale composite incisant parfois jusqu'au socle (Ghezzali & al., 2010) est parfois associée à la discordance taconique (Beuf & al., 1971).

L'analyse des sections sismiques de haute résolution effectuées dans le bassin d'Ilizi, permettent de bien voir cette surface érosionnelle glaciaire qui résultent d'importantes érosions des plateaux de sédiments préglaciaires (cambro-ordoviciens), par des fleuves de glace (Winsborrow & al., 2010), formant ainsi un système d'incisions et de géga-linéations parallèles (Brahimi, 2018).

La section sismique suivante (Fig.II.08), exhibe les principales discordances présentes dans le bassin d'Ilizi (infra-tassilienne et hercynienne) et les surfaces d'érosion glaciaires confondues avec la discordance Taconique. Cette section montre un amincissement de la couverture cambro-ordovicienne vers l'Est (môle de Tihemboka), ainsi que l'ampleur des érosions glaciaires et un onlap du Silurien inférieur (Brahimi, 2018). Les séries paléozoïques sont affectées par un ensemble de familles de failles qui atteignent parfois le socle.

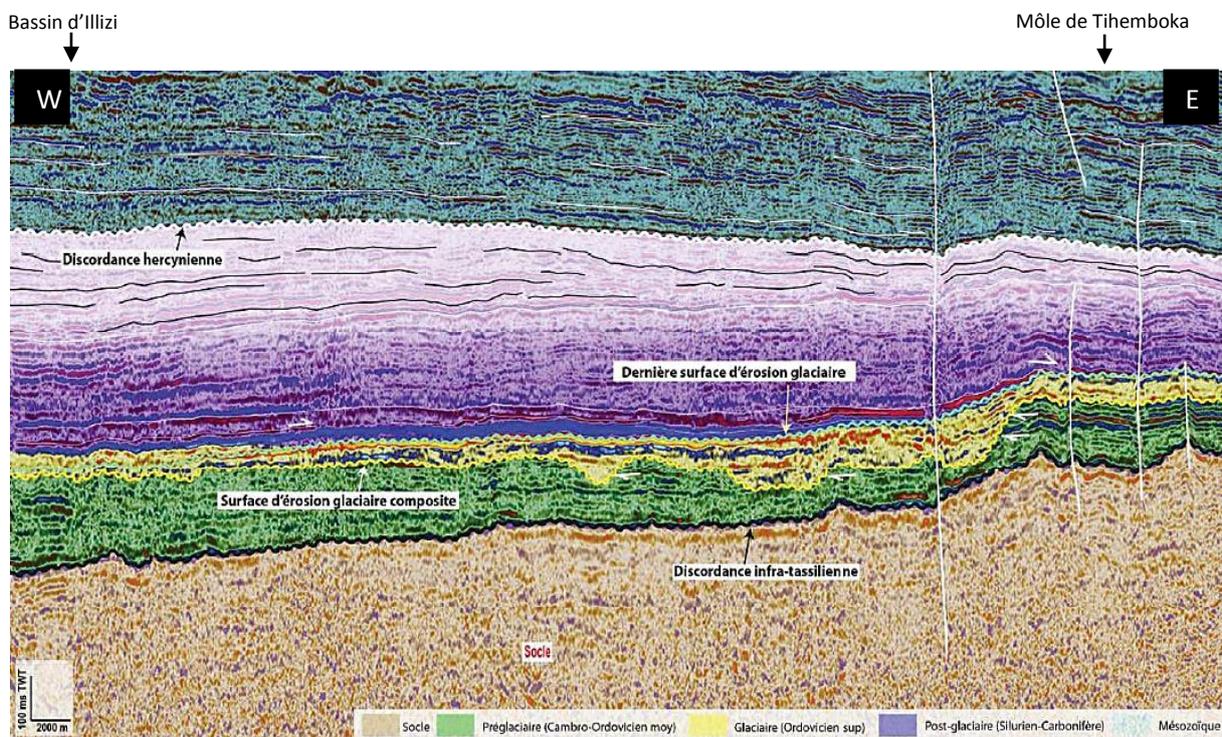


Fig.II.08 : section sismique orientée E-W depuis le centre du bassin d'Ilizi vers la mole de Tihemboka à l'Ouest (Brahimi, 2018).

II.3. Analyse des sections sismiques de la région d'étude

Dans cette partie, on essaye d'interpréter quelques sections sismiques qui passent par les puits étudiés. L'objectif principal de cette approche, est de voir la morphologie et l'organisation stratigraphique de ces paléo-vallées glaciaires de l'Ordovicien terminal.

II.3.1. Données sismiques

Les lignes sismiques en in-line auxquelles appartiennent les sections sismiques interprétées font partie du projet sismique 3D d'In Amenas réalisé en 2013 (Fig.II.09). Ces sections sismiques compilées ont été interprétées sous le logiciel Adobe Illustrator, car ces dernières ont été sous format TIFF. A l'origine, les profondeurs de ces sections sont en millisecondes - temps double (TWT) ; la vitesse de la formation ordovicienne est estimée à 4000 m/s d'après (Tod & al., 2007 in Brahim, 2018). Les profondeurs des tops dans les puits sont données en vraie profondeur verticale sous-marine (TVDSS). Les sections sismiques sont renommées pour des raisons de confidentialité.

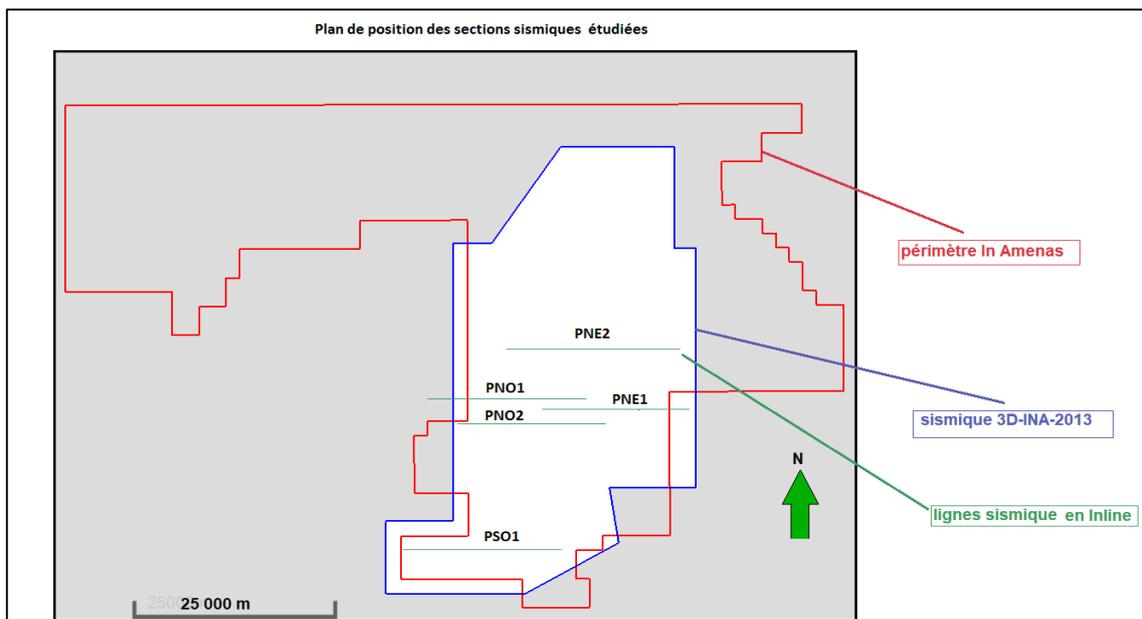


Fig.II.09 : Plan de position des lignes sismiques en inline des sections sismiques interprétées, (Doc Sonatrach, modifié)

II.3.2. Méthode d'interprétation

Le calage des données sismiques utilise les données de puits (diagraphies) qui pénètrent jusqu'au toit du socle en traversant la totalité de l'intervalle Cambro-silurien. Cette étape a été déjà effectuée par l'entreprise. A défaut, l'interprétation entreprise dans cette partie, s'est faite par prolongement et reconnaissance visuelle de réflexions caractéristiques. Par analogie, les toits du socle, de l'ordovicien et du silurien constituent une interface de forte réflexion séparant

les séries sédimentaires à caractère sismique bien stratifiées (réflecteurs marqués et organisés) du volume du socle à caractère sismique chaotique qui est parfois surimposé par des réflexions sismiques en miroir de la couverture sus-jacente. L'identification des failles prend en considération le critère de continuité des réflecteurs et le caractère de réflexion.

II.3.2. Interprétation des sections sismiques

Les différentes sections sismiques, orientées E-W et qui traversent les puits PSO1, PNE1, PNE2, PNO1, PNO2, coupent transversalement les paléo-vallées glaciaires d'In Ekker et Tidrer. L'analyse de ces profils sismiques montre généralement :

- Un soulèvement du socle vers la partie Est du bassin, marquée par un jeu de failles subméridiennes ; ce soulèvement est bien noté au niveau du profil sismique 1 qui passe par le puits PSO1 avec -1567 ms de profondeur vers l'Ouest et -1380 ms vers l'Est en TWT (Fig.II.12), dans le profil sismique 2 qui passe par le puits PNE1 avec -1684 ms de profondeur vers l'Ouest et -1568 ms vers l'Est en TWT (Fig.II.13), et dans la carte en isobathes du toit du socle (Fig.II.10) ;
- Un amincissement des couches sédimentaires du Silurien vers le bord Est du bassin (Fig.II.11) ;
- Des incisions glaciaires sous forme de larges vallées en forme de « U » (Fig.II.12).

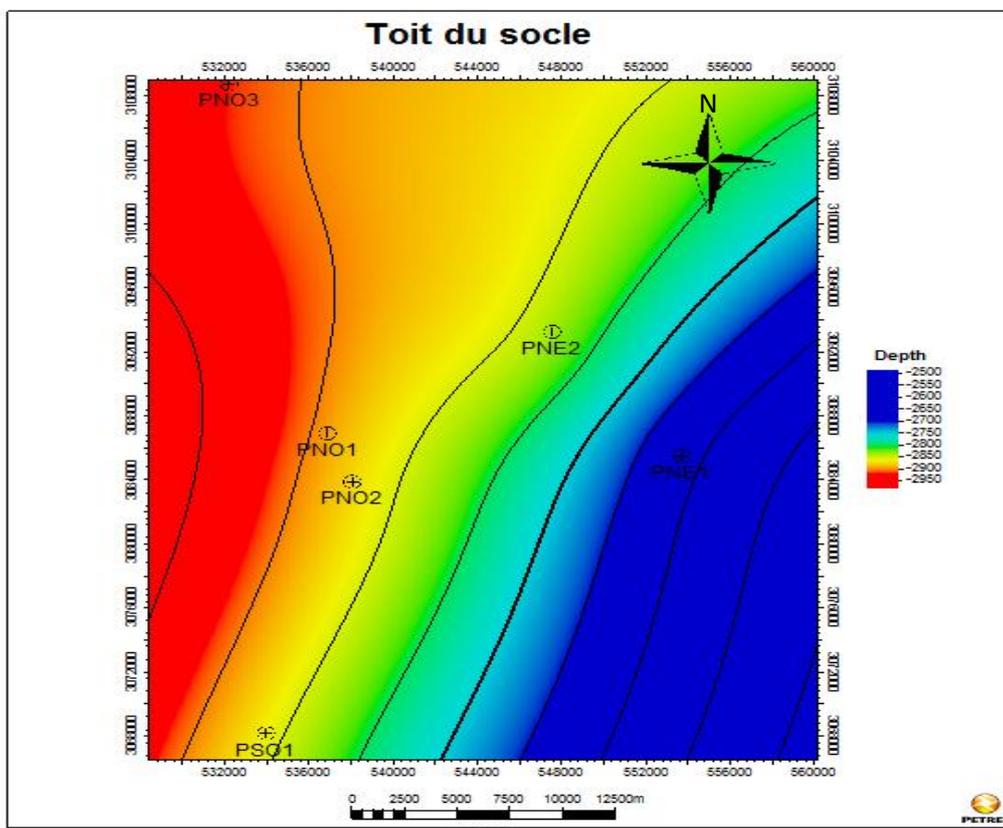


Fig.II.10 : carte isobathe du Toit du socle, qui montre un soulèvement signifiant de ce dernier vers l'Est.

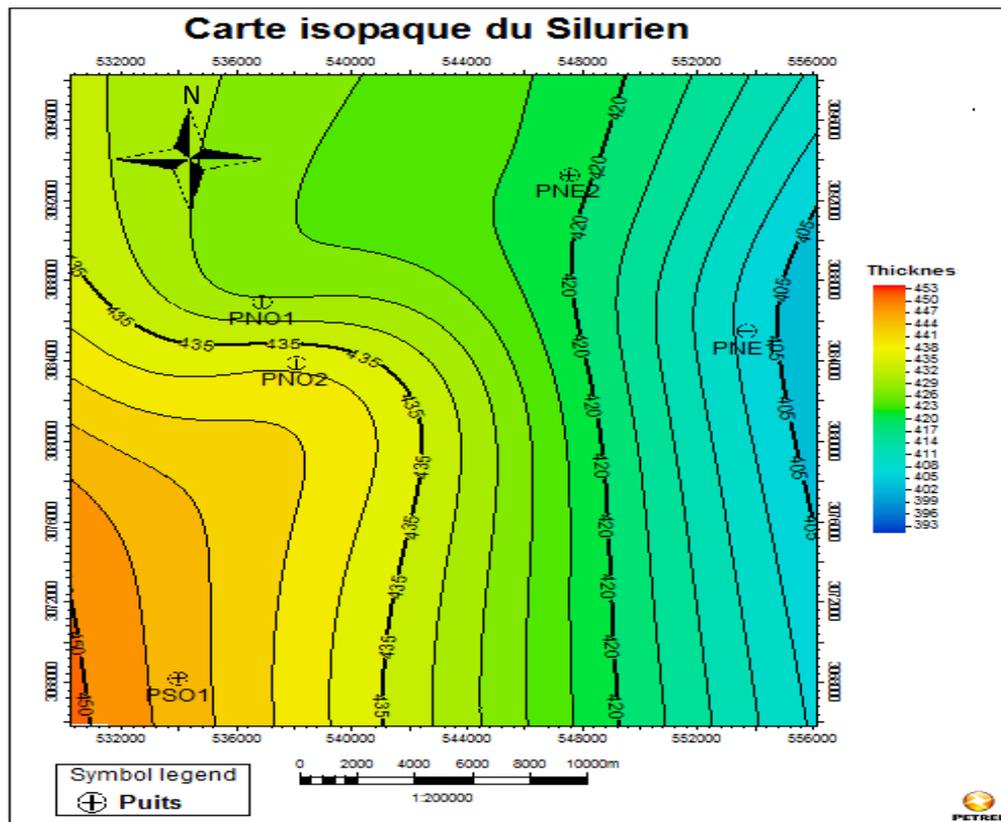


Fig.II.11 : carte isopaque qui montre l'aminçissement des sédiments siluriens vers la partie Est.

II.3.2.1. Sur le plan stratigraphique

L'analyse des sections sismiques permet de bien voir l'architecture de la pile sédimentaire du Paléozoïque inférieur, qui se caractérise par des réflecteurs sismiques parallèles et à faible pendage, qui sont dans la plupart du temps continus latéralement, hormis ces trois cas de figures suivants :

- Les déformations tectoniques ;
- Les discontinuités érosives de la succession glaciaire de l'Ordovicien supérieur ;
- Les discordances stratigraphiques majeures.

II.3.2.1.1. La structure du socle

Le toit du socle se caractérise généralement par une réflexion de forte amplitude à polarité négative (Brahimi, 2018), sous forme d'une troncature érosionnelle. Il est reconnu par un réflecteur continu latéralement, qui sépare la pile sédimentaire paléozoïque de réflexion stratifié du socle précambrien à réflexions chaotiques. Ce réflecteur correspond probablement à la pédiplaine infra-tassilienne (Beuf & al, 1971). La profondeur du socle diffère d'une section à une autre, elle est estimée généralement à 1700 ms (TWT), mais parfois elle n'atteint même pas les 1600 ms (TWT).

II.3.2.1.2. Succession préglaciaire

Elle correspond à l'intervalle sismique cambro-ordovicien, limitée à la base par la troncature érosionnelle, qui correspond au toit du socle précambrien assimilé à la surface infratassilienne ; et au sommet par une autre troncature érosionnelle, qui correspond à la surface d'érosion glaciaire. Les réflecteurs de cet intervalle sont globalement de moyenne amplitude, organisés, et parallèles.

L'épaisseur de cette succession préglaciaire varie latéralement en fonction de l'intensité de l'érosion glaciaire et en fonction du rapprochement ou l'éloignement du centre de l'incision glaciaire. Cet écart varie également d'une section à une autre :

- **Profil sismique 1** : L'épaisseur de cet écart en TWT, varie entre 0 ms sous les incisions glaciaires et 120ms en s'éloignant latéralement de ces dernières (Fig.II.12) ;
- **Profil sismique 2** : L'épaisseur de cet écart en TWT, varie entre presque 0 ms sous les incisions glaciaires, où la surface d'érosion glaciaire atteint le toit du socle précambrien et 94 ms en s'éloignant latéralement de part et d'autre de la paléovallée glaciaire (Fig.II.13) ;
- **Profil sismique 3** : L'épaisseur de cet écart en TWT, varie entre presque 10 ms et 84 ms (Fig.II.14) ;
- **Profil sismique 4** : L'épaisseur de cet écart en TWT, varie entre 5 ms et 89 ms. Elle augmente en s'éloignant de part et d'autre de l'incision glaciaire (Fig.II.15).

II.3.2.1.3. Unité glaciaire

Elle est représentée par les dépôts du remplissage des paléo-vallées glaciaires. Cette unité est limitée à la base par une troncature érosionnelle, qui correspond à la surface d'érosion glaciaire de l'Ordovicien supérieur et au sommet par la concordance du réflecteur de la base du Silurien (le top de l'Ordovicien). Les réflecteurs sismiques de ce remplissage sont parfois stratifiés et similaires à ceux de la succession préglaciaire, ils se présentent également sous forme d'onlaps butant contre la surface érosionnelle glaciaire à la périphérie de cette paléovallée glaciaire, mais aussi sous forme de signal chaotique dans quelques endroits.

L'épaisseur de ce paquet glaciaire varie en fonction de l'intensité de l'érosion glaciaire et du rapprochement et l'éloignement des périphéries des paléo-vallées, et varie d'une section à une autre :

- **Profil sismique 1** : L'épaisseur de ce paquet glaciaire peut dépasser localement les 130 ms, à une profondeur d'environ -1580 ms en TWT, ceci généralement au centre de

l'incision glaciaire et diminue en s'approchant de la périphérie de la paléovallée glaciaire (Fig.II.12) ;

- **Profil sismique 2** : L'épaisseur de l'intervalle glaciaire peut atteindre les 100 ms, à une profondeur d'environ 1631 ms en TWT, au centre de l'incision glaciaire et diminue en s'approchant de la périphérie de la paléovallée glaciaire (Fig.II.13) ;
- **Profil sismique 3** : L'épaisseur de cet intervalle glaciaire varie entre 10 ms et 95 ms en TWT (Fig.II.14) ;
- **Profil sismique 4** : L'épaisseur de cet intervalle glaciaire varie entre 16 ms et 100 ms en TWT (Fig.II.15).

II.3.2.1.3. Unité post-glaciaire

Cette unité scelle l'unité glaciaire, sa base se présente sous un relief topographique irrégulier et en concordance avec le toit de l'Ordovicien. Le sommet de cette séquence est un réflecteur continu, de forte intensité et de polarité négative. Cette intervalle correspond aux dépôts siluriens, marqués au début par des réflecteurs généralement stratifiés et continus, qui s'amincissent de l'Ouest vers l'Est. Au contact avec les dépôts glaciaires, le signal devient discontinu (témoignant d'une distribution plus ou moins chaotique des argiles siluriennes).

Les épaisseurs de l'intervalle post-glaciaire varient d'une section à une autre et présentent parfois un amincissement de l'Ouest vers l'Est :

- **Profil sismique 1** : Avec une épaisseur d'environ 167 ms à une profondeur d'environ -1436 ms en TWT vers l'Ouest et une épaisseur d'environ 93 ms à une profondeur de -1380 ms en TWT vers l'Est. L'épaisseur de cet intervalle au niveau du puits PSO1 est d'environ 455 m (Fig.II.12) ;
- **Profil sismique 2** : avec une épaisseur d'environ 163 ms à une profondeur d'environ -1595 ms en TWT vers l'Ouest et une épaisseur d'environ 131 ms à une profondeur de -1458 ms en TWT vers l'Est. L'épaisseur des dépôts siluriens au niveau du puits PNE1 est estimée à 427,96 m (Fig.II.13) ;
- **Profil sismique 3** : L'épaisseur moyenne des dépôts postglaciaires est d'environ 158 ms en TWT, sous une profondeur moyenne de -1600 ms en TWT. L'épaisseur de cet intervalle est d'environ 429 m au niveau du puits PNO1 (Fig.II.14) ;
- **Profil sismique 4** : L'épaisseur moyenne des dépôts postglaciaires est d'environ 163 ms en TWT, sous une profondeur moyenne de -1563 ms en TWT. L'épaisseur de cet intervalle est estimée à 437 m au niveau du puits PNO2 (Fig.II.15).

II.3.2.1. Sur le plan structural

Les segments sismiques interprétés montrent globalement des structures en blocs basculés, associées à des failles normales, en régime de contraintes extensif. L'analyse structurale de l'ensemble des profils sismiques permet de distinguer un réseau de failles, à jeu normal, ayant des pendages généralement subverticaux et parfois inclinés. Ces failles s'enracinent majoritairement sur les accidents du socle et s'organisent en trois catégories :

- Des failles localisées dans le Paléozoïque inférieur et scellées par les dépôts anté-glaciaires (cambro-ordoviciens) ;
- Des failles de réactivation, marquant des rejets depuis le toit du socle et s'amortissant vers le haut des dépôts siluriens ;
- Des failles qui coupent les dépôts siluriens et se propagent dans toute la couverture paléozoïque.

L'interprétation structurale des sections sismiques ne montre pas l'existence de failles syn-sédimentaires associée directement à la mise en place de ces paléo-vallées glaciaires ; elles sont donc :

- Soit antérieures à l'intervalle glaciaire, associées à l'évènement Arenig ;
- Soit postérieures à l'intervalle glaciaire, associées à la compression varisque.

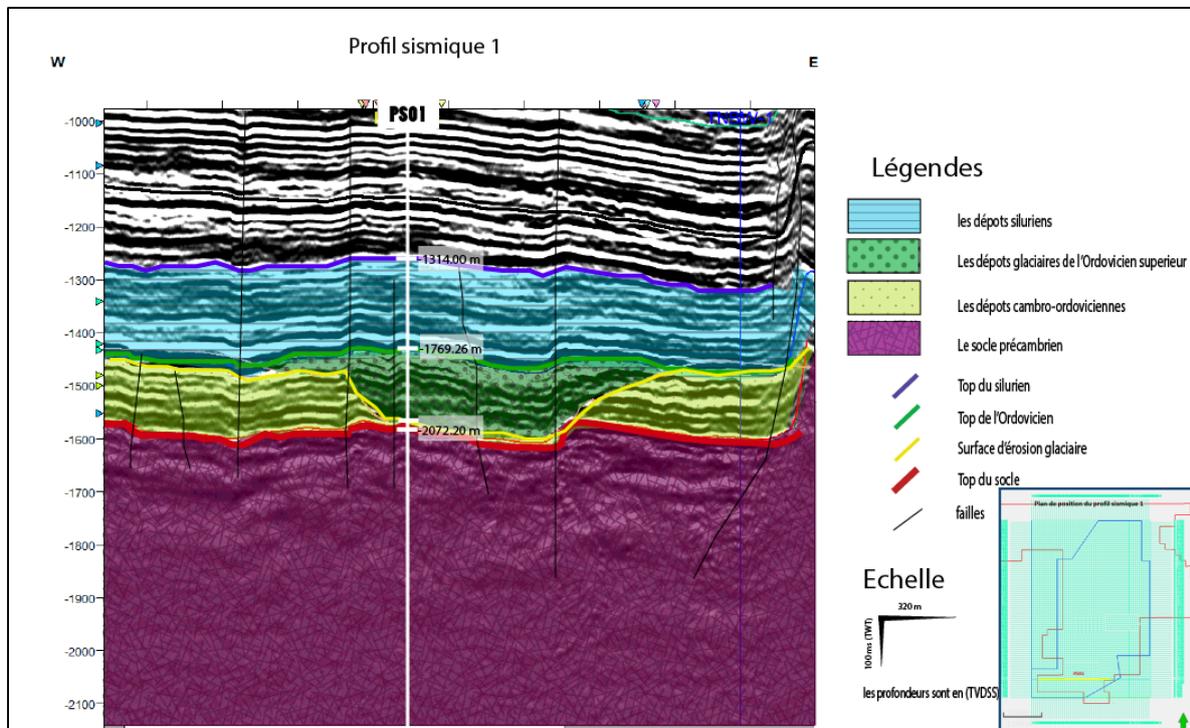


Fig.II.12 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi) et passe par le puits PSO1.

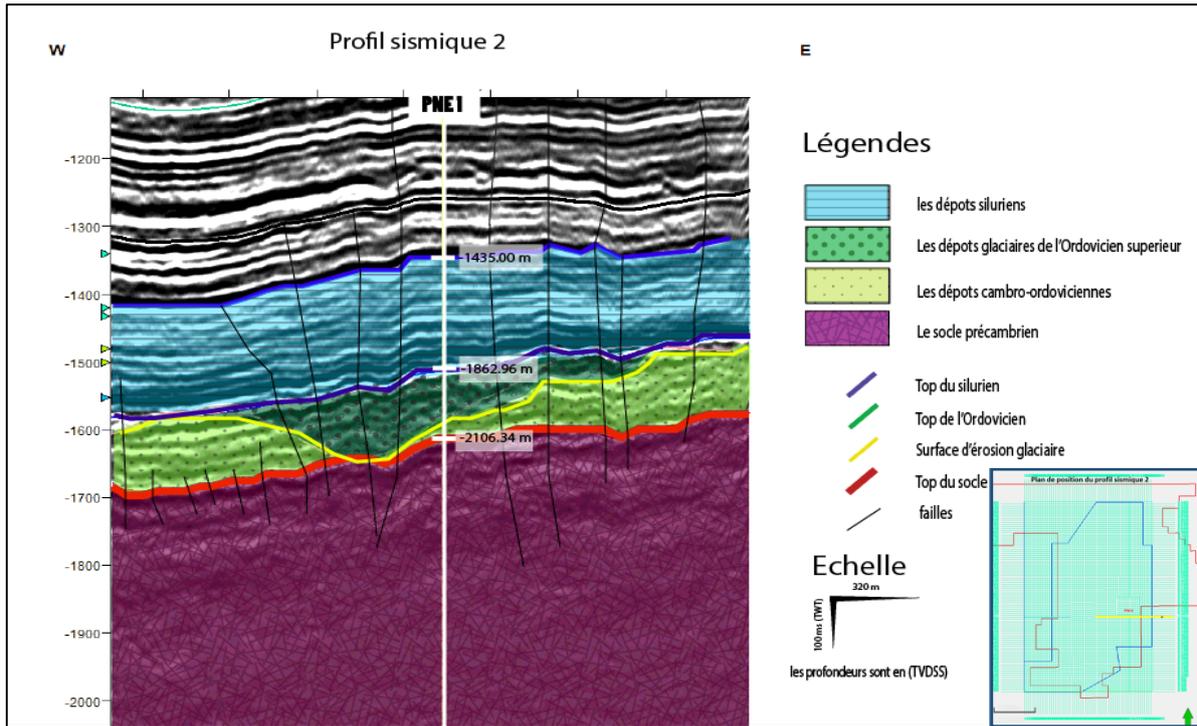


Fig.II.13 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi) et passe par le puits PNE1.

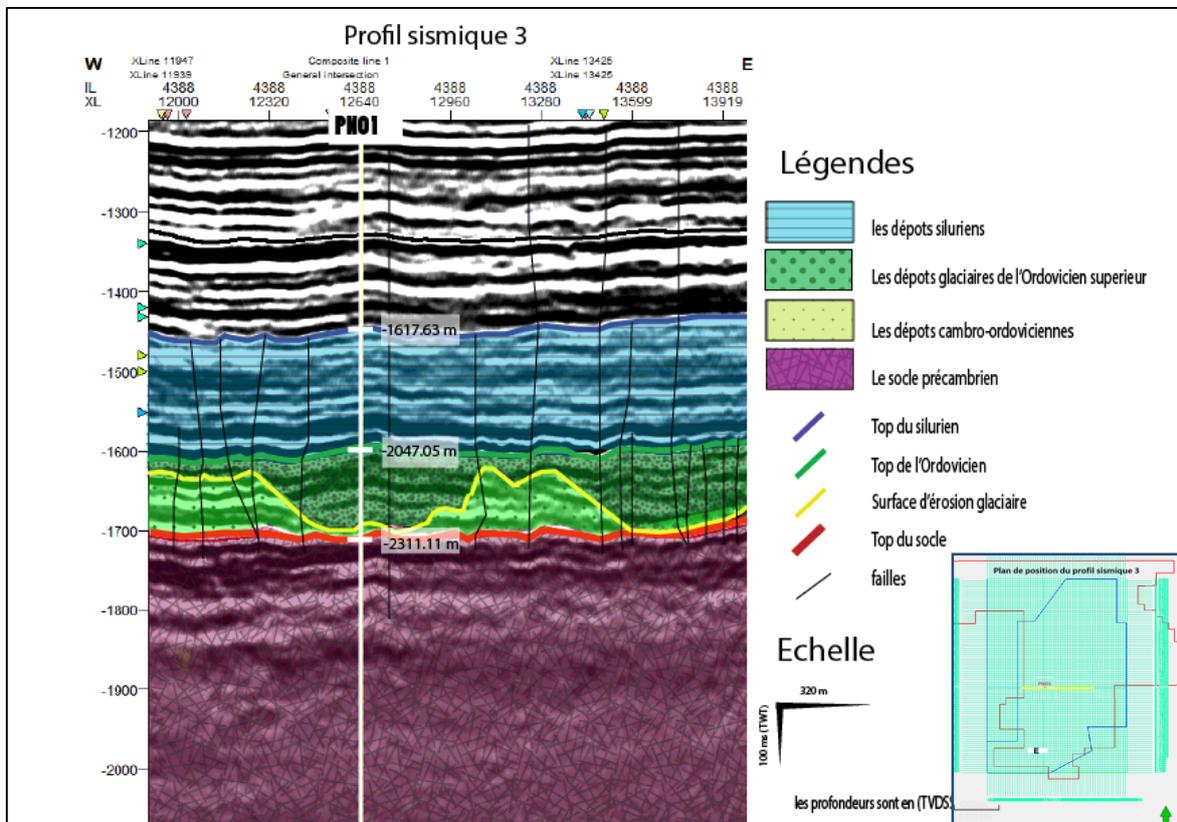


Fig.II.14 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi) et passe par le puits PNO1.

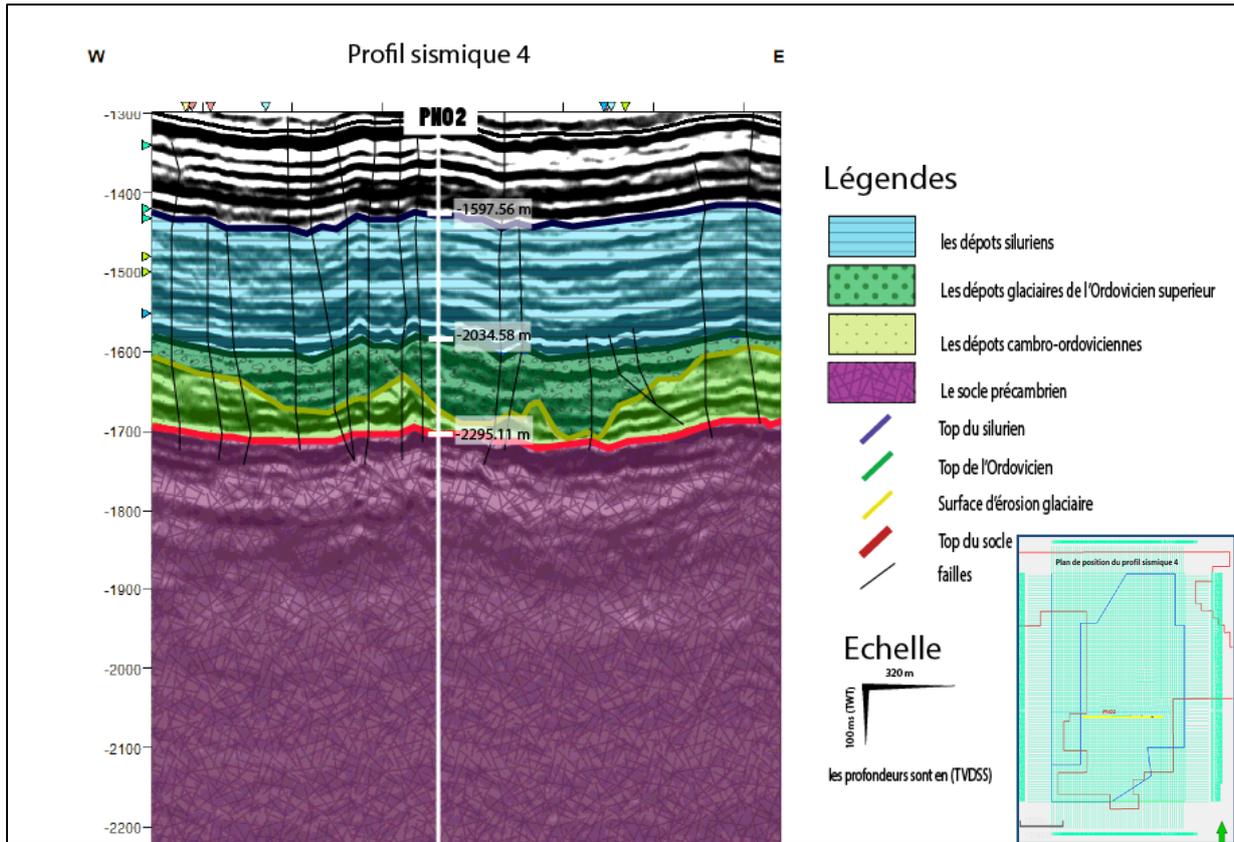


Fig.II.15 : Segment d’une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d’In Ekker (région d’In Amenas, Bassin d’Illizi) et passe par le puits PNO2

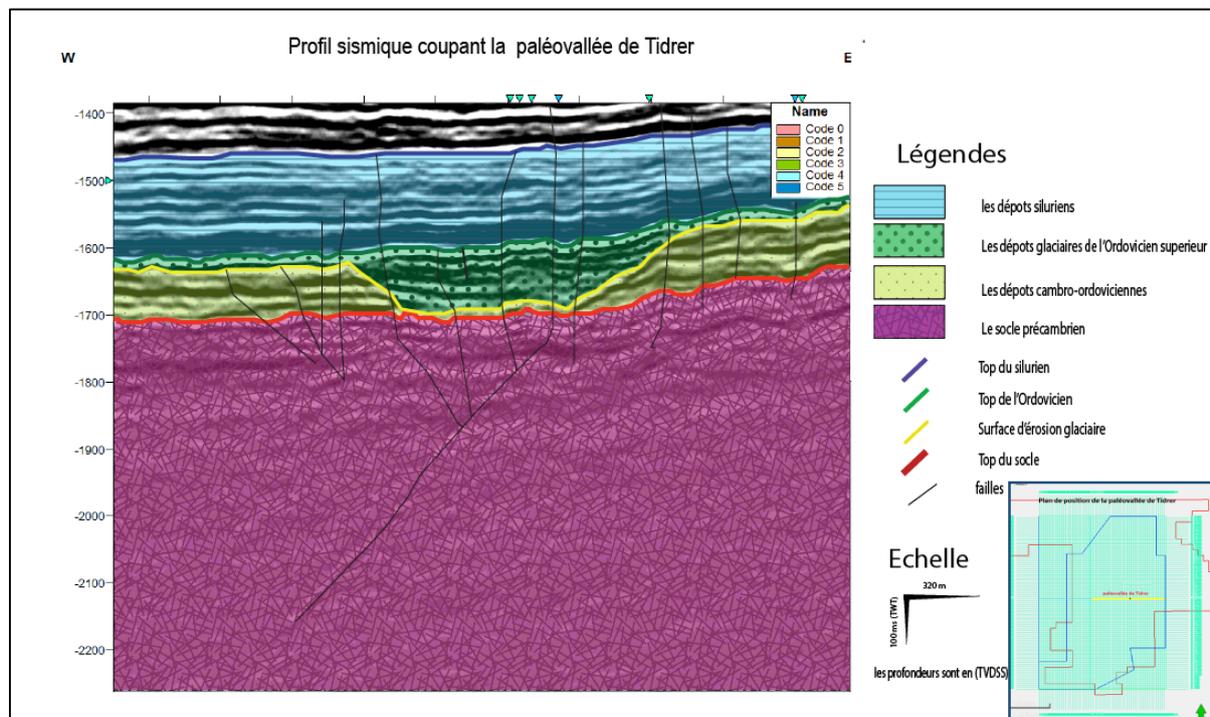


Fig.II.16 : Segment d’une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire de Tidrer (région d’In Amenas, Bassin d’Illizi).

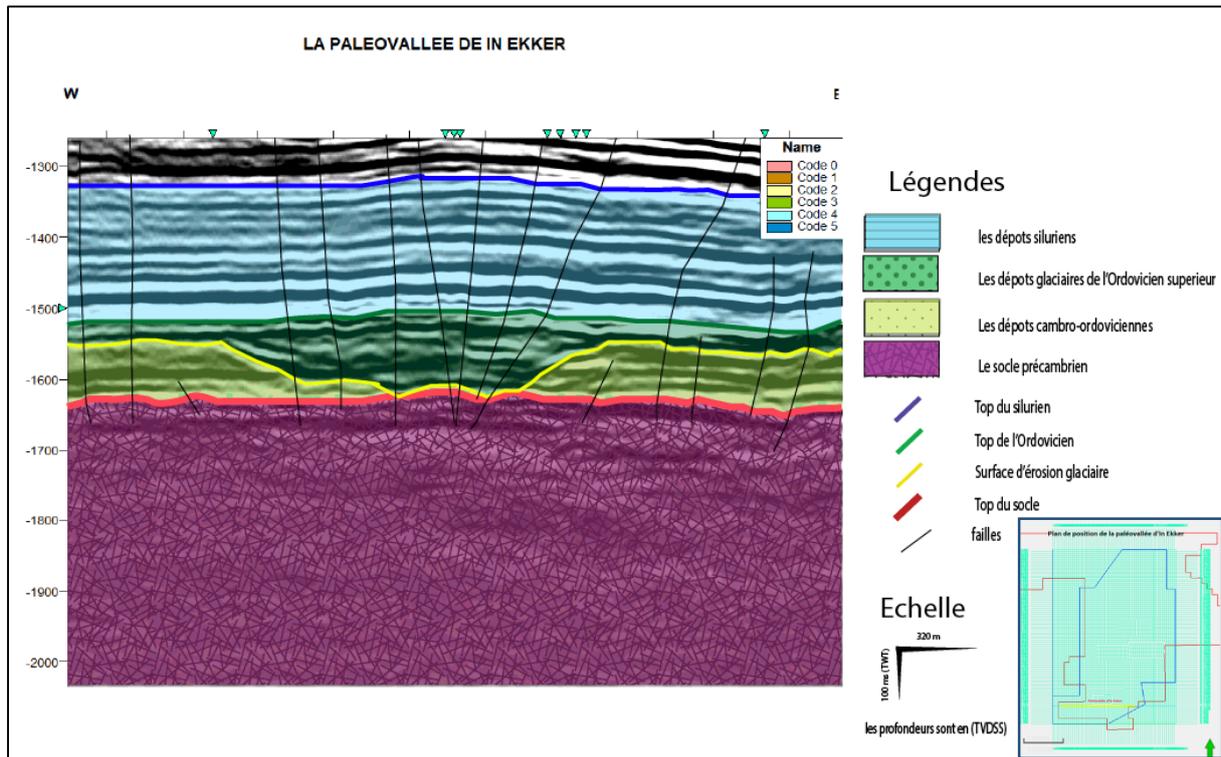


Fig.II.17 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi).

II.3.3. Configuration sismique et système pétrolier

D'après l'interprétation des sections sismiques précédentes, il s'est avéré que la structure de zone peut constituer un système pétrolier complet (Fig.II.18), où les dépôts du remplissage glaciaire peuvent former l'un des bons réservoirs pétroliers selon leurs paramètres pétrophysiques (à confirmer dans le chapitre III et IV) et géochimiques (présence des hydrocarbures matures avec des quantités significatives).

Ce probable réservoir peut être alimenté par les argiles noires à graptolites du Silurien (post-glaciaire), qui sont d'après les études géochimiques, des roches très matures et susceptibles de générer les hydrocarbures vue leur richesse en matière organique (8-10%), de type sapropélique avec un kérogène de type II (marin) (Djerraya et al, 2018).

Les dépôts siluriens, de grande épaisseur peuvent également jouer le rôle de la roche couverture pour ces hydrocarbures, et les empêcher de subir une dismigration vers la surface.

La migration de ces hydrocarbures peut s'effectuer par l'effet d'un différentiel ou gradient de pression depuis la formation post-glaciaire silurienne vers la formation synglaciaire de l'Ordovicien supérieur, par la faveur des failles, pour former des accumulations en hydrocarbures.

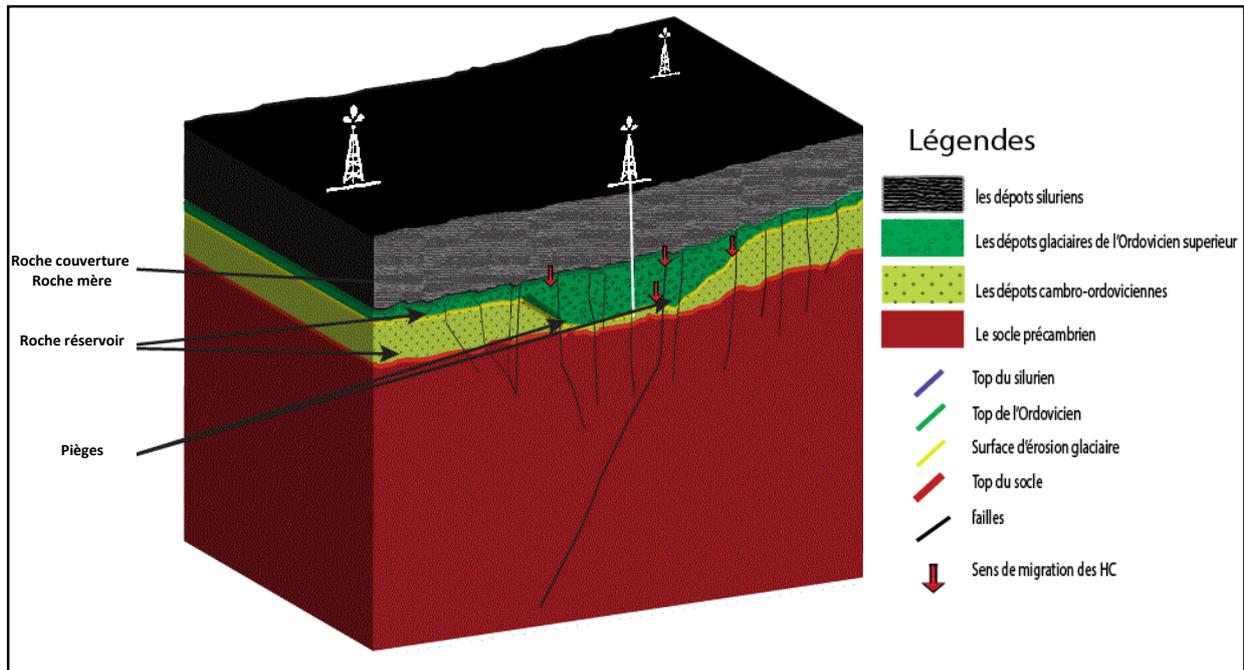


Fig.II.18 : modèle synthétique d'un système pétrolier, dans la région d'étude.

II.3.3. Evolution du système pétrolier

D'après TISSOT, le bassin d'Ilizi a été le siège de deux principaux cycles de subsidence des roches mères du Paléozoïque, durant lesquels il y a eu génération d'hydrocarbures (Lamrani & Sam, 2016). La roche mère du Silurien inférieur a commencé à produire probablement lors du premier épisode d'enfouissement marqué par des températures élevées, avant la formation des pièges, au carbonifère supérieur (Boot et al., 1998 in Brahim, 2018). Durant ce premier cycle, il y a eu surtout la génération de gaz (Lamrani & Sam, 2016). La production des hydrocarbures cesse pendant l'exhumation hercynienne (Tissot et al, 1973). L'érosion résultant de la déformation hercynienne a probablement enlevé la plupart ou la totalité des hydrocarbures déjà formés, les roches mères de cette partie du système pétrolier n'ont pas été suffisamment enterré pour reprendre la génération (Tissot et al, 1973). La déformation hercynienne a été suivie d'une subsidence mésozoïque (Klett, 2000), engendrant la reprise de la génération des hydrocarbures qui s'engagent dans la fenêtre à gaz, à partir du crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène, avec un second épisode d'enfouissement, dont les paléo-températures maximales ont été estimées entre 140°C et 156°C (English et al, 2016 in Brahim, 2018). Le soulèvement du Hoggar, qui coïncide avec le magmatisme cénozoïque du Hoggar et le raccourcissement tectonique atlasique plus au Nord (English et al., 2017) entraîne le basculement du bassin d'Ilizi et la redistribution des hydrocarbures préexistants (Brahimi, 2018). Ces derniers ont probablement migré latéralement vers les réservoirs adjacents ou juxtaposés le long de failles

dans les zones déformées (Boote et al., 1998 in Klett, 2000).

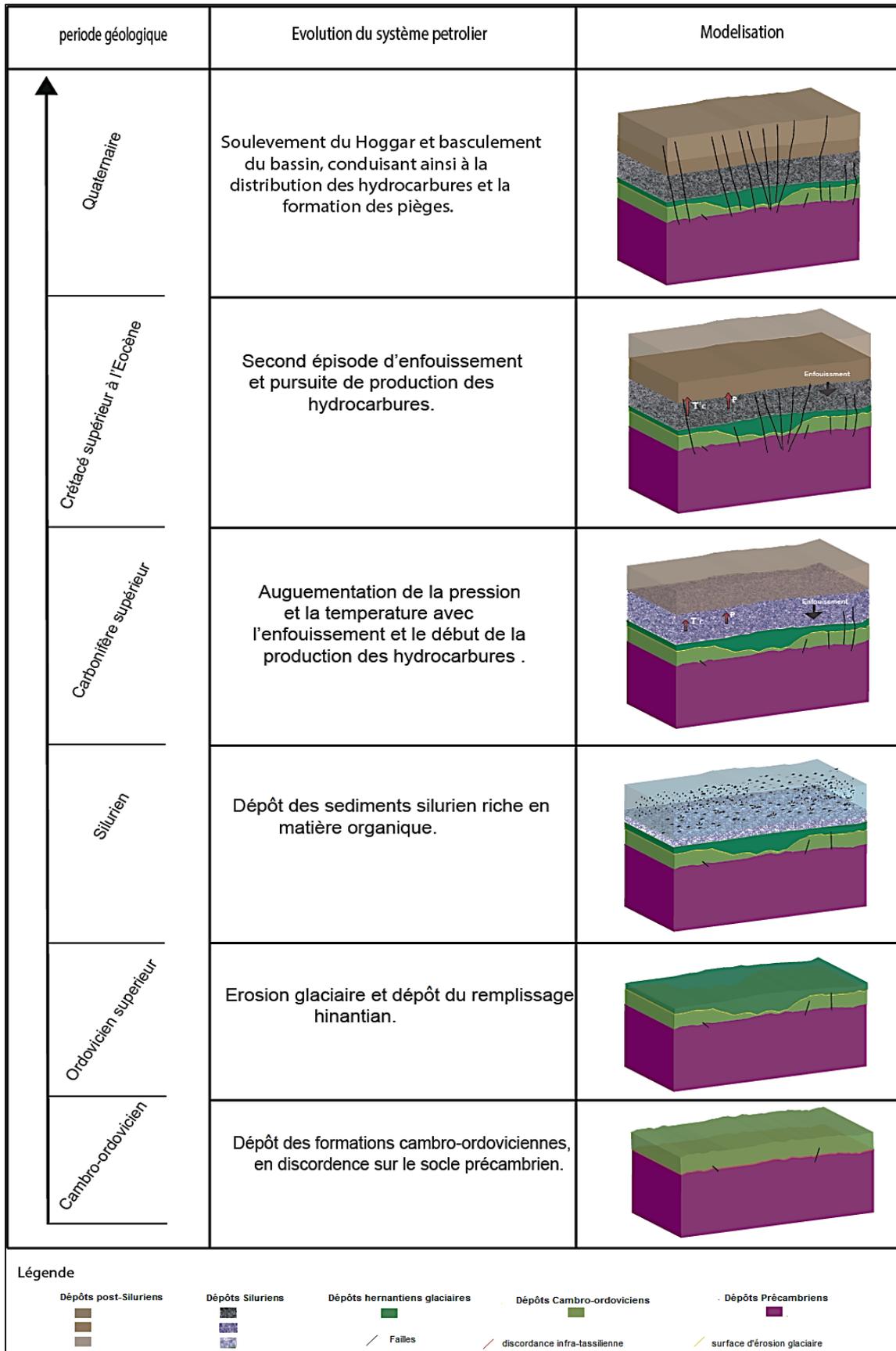


Fig.II.19 : Reconstitution synthétique de l'évolution du système pétrolier, dans la région d'étude.

II.4. Conclusion

L'interprétation des sections sismiques nous a permis l'étude des potentialités en hydrocarbures, dans le contexte tectono-sédimentaire des paléo-vallées glaciaires, de l'Ordovicien supérieur.

L'intervalle sismique interprété permet de distinguer quatre (04) unités de différentes morphologies et organisations stratigraphiques, qui sont du bas vers le haut :

- Un socle d'âge Précambrien
- Une succession périglaciaire d'âge Cambro-ordovicienne discordante sur le socle précambrien ;
- Une unité glaciaire d'âge Ordovicien supérieur discordante sur l'unité périglaciaire ;
- Une unité post-glaciaire d'âge Silurien, concordante avec le toit ordovicien.

L'interprétation effectuée sur les sections sismiques, ne permet pas de se prononcer sur l'influence directe de la structure du socle sur la formation de ces incisions glaciaires : malgré que les failles détectées sont antérieures ou postérieures à l'intervalle glaciaire, rien n'indique que les terrains érodés n'aient pas été tectoniquement favorables à l'incision des vallées glaciaires, d'ailleurs il y a des failles qui n'affectent que ce socle et les dépôts du Cambro-ordovicien. L'impact structural reste discutable dans notre cas, et nécessite d'autres techniques de datation.

L'interprétation stratigraphique et tectono-structurale des profils sismiques fournissent une image architecturale pour les formations paléozoïques caractéristique, en leur conférant la potentialité à abriter un système pétrolier complet ; dans lequel les incisions glaciaires jouent le rôle de la roche réservoir. Elle permet également la reconstitution des processus qui ont contribué à la mise en place de ce système pétrolier.

CHAPITRE III

ANALYSE SÉQUENTIELLE

III. Analyse séquentielle

Dans ce chapitre, on traitera de manière succincte de l'évolution stratigraphique du remplissage des paléo-vallées glaciaires. Pour cela, on a exploité une banque de données à l'aide des logiciels Petrel et Sedlog en vue de réaliser un découpage séquentiel à base des enregistrements diagraphiques, notamment le signal de la radioactivité naturelle (GR), de sept (07) puits PN1, PS1, PSO1, PNE1, PNO1, PNO2 et PNE2 (Fig.III.01). Le but de cette étude analytique est de reconstituer les relations chronostratigraphiques et le contexte de dépôt des formations ordoviciennes, en se focalisant sur le remplissage des incisions glaciaires pour comprendre son impact sur la succession préglaciaire. Cette approche s'appuie sur la charte eustatique de l'Ordovicien, et sur les travaux antérieurs réalisés dans la zone étudiée.

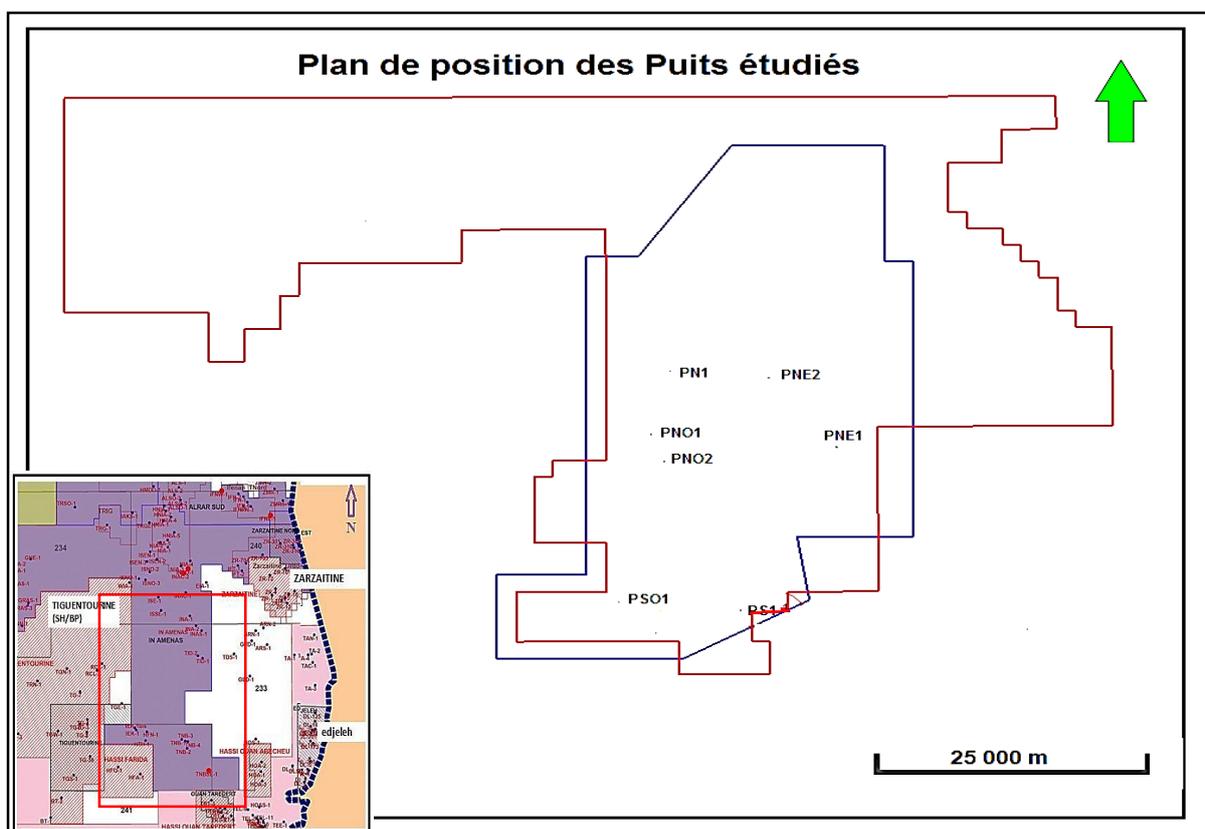


Figure.III.01 : implantation des puits étudiés dans le périmètre d'In Amenas.

III.1. Rappels

III.1.1. Notions de stratigraphie séquentielle

Le développement de la sismostratigraphie par l'intégration des données lithologiques et de succession de faciès établit le concept moderne de stratigraphie séquentielle (Zine & Baizid, 2017). Cette méthode est incontournable en géologie sédimentaire, au regard de son impact majeur sur la méthodologie de l'exploration pétrolière (Payton 1977).

III.1.1.1. Définition

D'après (Colombié, 2002), la stratigraphie séquentielle est un outil conçu par les chercheurs d'EXXON (Vail et al., 1977) pour comprendre la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre stratigraphique précis. Elle étudie les relations des roches dans un cadre chronostratigraphique, constituées de strates répétitives génétiquement liées, limitées par des surfaces d'érosion ou de non-dépôt ou par leur continuité concordante (Posamentier & al., 1988)¹. Elle permet d'expliquer la distribution spatio-temporelle des sédiments dans les bassins, la géométrie des corps sédimentaires et les discontinuités qui les séparent (Fig.III.02).

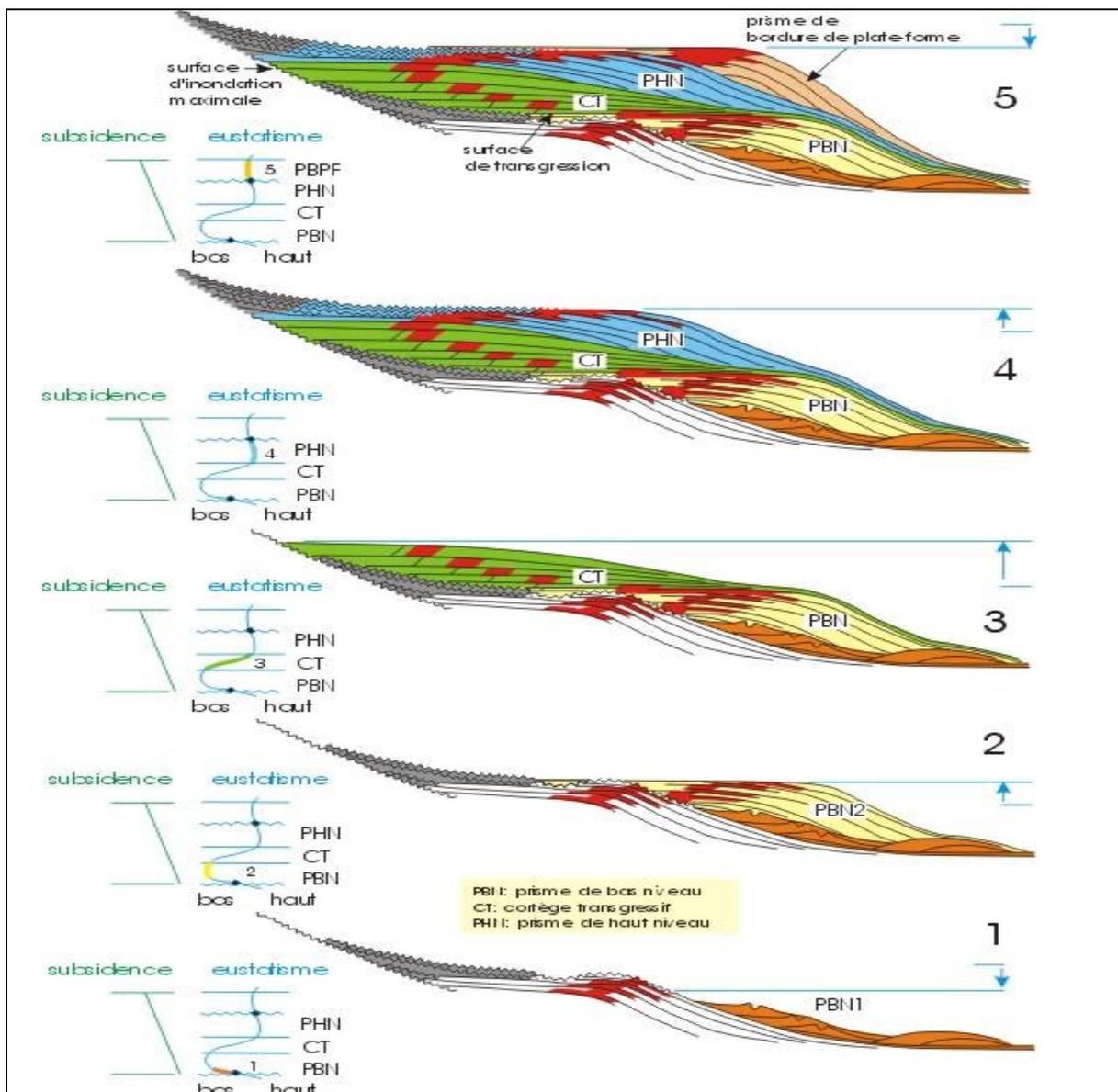


Fig.III.02 : Représentation schématique du modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon, proposé par Vail et co-auteurs (Boulvain, F., 2019).

¹ <https://www.institut-numerique.org/i3-concepts-de-stratigraphie-sequentielle-5000332b6a5a9>

III.1.1.2. Les facteurs de contrôle de l'organisation sédimentaire

Les bassins sédimentaires sont soumis au cours de de leur formation et leur évolution, à un ensemble de facteurs, ayant une influence sur l'organisation et l'architecture stratigraphique des corps sédimentaires. D'après (Razafimbelo,2015), la majorité des auteurs reconnaissent trois facteurs majeurs, qui sont :

- L'eustatisme (variations absolues du niveau marin) ;
- Les mouvements du substratum (subsidence au sens large et compaction) ;
- Le flux sédimentaire (taux des apports sédimentaires).

D'après (Kedzierski, 2007), Ces trois paramètres contrôlent l'espace d'accommodation, étant définie par (Jervey, 1988) comme l'espace disponible pour une sédimentation potentielle. Les variations de cet espace d'accommodation (création ou réduction) présentent un impact considérable sur la répartition et la hiérarchisation des unités stratigraphiques (Cross, 1988).

Selon les rapports entre la vitesse du flux sédimentaire (V_s) et la vitesse d'accommodation (V_a), la géométrie des sédiments varie de trois manière : rétrogradation, aggradation et progradation, traduisant des transgressions ou des régressions des lignes de rivage.

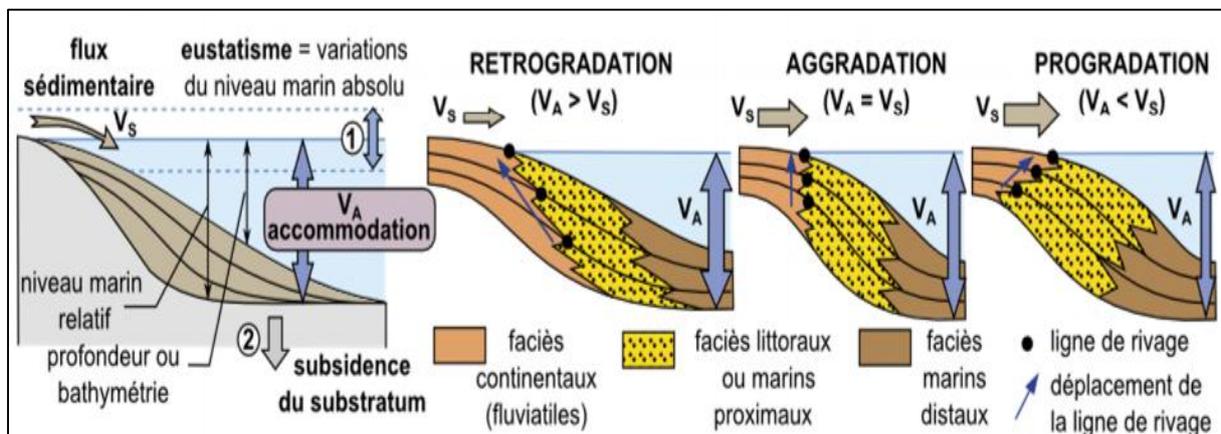


Fig.III.03 : Relation entre vitesse de sédimentation, vitesse d'accommodation et géométrie des sédiments²

III.1.1.3. Les unités de la stratigraphie séquentielle

III.1.1.3.1. Séquence

D'après (Colombié, 2002), la séquence de dépôt est considérée par (Mitchum, 1977) comme une succession relativement conforme de strates génétiquement liées, délimitées par des discordances ou par leurs équivalents concordants latéraux.

² <https://cahier-de-prepa.fr/bcpst2.2-fermat/download?id=1786>

III.1.1.3.2. Paraséquence

La paraséquence, dite également séquence de haute résolution (Boulvain, 2019), est définie à l'origine par (Van Wagoner et al., 1988), comme une succession ascendante, peu profonde de faciès délimités par des surfaces d'inondation marines. Cette dernière est une discontinuité lithologique qui indique un changement brusque de faciès et une augmentation brutale du niveau marin (Catuneanu, 2011).

III.1.1.3.3. Cortège sédimentaire

D'après (Colombié, 2002), les cortèges sédimentaires sont composés d'un ensemble de séquences de dépôts, limitées par des discontinuités sédimentaires (Brown et Fischer, 1977). Chaque cortège correspond à une portion de la courbe de variation du niveau marin relatif et se distingue par ses limites et sa géométrie. À l'échelle de l'affleurement, les grandes géométries sont invisibles, et la notion de "cortège sédimentaire" est remplacée par "dépôt" (Strasser et al., 1999). En s'appuyant sur les travaux de (Catuneanu, 2011 ; 2017), cinq (05) types de cortèges peuvent être distingués (Fig.III.04), en se basant sur les concepts de la stratigraphie séquentielle :

- **Cortège de régression forcée (FSST)** : défini par un modèle d'empilement de régression forcée, où la discordance subaérienne (SU) se forme pendant la régression. Ce dernier est limité à la base par la surface de régression forcée (BSFR) et au toit par la discordance subaérienne (SU) et sa discontinuité corrélative (CC).
- **Cortège de bas niveau (LST)** : correspond à un empilement régressif normal, qui suit une régression forcée. Ce cortège est limité à la base par une discordance subaérienne (SU) et/ou une discontinuité corrélative (CC). Ce cortège est suivi par une transgression marine, et se termine au sommet par une surface de régression maximale (MRS).
- **Cortège transgressif (TST)** : il correspond à un empilement stratifié rétrogradant. Il est limité à la base par la surface de régression maximale (MRS) et au toit par la surface d'inondation maximale (MFS).
- **Cortège de haut niveau (HST)** : il inclut le modèle d'empilement régressif normal, qui fait suite à une transgression. Ce dernier est limité à la base par la surface d'inondation maximale (MFS), et se termine au sommet par diverses surfaces composites incluant la discordance subaérienne (SU), la surface régressive d'érosion marine (RSME) ou la surface basale de régression forcée (BSFR).

- **Cortège régressif (RST)** : il inclut l'ensemble des dépôts accumulés durant la chute du niveau marin. Il est limité à la base par une surface d'inondation maximale (MFS) et au toit par une surface de régression maximale (MRS). Les sédiments de ce cortège comprennent les trois autres cortèges (HST, FSST et LST) définis précédemment.

III.1.1.3.4. Les surfaces de discontinuités

L'évolution des faciès sédimentaires de part et d'autre d'une surface de discontinuité et ses caractéristiques sédimentologiques déterminent sa position à l'intérieur d'une séquence de dépôt (Colombié, 2002). En s'appuyant sur les travaux de (Catuneanu, 201 ; 2017), on peut distinguer sept (07) surfaces majeures (Fig.III.04) :

- **Discordance subaérienne (SU)** : d'après (Sloss et al, 1949), elle se forme sous des conditions subaériennes à la suite d'une érosion fluviale ou d'un contournement, de la pédogenèse, dégradation par le vent ou autre facteur. C'est une surface d'érosion ou de non-dépôt créée généralement durant la chute du niveau marin.
- **Surface basale de régression forcée (BSFR)** : d'après (Hunt et Tucker, 1992), elle marque un changement dans le motif d'empilement stratifié de la régression normale vers la régression forcée.
- **Discontinuité corrélative (CC)** : elle fait suite à la discordance subaérienne à partir de la ligne de côte relative à la plus grande chute du niveau marin. Cette dernière est définie par (Hunt et Tucker, 1992), comme un changement séparant les dépôts de régression forcée au-dessous des dépôts de bas niveau associés à la régression normale, au-dessus. Elle fait suite à la discordance subaérienne à partir de la ligne de côte relative à la plus grande chute du niveau marin.
- **Surface de régression maximale (MRS)** : définie par (Hellan-Hansen et Martins, 1996) comme une surface stratigraphique qui marque la transition entre les phases de régression et de transgression, séparant les prismes progradants, en dessous, des prismes rétrogradants, au-dessus.
- **Surface d'inondation maximale (MFS)** : considérée par (Frazier, 1974), comme une surface stratigraphique qui marque la fin de la transgression de la ligne de côte, séparant les cortèges rétrogradants, en dessous, des cortèges progradants, au-dessus.
- **Surface de ravinement transgressive (TRS)** : considérée par (Posamentier et al, 1988) comme une surface érosionnelle modelée par l'action des vagues ou marées au niveau d'un environnement peu profond lors de la transgression de la ligne de côte.

- **Surface régressive d'érosion marine (RSME)** : d'après (Plint, 1988), elle correspond à une surface érosionnelle qui se forme durant la régression forcée en environnement de plate-forme ou plateau à dominance de vagues. Cette surface de ravinement correspond à l'érosion sous-marine causée par ces vagues.

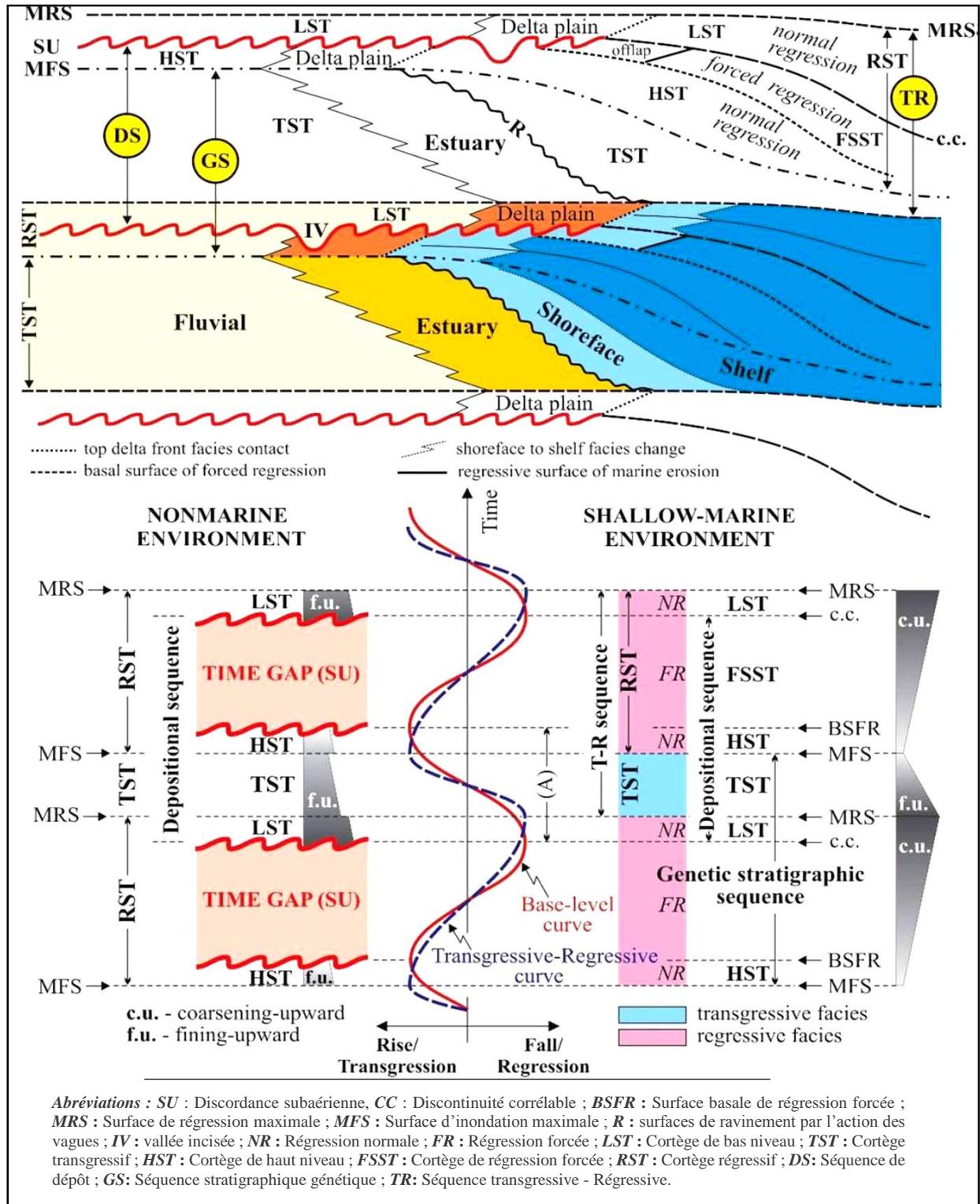


Fig.III.04 : Schématisation du concept de la stratigraphie séquentielle (Catuneanu, 2006 in Leharani et Rahim, 2020).

III.1.1.5. Concepts d'électro-faciès et électro-séquence

Le terme « électro-faciès » a été introduit par (Serra et Abbott, 1980 in Bishnu et Kishore, 2006), il est défini comme un ensemble de réponses diagraphiques qui caractérise un banc et qui permet de le différencier de ceux qui l'entourent (ASF, 1989). D'après (Walker et James, 1992 in Marwanza et Nas, 2017), la détermination des faciès de la subsurface en se basant sur l'allure de cette réponse n'est pas exacte, en cas d'absence de données de carottes, car elle est influencée par la taille des grains.

Le terme « électro-séquence » peut être défini comme l'intervalle de profondeur, supérieur à la résolution verticale du dispositif de mesure, présentant une variation progressive et continue entre deux valeurs extrêmes du paramètre mesuré, dessinant une rampe (ASF, 1989).

La courbe GR est l'un des enregistrements diagraphiques, sur lesquels on peut appliquer l'étude des électro-faciès. Cette dernière peut se présenter sous différentes formes, dont chacune renvoie à une disposition séquentielle précise. La figure ci-dessous (Fig.III.05) représente l'un des modèles de classification d'électro-faciès, adaptée par (Serra, 2004 in Konoshonkin et al., 2020)

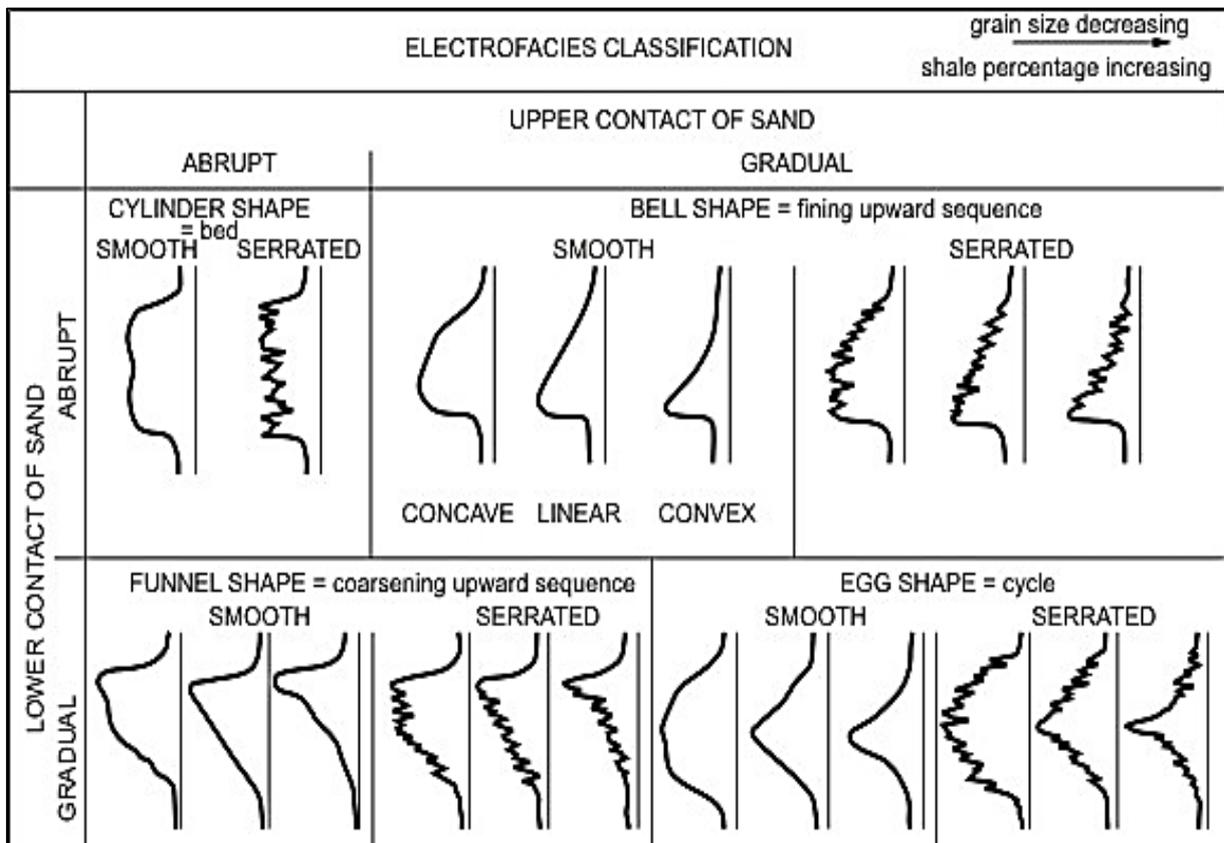


Fig.III.05 : Classification des électrofaciès (d'après Serra, 2004 in Konoshonkin et al., 2020)

En se basant sur la classification adaptée par (Cant, 1992 in Konoshonkin et al., 2020), on distingue les cinq (05) cas de figure suivants :

- **La forme cylindrique** : cette forme de signal présente une stabilité relative du GR, elle correspond à une phase d'aggradation qui témoigne d'une stabilité de l'eau de mer. Cette forme est associée aux sédiments des chenaux fluviaux en tresse et au domaine de plage.
- **La forme entonnoir** : elle montre la dominance de changement (d'argiles vers le sable par exemple). Elle correspond à une séquence progradante, dans un contexte régressif du niveau marin. Cette séquence est liée au plateau estuarien et au front delta.
- **La forme en cloche** : elle indique des changements dans la dominance des gros grains (des grès vers les argiles par exemple). Les dépôts sont rétrogradants dans un contexte transgressif. Elle représente les dépôts fluviaux à dominance méandrique, les chenaux de marée, et deltaïques.
- **La forme en œuf** : la courbe GR montre une diminution des niveaux argileux suivie d'un rebond, ce qui indique un changement rapide des faciès. Dans ce cas, les dépôts sont progradants au début et deviennent rétrogradants. Cette forme caractérise les dépôts deltaïques et ceux des cônes de déjections.
- **La forme en dents de scie** : la courbe présente une zone de dépôts variable tel que les dépôts de plaines alluviales, de plateaux, de talus, etc. Ces dépôts sont aggradants.

III.2. Le découpage séquentiel des électro-faciès ordoviciens de la région d'étude

Le découpage séquentiel des électro-faciès ordoviciens est effectué en se basant sur les travaux antérieurs, les concepts de base de l'analyse séquentielle stratigraphique, la classification des électro-faciès, et en s'appuyant sur l'allure et l'évolution type des enregistrements diagraphiques de la région d'étude (Fig.III.06).

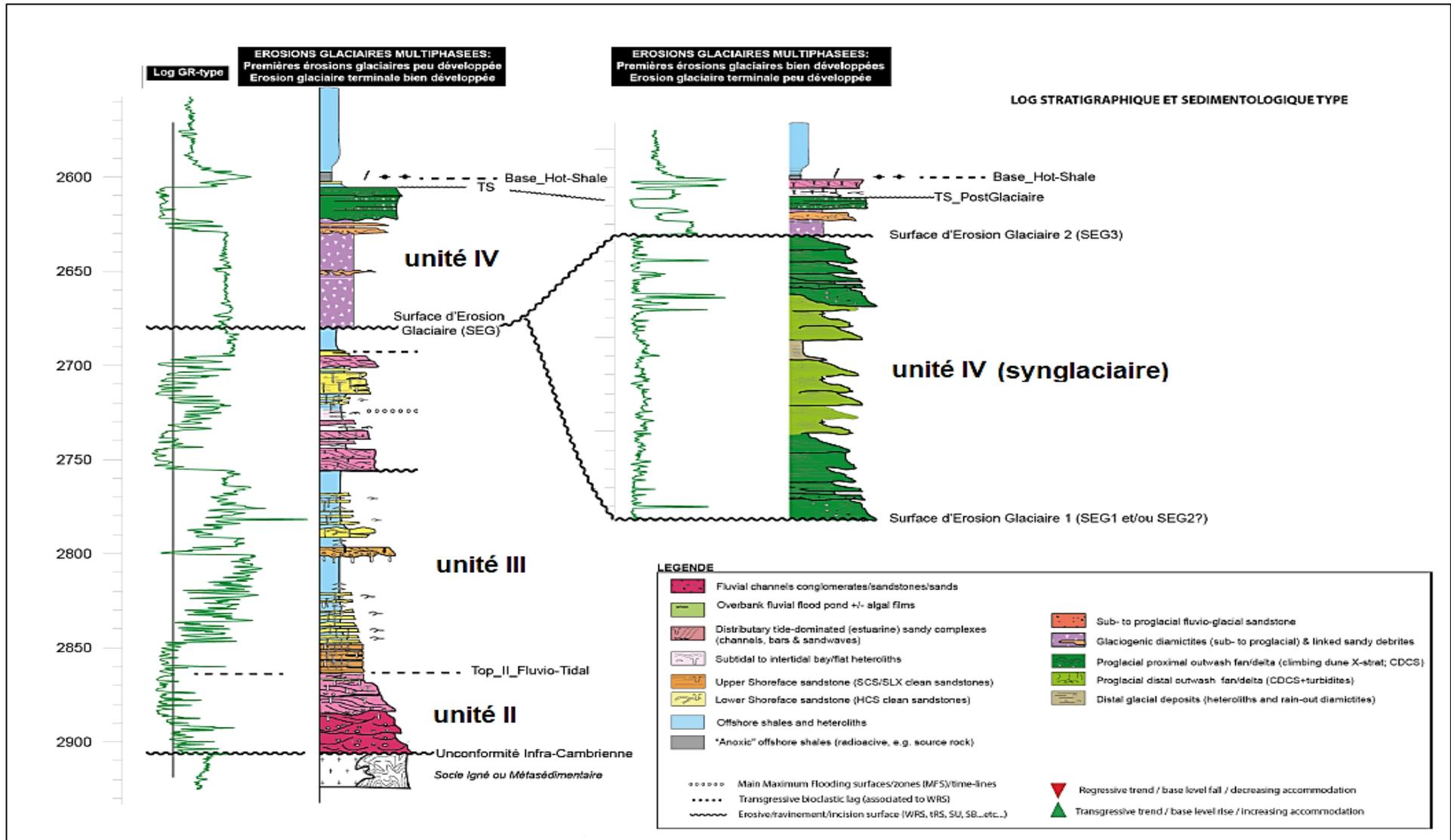


Fig.III.06 : Log stratigraphique et sedimentologique de la région d'In Amenas (Doc.Sonatrach).

Le découpage séquentiel permet de mettre en évidence deux mégas électro-séquences du 2^{ème} ordre, qui sont du bas vers le haut :

III.2.1. Méga-électro-séquence 1 (anté-glaciaire)

Cette méga-séquence correspond à l'unité (III), déposée avant l'épisode glaciaire. Elle est pratiquement complètement érodée au niveau des Puits PSO1, PNE1, PNE2, PNO1 et PNO2, qui se situent au niveau des paléo-vallées glaciaires. En revanche, cette dernière est bien conservée au niveau des Puits PN1 et PS1, qui se situent en interfluve (entre les paléo-vallées glaciaires) et comporte les trois (03) électro-séquences du 3^{ème} ordre ci-dessous, déposées avant l'épisode glaciaire :

III.2.1.1. Electro-séquence de l'unité (III-1)

Cette séquence se sépare du Cambrien (unité II) par une surface d'inondation maximale (MFS1). Elle se termine au sommet par une surface de ravinement tidale (SB1), assimilée à la discordance infra-Arenig, exprimée par une forte radioactivité naturelle, mise en évidence au niveau des Puits PN1 (à une profondeur de 2358m et correspond à 150 API) et PS1 (à une profondeur de 2778 m et correspond à 140 API). Cette électro-séquence se présente sous forme d'un signal diagraphique en forme d'entonnoir dentelé, à évolution granocroissante et renferme un cortège sédimentaire de haut niveau marin (HST).

III.2.1.2. Electro-séquence de l'unité (III-2)

Elle se sépare de l'unité précédente par la surface érosive (SB1) ; et se termine au sommet par une surface d'érosion marine (SB2) de forte radioactivité, qui se caractérise par une troncature abrupte du signal GR, de forte radioactivité (120 API au niveau du Puits PN1, et 87 API au niveau du Puits PS1). Cette séquence renferme deux cortèges sédimentaires du 4^{ème} ordre, bien distincts, et qui sont du bas vers le haut :

- Le cortège du bas niveau marin (LST), sous forme d'un électro-faciès cylindrique, limité à sa base par la discordance érosive (SB1). Le sommet de cette séquence est mis en évidence à une profondeur de (2442 m au niveau du Puits PN1, avec 124 API ; et 2759 m au niveau du Puits PS1, avec 80 API), par une surface de régression marine maximale (MRS1).
- Le cortège transgressif (TST) sous forme d'un signal en forme de cloche, à évolution grano-décroissante, limité à la base par la surface de régression marine maximale (MRS1), et au sommet par une surface d'érosion marine (SB2).

III.2.1.3. Electro-séquence de l'unité (III-3)

Elle se sépare de l'unité (III-2), par la surface d'érosion marine (SB2), et se termine par la discordance Taconique au sommet. A la base, cette séquence renferme deux cortèges sédimentaires du 4^{ème} ordre bien distincts par leur radioactivité naturelle :

- Un cortège de forte radioactivité argileux, qui dépasse généralement les 150 (API), limité à la base par la surface d'érosion marine (SB2) et au sommet par une surface d'inondation maximale (MFS2). Ce cortège transgressif (TST) témoigne d'une transgression marine progressive, sous forme d'une succession de para-séquences à évolution positive, en forme de cloche.
- Un cortège de haut niveau marin (HST), limité à la base par la surface d'inondation maximale (MFS2), sous forme d'une succession de para-séquences en entonnoir progradantes, à évolution granocroissante. Ce cortège marque la fin de la première méga-séquence par la surface de ravinement glaciaire (SB3).

La coupe de corrélation orientée NS, qui passe par les puits PS1 et PS2 (Fig.III.07), où la méga-séquence est bien préservée montre l'existence de tous les termes de l'unité (III), énumérés précédemment ; avec quelques variations, en terme d'épaisseur, où les cortèges de bas niveau marin (HST) qui correspond à l'unité (III-1) et le cortège transgressif (TST) de l'unité (III-2) sont réduits vers le Sud au niveau du Puits PS1 ; à l'opposé du cortège transgressif (TST) de l'unité (III-3) et celui de bas niveau marin (LST) de l'unité (III-2), qui sont plutôt réduits vers le Nord au niveau du Puits PN1.

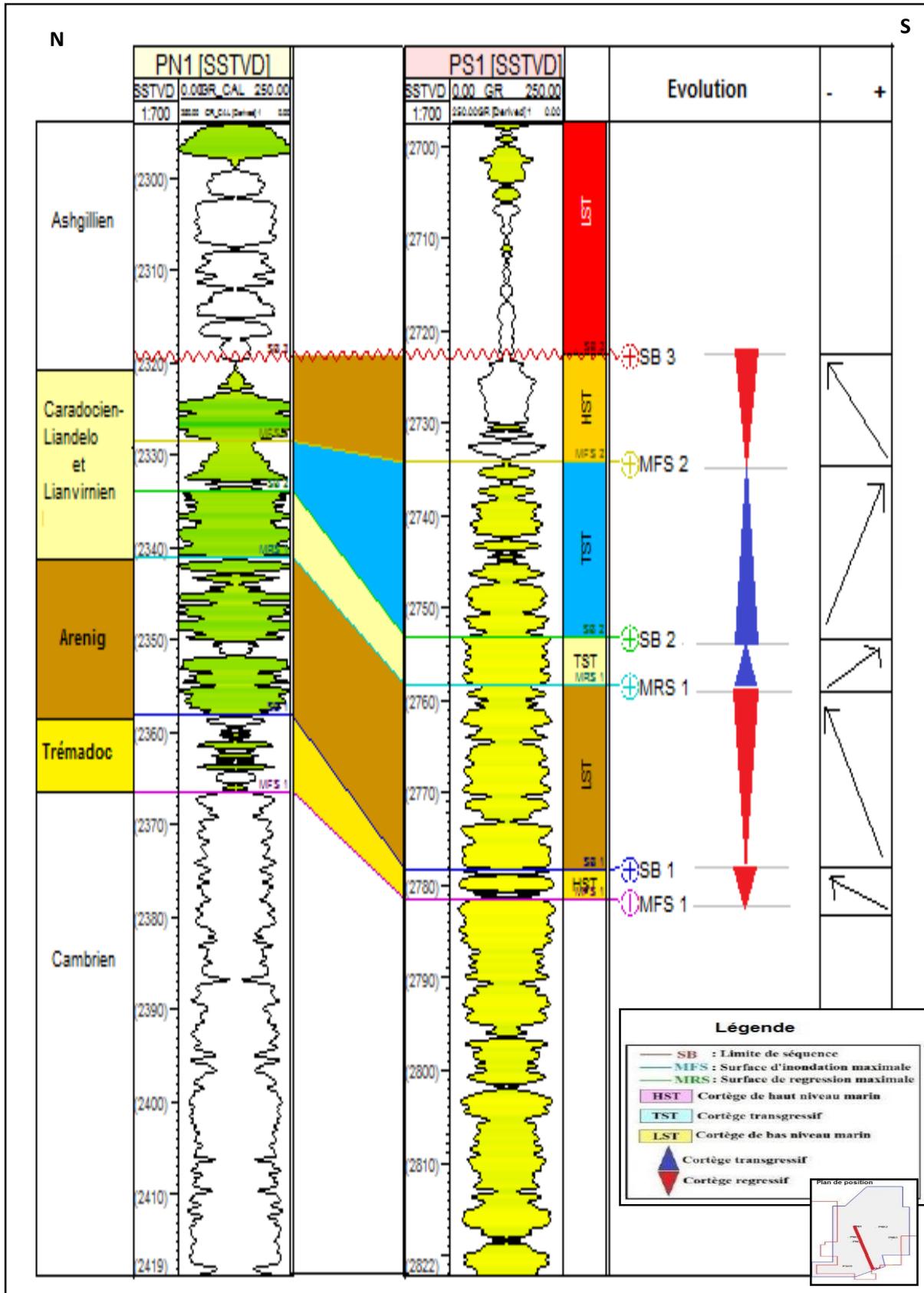


Fig.III.07 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation de la méga-séquence 1, des Puits PN1 et PN2

III.2.2. Méga-électro-séquence 2 (syn et post-glaciaire)

Elle correspond aux dépôts de l'unité (IV), déposés pendant ou après l'épisode glaciaire. Elle se limite à la base par une surface de ravinement glaciaire, assimilée à la discordance Taconique (SB3) et au sommet par une autre surface de ravinement assimilée à la discordance silurienne (SB5). Cette séquence est présente au niveau de tous les puits étudiés, et comprend du bas en haut les électro-séquences du 3^{ème} ordre suivantes :

III.2.2.1. Electro-séquence de l'unité syn-glaciaire

Elle correspond aux dépôts glaciaires ashgiliens, qui se séparent de la première méga-séquence par une surface d'érosion glaciaire (SB3) ; et se termine au sommet par la surface d'érosion glaciaire terminale (SB4). Cette séquence de remplissage glaciaire et périglaciaire, correspond au cortège de bas niveau marin (LST).

III.2.2.2. Electro-séquence de l'unité post-glaciaire

Cette séquence clôture les dépôts ordoviciens, Elle se sépare des dépôts siluriens par une discontinuité érosive plane (SB5), qui se caractérise par une troncature abrupte du signal GR, de forte radioactivité naturelle (dépassé les 150 API). Cette séquence comprend deux cortèges sédimentaires :

- Un cortège transgressif (TST), de signature diagaphique en forme de cloche. Il est limité par la surface d'érosion glaciaire (SB4), de forte radioactivité naturelle (dépassé les 150 API). Elle se termine au sommet par une surface d'inondation maximale (MFS2), par un signal diagaphique de forte radioactivité naturelle.
- Un cortège de haut niveau marin (HST), traduit par un signal diagaphique typique d'une formation gréseuse, limité au sommet par une surface érosive (SB5), de forte radioactivité.

Cette méga-séquence se présente sous deux cas de figure bien distincts ([Fig.III.08](#)), on parle de :

- Cas d'érosion multiphasée avec des premiers épisodes glaciaires peu développés et érosion glaciaire terminale bien développée.
- Cas d'érosion multiphasée avec des premiers épisodes glaciaires bien développés et érosion glaciaire terminale peu développée.

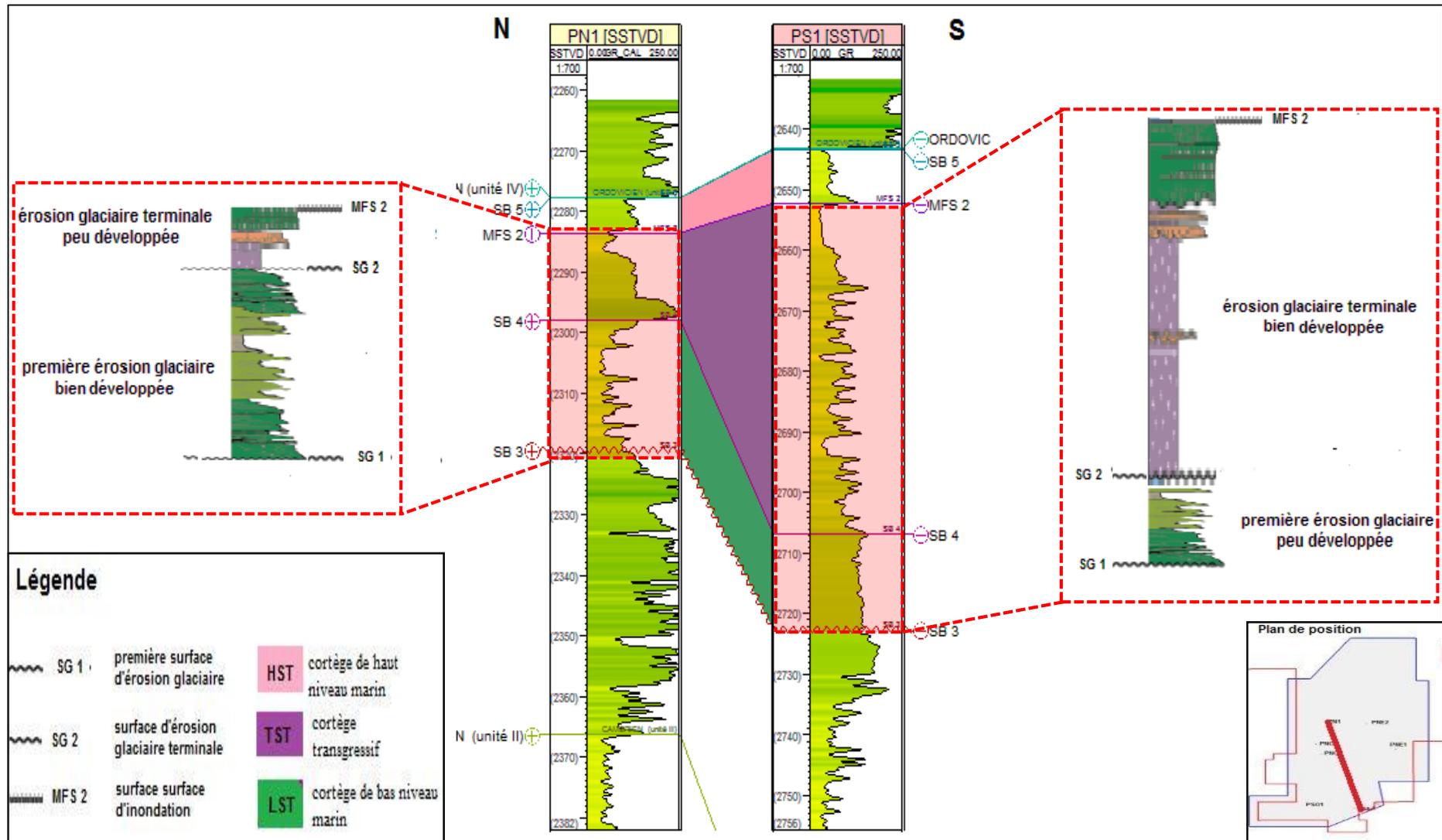


Fig.III.08 : Découpage séquentiel et résultat de corrélation, des Puits PN1 et PS2, montrant les deux cas de figures possibles de la méga-séquence 2.

III.2.3. Les unités lithostratigraphiques correspondantes

L'analyse des électro-faciès et le découpage séquentiel effectué sur les différents puits, confirme l'existence des quatre formations proposées par (Deschamps et al., 2013 in Brahimi, 2018), montrées dans la figure (Figure.IV.09) du chapitre suivant ; avec quelques similitudes et / ou différences entre les puits étudiés. La succession lithostratigraphique suivante (Figure.III.09) montre les unités lithostratigraphiques correspondantes au découpage séquentiel proposé précédemment :

L'unité III-1 : d'âge Trémadoc, qui correspond aux grès de la vire de Mouflon. Cette unité comprend les argiles d'El Gassi à la base et des grès d'El Atchane au sommet, déposée dans un environnement marin subtidal peu profond.

L'unité III-2 : d'âge Arenig, elle est représentée par les quartzites de Hamra qui correspondent aux grès de la banquette. Cette unité est constituée de dépôts de rampe clastique.

L'unité III-3 : d'âge Caradocien-Liandelo et Lianvirnien ; elle correspond à la formation d'In Tahaouite, qui comprend les grès de Ouargla déposés en shoreface, les argiles d'Azzel Tiferouine déposées en offshore (milieu marin profond) et les grès d'oued Saret déposés dans le tidal ramp (intertidal).

L'unité IV : d'âge Ashgillien à Laudoverien inférieur, représentée par la formation de Tamadjert. Les dépôts de cette unité sont discordants sur l'unité qui les précède, par une surface d'érosion glaciaire. Cet intervalle comprend du bas vers le haut :

- Les Grès d'El Goléa, discordants sur les Grès de Oued Saret, constitués de dépôts gréseux intercalés parfois par des passages argileux, déposé dans un milieu deltaïque (plaine ou front deltaïques) ;
- Les argiles micro-conglomératiques qui sont le témoin de la période de déglaciation (disparition de l'inlandsis glaciaire), accompagnée par une élévation du niveau marin, ces dépôts sont déposés dans un milieu marin profond (dépôts turbiditiques).
- Une dalle de grès quartzitique compacte, connue sous le nom de Dalle de M'Kratta, déposée dans un milieu littoral.

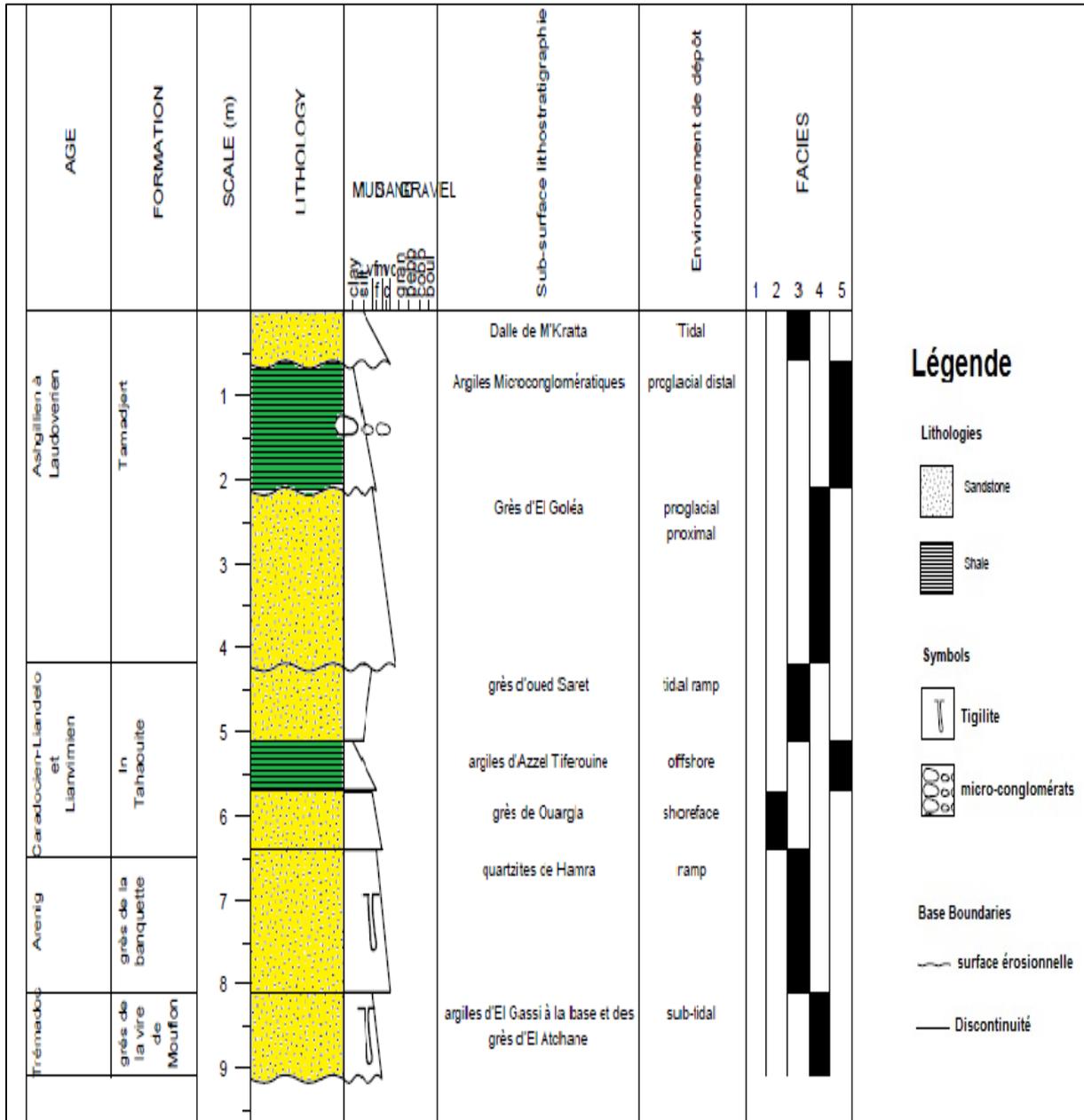


Fig.III.09 : Log lithostratigraphique synthétique de l'Ordovicien de la zone d'étude.

III.2.4. Profils et résultats de corrélation

Afin de suivre l'impact et l'intensité de l'érosion glaciaire de l'Ordovicien supérieur sur les formations anté-glaciaires, trois profils de corrélation ont été élaborés à l'aide du logiciel Petrel, selon différentes directions à base des enregistrements diagraphiques. Les transects de corrélation suivants (Figure III.10), permettent de mettre en évidence, l'extension latérale et horizontale du remplissage glaciaire :

- **Le premier profil** : d'orientation Nord-Sud, passe par les quatre (04) Puits : PSO1, PNO2, PNO1 et PN1 (Figure III.11) ;
- **Le deuxième profil** : d'orientation Sud-Ouest / Nord-Est, passant du Sud-Ouest vers le Nord-Est par les trois (03) Puits : PSO1, PNO2 et PNE2 (Figure.III.12) ;
- **Le troisième profil** : est d'orientation Est-Ouest, passant d'Ouest vers l'Est par les deux (02) Puits : PNO2 et PNE1 (Figure.III.13).

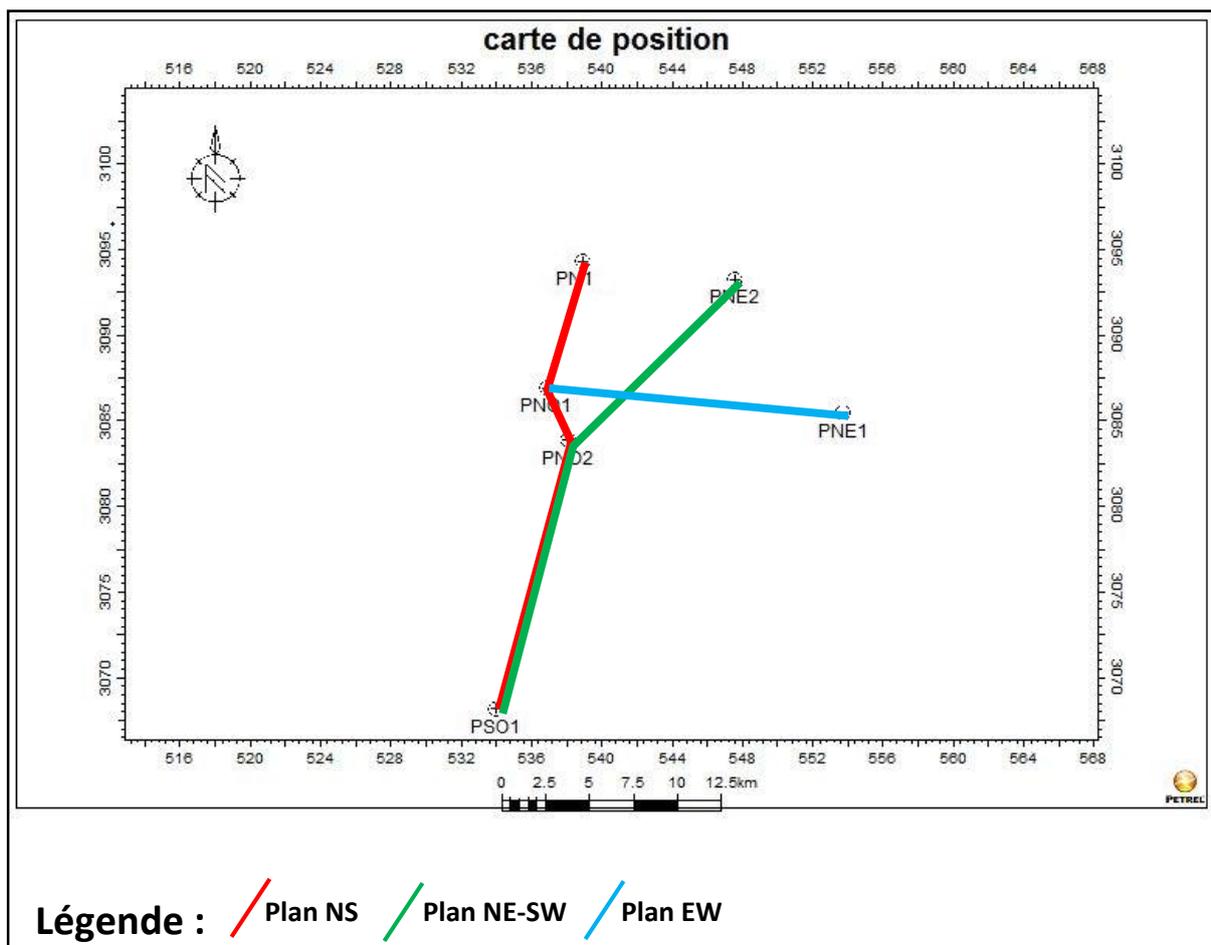


Fig.III.09 : Plan de position des profils de corrélation, de la région d'étude

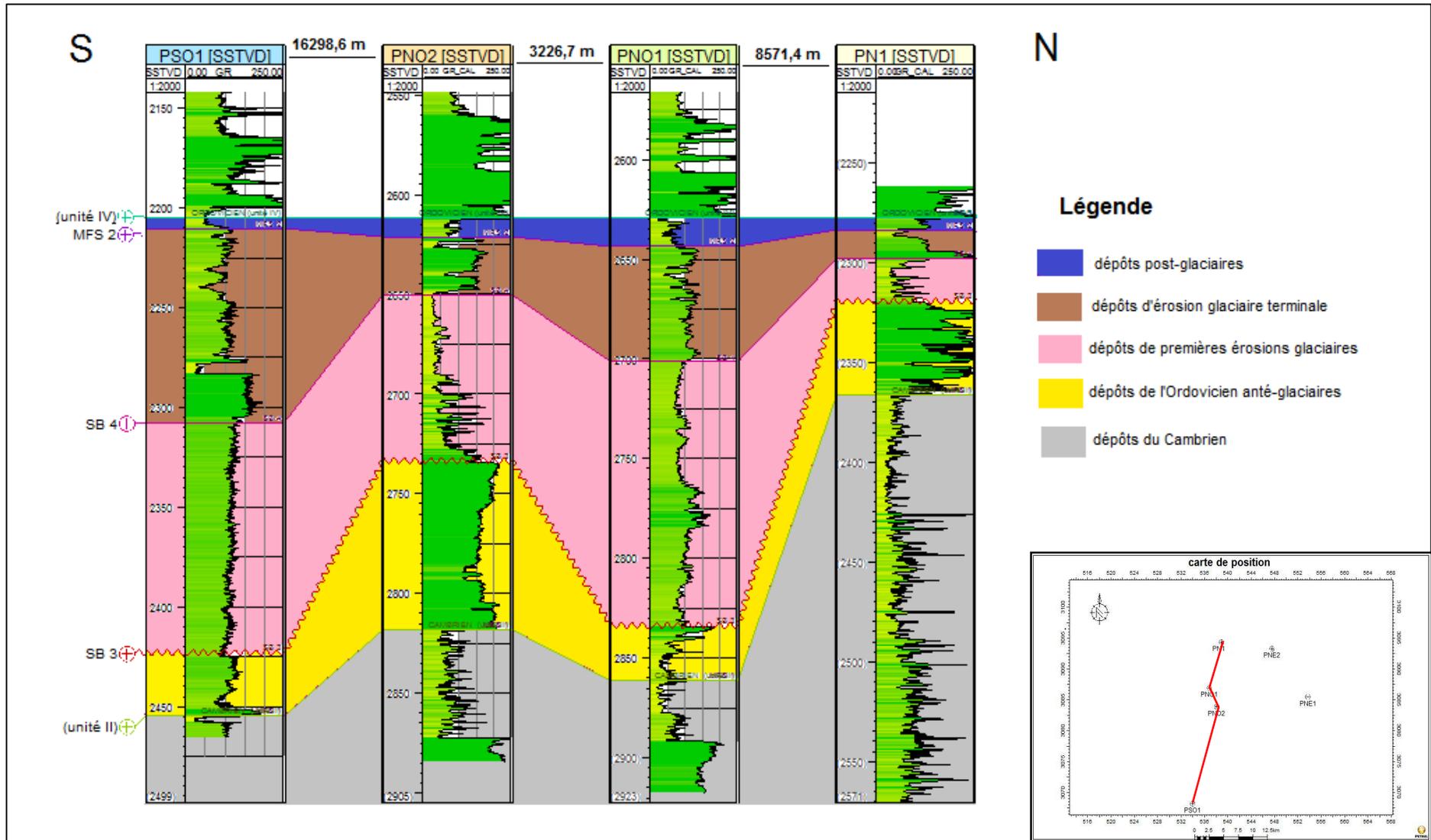


Fig.III.11 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation Nord-Sud, qui passe par les Puits PSO1, PNO2, PNO1 et PN1.

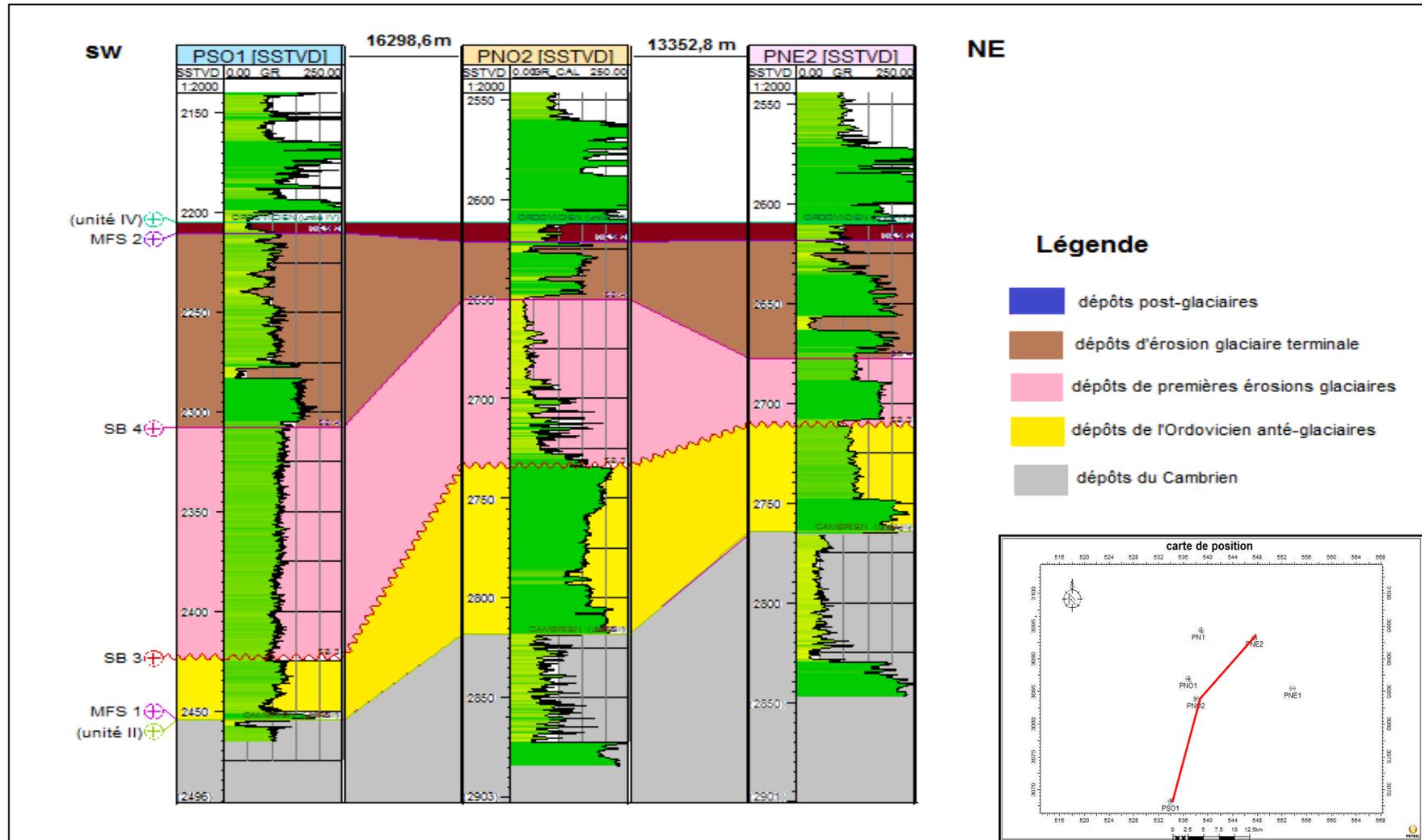


Fig.III.12 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation Nord-Est/Sud-Ouest, qui passe par les Puits PSO1, PNO2 et PNE2.

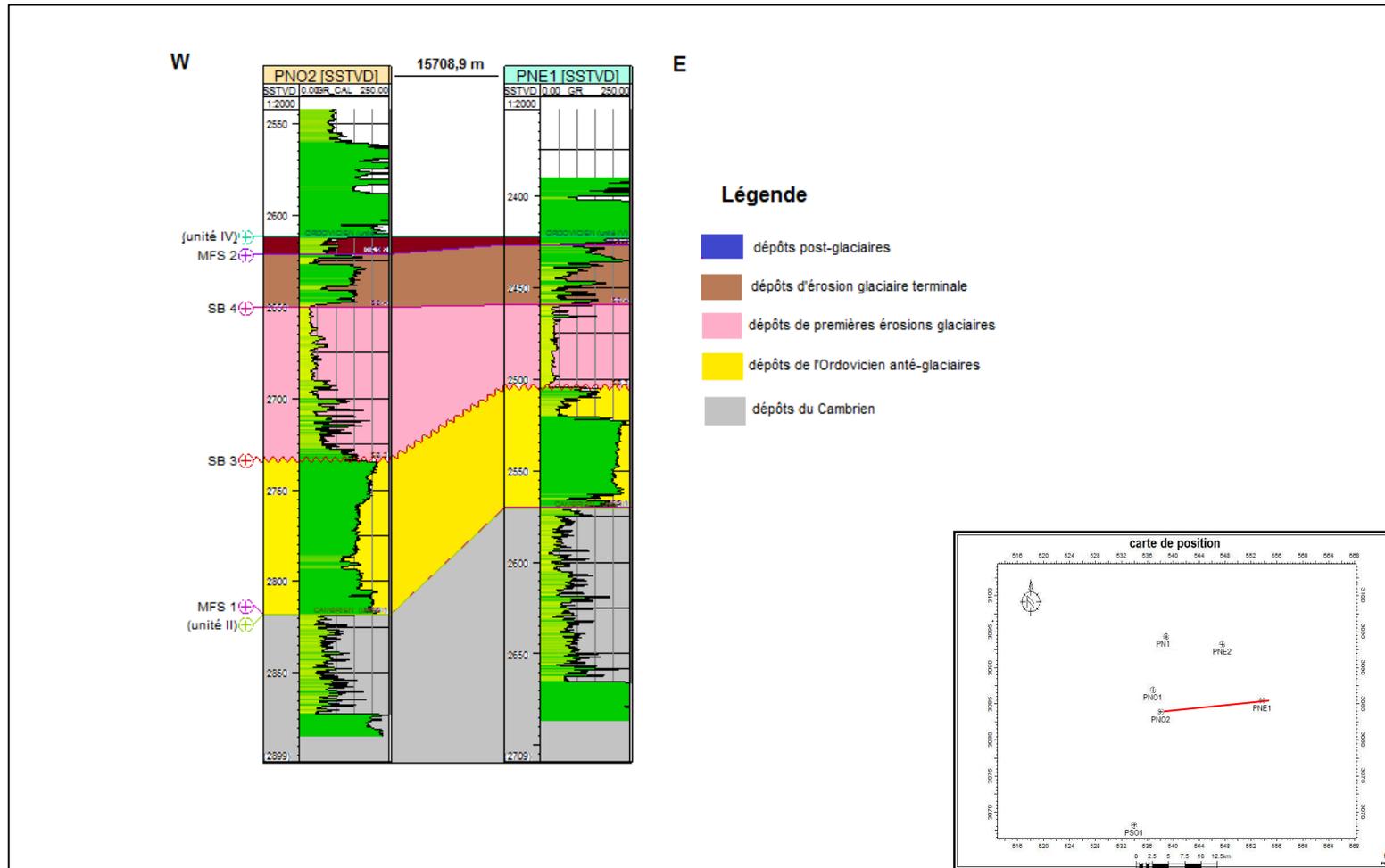


Fig.III.13 : Synthèse du découpage séquentiel et résultat de corrélation Est-Ouest, qui passe par les deux Puits PNO2 et PNE1.

III.2.4.1. Interprétation des résultats des profils de corrélation

III.2.4.1.1. Transect Nord-Sud (Figure.III.11)

-Les dépôts ordoviciens anté-glaciaires : l'épaisseur de la succession proglaciaire montre une variation latérale irrégulière, en allant du Sud vers le Nord. Ces épaisseurs sont estimées respectivement à 30m, 80m, 25m et 45m au niveau des Puits PSO1, PNO2, PNO1 et PN1.

-Les dépôts de la première érosion glaciaire : ces dépôts montrent une diminution progressive en allant du sud vers le Nord, avec une épaisseur de 115m au niveau du Puits PSO1(vers le Sud) et 40m au niveau du Puits PN1(vers le Nord).

-Les dépôts de l'érosion glaciaire terminale : l'épaisseur de cet intervalle montre aussi une diminution vers le Sud, avec une épaisseur de 100 m au niveau du puits PSO1 qui se situe au Sud et ne dépasse pas les 15m au niveau du puits PN1 qui se situe au Nord.

-Les dépôts post-glaciaires : cet intervalle se présente sous une faible épaisseur qui varie entre 5m et 15m.

III.2.4.1.2. Transect Nord-Est / Sud-Ouest (Figure.III.12)

-Les dépôts ordoviciens anté-glaciaires : l'épaisseur de la succession proglaciaire montre une augmentation en allant du Sud-Ouest vers le Nord-Est, de 30m d'épaisseur à 55m d'épaisseur.

-Les dépôts de la première érosion glaciaire : contrairement aux dépôts précédents, ces dépôts montrent une diminution progressive en allant du Sud-Ouest vers le Nord-Est, de 115 m dans le puits PSO1 à 30m au niveau du puits PNE2.

-Les dépôts de l'érosion glaciaire terminale : l'épaisseur de cet intervalle montre aussi une variation latérale irrégulière, et varie entre 30m et 100m.

-Les dépôts post-glaciaires : l'épaisseur de cette unité montre un épaissement vers le Nord Est, et elle varie entre 5 et 10 m.

III.2.4.1.3. Transect Est-Ouest (Figure.III.13)

-Les dépôts ordoviciens anté-glaciaires : ces dépôts montrent un amincissement en allant de l'Ouest vers l'Est, avec 85m au niveau du puits PNO2 et 65m au niveau du puits PNE1.

-Les dépôts de la première érosion glaciaire : ils montrent toujours un amincissement vers l'Est avec 85m au niveau du Puits PNO2 et 35m au niveau du Puits PNE1

-Les dépôts de l'érosion glaciaire terminale : contrairement aux deux unités précédentes, ces dépôts montrent un léger épaissement vers l'Est avec 25m d'épaisseur vers l'Ouest et 30m d'épaisseur vers l'Est.

-Les dépôts post-glaciaires : ils se présentent sous de faibles épaisseurs, qui varient d'ouest en Est entre 12m et 5m d'épaisseur.

III.2.5. Cartographie

Des cartes en isobathes et isopaques ont été élaborées, à l'aide du logiciel Petrel, pour confirmer les résultats des corrélations, et une meilleure compréhension de la puissance des dépôts de l'Ordovicien supérieur, ainsi que d'en avoir leurs variations spatiales, pour saisir l'intensité de l'érosion glaciaire et son impact sur les dépôts antérieurs.

III.2.5.1. Interprétation des cartes en isobathes

Les cartes en isobathes des surfaces des érosions glaciaires SB3 (Figure.III.14. A) et SB4 (Figure.III.14. B) se caractérisent par des horizons profonds, variant globalement entre 2200m et 3050m. Ces cartes montrent un approfondissement vers le Sud-Est, témoignant d'une forte érosion glaciaire vers le SE de la région d'étude.

III.2.5.2. Interprétation des cartes en isopaques

-La carte en isopaques des dépôts proglaciaires (Figure.III.15. A) montre globalement des épaisseurs importantes vers le centre de la zone étudiée. Le maximum d'épaisseur enregistré au niveau des Puits étudiés est estimé à 85m, au niveau du Puits PNO2. En allant d'Est en Ouest, les épaisseurs connaissent généralement un amincissement où l'épaisseur au niveau du Puits PNE1 est estimée à plus de 65 m, tandis qu'au niveau des puits PNO1 et PSO1, elles sont estimées à environ 30 m.

L'évolution des épaisseurs de ces dépôts proglaciaires peut être expliqué par l'intensité de l'érosion glaciaire, où les fortes érosions glaciaires, engendrent un arrachement important des matériaux rocheux, qui constituent son substrat.

-La carte en isopaques des grès d'El Goléa (Figure.III.15. B) montre des épaisseurs importantes surtout vers l'Ouest de la région d'étude, avec un maximum d'épaisseurs au niveau des Puits PNO1 et PSO1 estimées à 130m et 115m respectivement. Le minimum d'épaisseur est localisé au niveau du Puits PNE2, situé au Nord-Est, qui est estimée à 30m.

La variation des épaisseurs de ces dépôts glaciaires est liée à la vitesse d'écoulement des eaux des paléo-vallées glaciaires et à la charge sédimentaire qu'ils transportent.

-La carte en isopaques des argiles micro-conglomératiques (Figure.III.15. C) montre un amincissement des épaisseurs vers le côté Est, avec un minimum d'épaisseur au niveau du Puits PNE1 estimée à 35,5m. La plus grande épaisseur est notée au niveau du Puits PSO1, situé au Sud-Ouest de la région d'étude, et qui est estimé à 95m.

-La carte en isopaques des dépôts post-glaciaire (Figure.III.15. D) montre des faibles épaisseurs, comprise entre environ 3m et 15m. L'épaisseur de ces dépôts montre un épaissement progressif vers le Nord-Ouest de la structure étudiée.

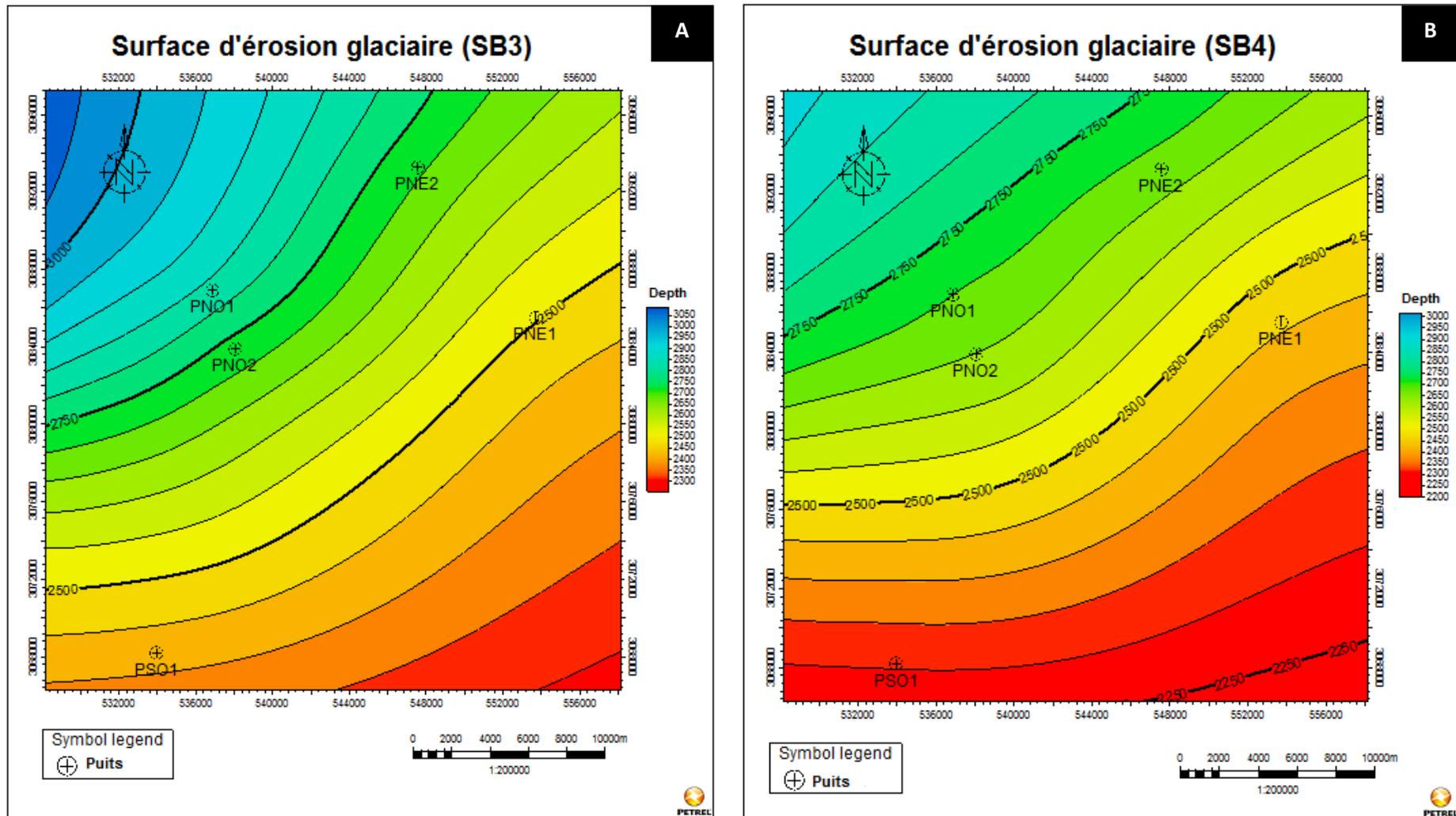


Fig.III.14 : cartes isobathes des surfaces des érosions glaciaires SB3 et SB4

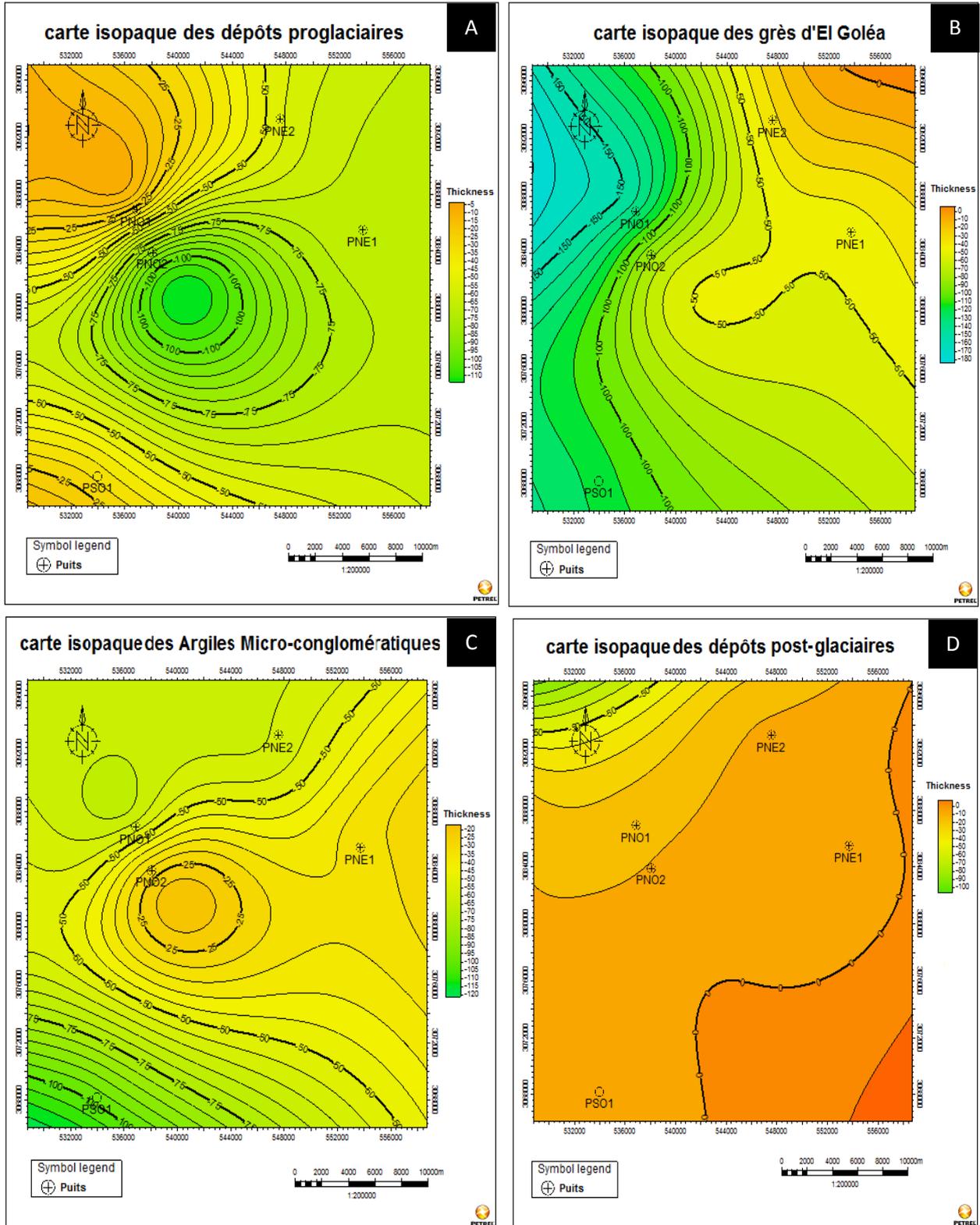


Fig.III.15 : Cartes isopagues des dépôts proglaciaires, syn-glaciaires et post-glaciaires

III.3. Conclusion

Le découpage stratigraphique fondé l'évolution spectrale de la courbe du Gamma Ray (GR), effectué sur les dépôts de l'Ordovicien, montre l'existence de deux méga-séquences. La première méga-séquence correspond aux dépôts proglaciaires de l'unité (III), déposée avant l'épisode glaciaire ; tandis que la deuxième méga-séquence comporte les dépôts syn et post glaciaires.

Ce découpage nous a permis de voir l'ampleur des incisions glaciaires, en comparant les dépôts des paléo-vallées glaciaires et ceux des interfluves ; qui se manifeste par une forte érosion glaciaire au niveau des paléo-vallées glaciaires conduisant à l'érosion de la première méga-séquence.

Les corrélations et la cartographie des faciès anté-glaciaires et syn-glaciaires permettent de saisir l'intensité et l'impact des incisions glaciaires sur les dépôts antérieurs, en se basant sur les variations spatiales. Les variations de profondeur des incisions glaciaires montrent globalement un approfondissement vers le Sud-Est de la région d'étude ; qui est probablement lié à l'activité tectonique de la région ; il peut être également expliqué par une forte subsidence ou par l'intensité de l'érosion glaciaire, qui s'est accentuée beaucoup plus le Sud-Est.

La carte en isopaques des dépôts syn-glaciaires, représentés par les grès d'El Goléa montrent des épaisseurs importantes vers Nord-Est de la zone d'étude. À partir de là, on peut supposer que le sens de l'écoulement de la paléo-vallée glaciaire est du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

L'agencement des cortèges sédimentaires glaciaires et post-glaciaires constitue un système pétrolier. Ainsi, les intervalles transgressifs constituent à la fois de bonnes roches mères et couvertures. Quant aux prismes de bas niveau marin, qui constituent d'excellents réservoirs

CHAPITRE IV

APPROCHE SÉDIMENTOLOGIQUE

IV. Approche sédimentologie

L'approche sédimentologique nécessite la description des carottes qui nous permet de déterminer les caractéristiques lithologiques et faciologiques du remplissage glaciaire présent dans la région étudiée. Pour ce faire, on se fonde sur la compréhension préalable de quelques notions et concepts de base qui nous serviront à appréhender le processus de la glaciation de l'Ordovicien terminal, et amorcer la description des carottes du Puits PSO1.

IV.1. Rappels

IV.1.1. Notions de faciès et de séquence

L'aspect et la composition d'une roche constituent son faciès. Cette notion géologique, strictement descriptive permet la reconnaissance et la classification des roches sédimentaires. Elle est caractérisée par des propriétés visibles sur le terrain (lithologie, faune, etc.) et d'autres microscopiques (microfaciès), ou encore physiques et chimiques. Grâce à la reconnaissance du faciès, on peut mettre en évidence un environnement de dépôts, le dater, voir son extension et reconstituer son histoire géologique. Cela peut aboutir à une mise en œuvre d'un modèle explicite et synthétique de cet environnement sédimentaire.

Les dépôts s'organisent en suite logique, interrompues par des discontinuités (Lombard, 1956 in Rey & Taj- Eddine, 1989) constituant ainsi une séquence de dépôts. Il existe plusieurs définitions de la notion de séquence, mais, en général, elle est définie par ses caractères lithologiques, ses discontinuités aux limites et l'évolution des faciès organisés dans l'ordre et leurs situations d'origine dans l'aire de sédimentation. Aussi, une séquence est considérée comme une succession de couches génétiquement liées limitées à la base et au sommet par des discontinuités (IFP, 1986). Cette succession lithologique est une suite naturelle sans interruptions importantes, arrangées dans un ordre logique bien défini (Fig. IV.01).

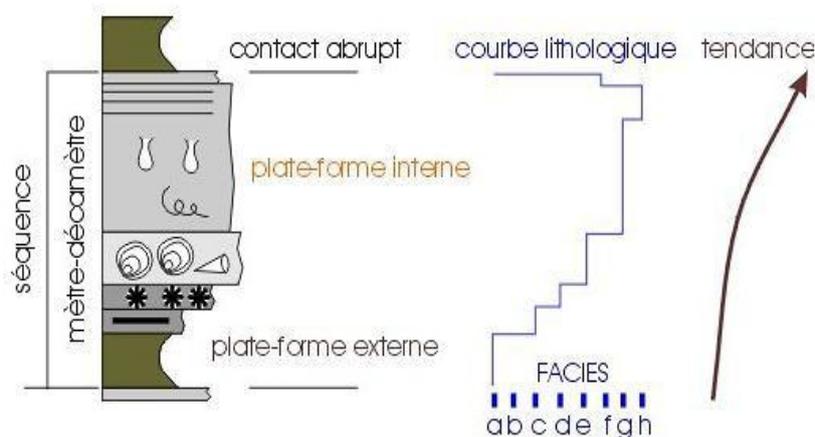


Fig.IV.01 : Schématisation d'une séquence élémentaire classique depuis (Boulvain.F, 2019).

IV.1.2. Notions d'environnements de dépôts

La reconstitution des environnements sédimentaires est d'une grande importance économique en ce sens qu'elle facilite souvent la localisation des matières minérales et énergétiques utiles, dans des contextes sédimentaires spécifiques.

Un milieu sédimentaire est un ensemble de facteurs agissant sur la formation des sédiments et des roches sédimentaires. Conceptuellement, il peut être défini comme un ensemble de conditions physiques, chimiques et biologiques de la zone dans laquelle un sédiment s'accumule.

D'après (Guillemot, 1980), la réunion des facteurs qui influencent la sédimentation, l'importance relative de leur action définissent l'environnement sédimentaire (Fig. IV.02). Le faciès d'une roche sédimentaire est un reflet de cet environnement de dépôts.

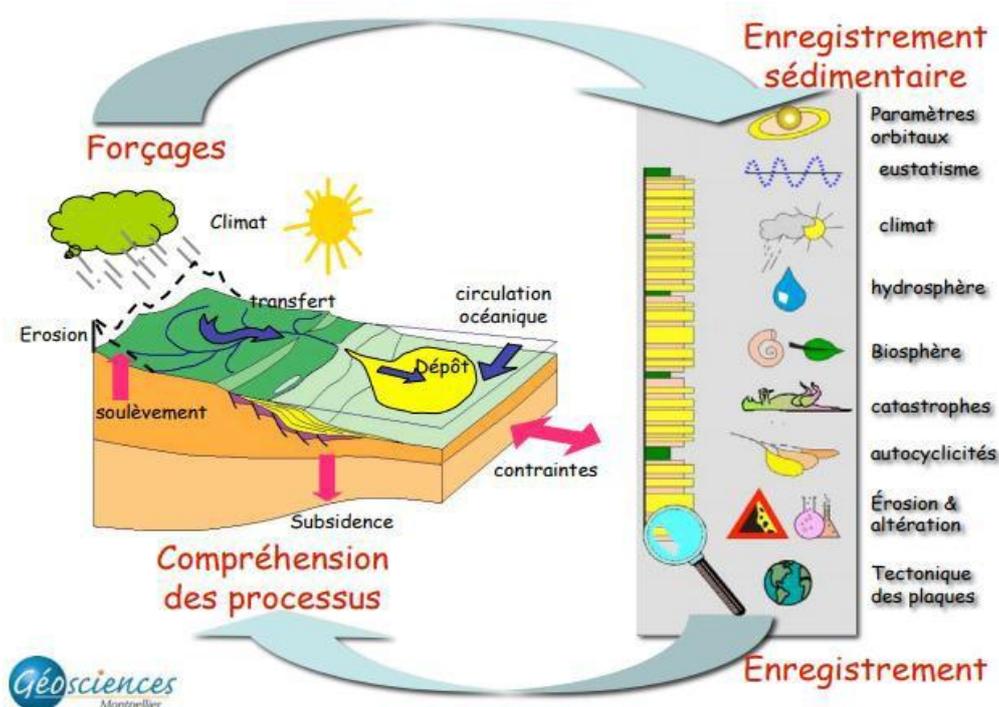


Fig.IV.02 : Représentations schématiques et synthétiques des interactions agissant sur l'enregistrement sédimentaire¹

Il existe plusieurs classifications d'environnements de dépôt, à titre d'exemple on peut proposer la classification illustrée dans le bloc diagramme suivant (Fig. IV.03) qui est basée sur plusieurs critères (emplacement par rapport au rivage, morphologie et facteurs agissant sur les dépôts). L'environnement glaciaire est considéré comme un milieu continental selon cette classification.

¹ <http://www.gm.univ-montp2.fr/IMG/pdf/Bassin-Ressources1.pdf>

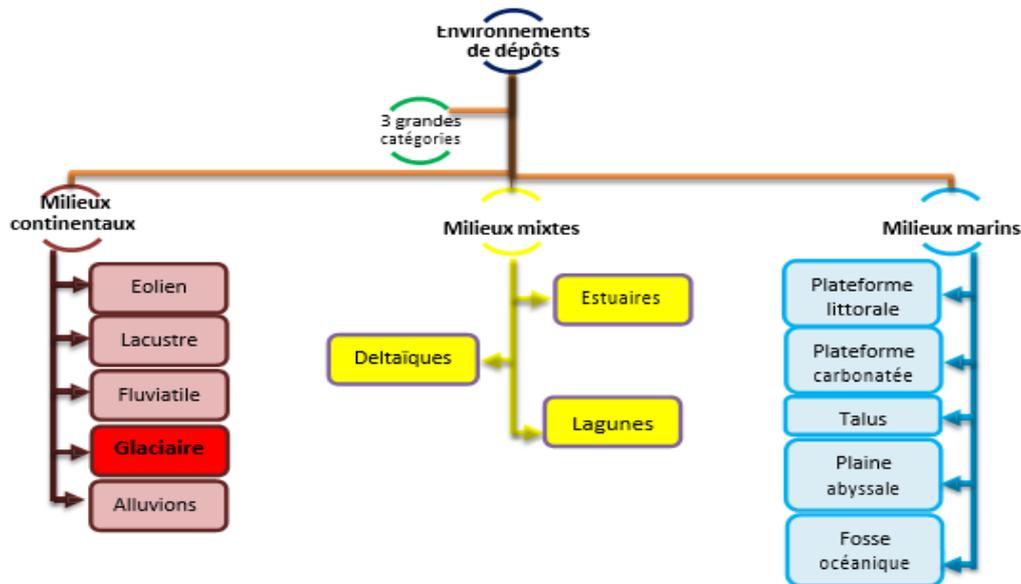


Fig.IV.03 : diagramme synthétique illustrant les principaux milieux de dépôts.

IV.1.3. L'environnement glaciaire

L'environnement glaciaire est un environnement continental, associé à toutes les grandes accumulations de glace actuelles ou disparus : calottes glaciaires, grands glaciers de plateaux et glaciers de vallées (Cubizolle, 2009). Ces accumulations résultent des accumulations de neige en amont d'un relief, transformée en glace sous son propre poids et mise en mouvement dans le sens de la pente (Huguet, 2008). Il se caractérise par la coexistence de processus d'érosion, de sédimentation et de déformation (Clerc, 2012).

A partir de là, il en résulte plusieurs environnements de dépôts (Fig. IV.04) qui peuvent être regroupés en deux grands ensembles (Clerc, 2012) :

- *Les environnements proglaciaires* : sans influence directe de la glace, ils comportent : l'environnement fluvioglaciaire, glaciomarin et glaciolacustre ;
- *Les environnements glaciaires* : sous influence directe de la glace qui comprennent : l'environnement supraglaciaire et sous-glaciaire.

Il existe également l'environnement sous-glaciaire (Fig. IV.04), qui correspond à l'espace situé entre le substrat et le glacier. Ce dernier n'est généralement jamais influencé par les processus aériens (Brodzikowski & van Loon, 1991 in Clerc, 2012) et il se caractérise :

- Soit, par le contact direct entre la glace et le substrat, donnant lieu à la déformation et à l'érosion des sédiments ;
- Soit, par l'existence de chenaux et des cavités sous-glaciaires permettant le développement de processus de transfert et de dépôt de sédiments à l'interface glace-substrat.

La distinction des faciès sédimentaires associés à l'environnement sous-glaciaire ou proglaciaire reste difficile, notamment du fait de l'absence de critères discriminants (McCabe & Ó Cofaigh, 1994 in Clerc, 2012).

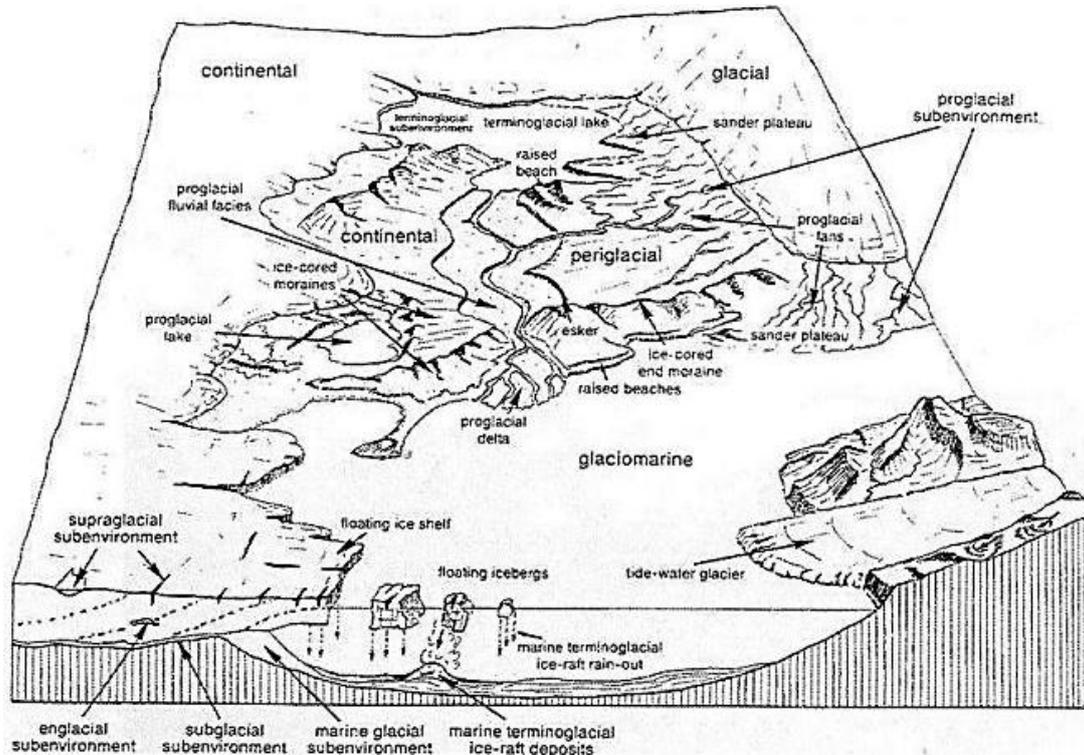


Fig.IV.04 : Modèle synthétique représentant les environnements proglaciaires et glaciaires (modifié d'après Brodzikowski & van Loon, 1991 in Clerc, 2012).

– Les glaciers

Les glaciers représentent un agent géologique extrêmement puissant, en occupant seulement 10 % de la surface terrestre (Toucanne, 2008). Il est défini comme étant une importante masse compacte de glace qui provient du tassement des couches de neige successives sous la pression de leur propre poids². La température à l'intérieur du glacier varie horizontalement et verticalement (Waller, 2001), d'où les trois types de glaciers (froids, tempérés et polythermaux) (Lelandais, 2018).

Les glaciers sont des agents d'érosion, qui usent leur lit (roches striées ou moutonnées) et y creusent des vallées en auge, bordées de replats (épaulements). Selon la résistance du fond de la vallée à l'effet abrasif de la langue glaciaire, on distingue les verrous (zones faites de roches résistantes) et les ombilics (zones sur-creusées faites de roches plus tendres) (Peycru & al, 2008) (Fig. IV.05). Il est également un puissant agent de transport (SSGm, 2009).

² <https://www.hardloop.fr/article/0444-20-mots-pour-comprendre-les-glaciers-et-briller-dans-les-refuges-alpins>

– Les dépôts glaciaires

D'après (Belcourt & Salze, 2016), les dépôts de l'environnement glaciaire peuvent être décomposés en deux groupes :

- *Les formations glaciaires* : qui se forment au contact de la glace ;
- *Les formations péri-glaciaires* qui sont à la périphérie des glaciers.

Le premier groupe comporte les terrains formés par le déplacement de la glace, qui sont les moraines (Fig. IV.05). Ce sont des dépôts hétérogènes regroupant des éléments mal classés (Peycru & al, 2008), dans lesquels des argiles, des limons, du sable emballent des blocs de roche anguleux de grande taille (Huguet, 2008).

Le deuxième groupe correspond aux formations liées à l'eau, qui sort du glacier durant sa fonte, elles peuvent être fluviales ou lacustres en fonction du milieu de sédimentation (Belcourt & Salze, 2016), qui correspondent respectivement aux dépôts fluvio-glaciaires et les dépôts glacio-lacustres (SSGm, 2009) (Fig. IV.05).

– Dépôts fluvio-glaciaires

D'après (Huguet, 2008), ils se présentent, sous forme de surfaces topographiques situées en aval du front morainique, soit sur le flanc ou en fond de vallée, il s'agit de matériel sédimentaire détritique aux éléments mieux classés que dans les moraines, disposé sous forme de litage net mais grossier. Le profil de la vallée est bien distinct par sa forme en "u" dite "en auge" (Fig. IV.05).

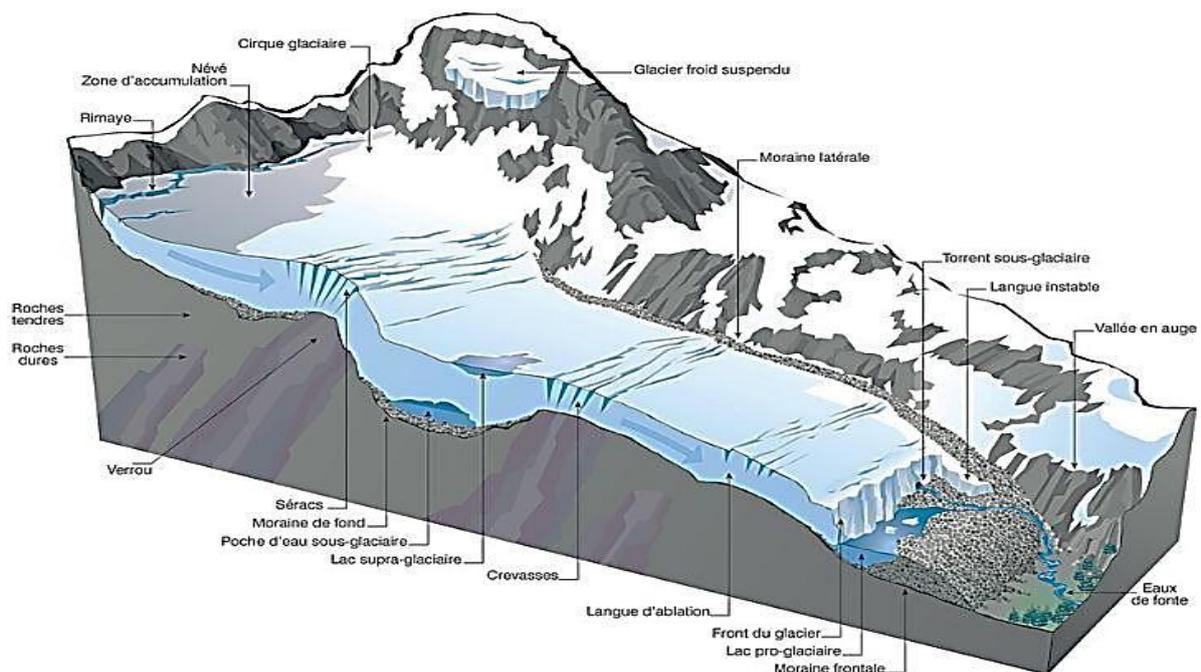


Fig.IV.05 : Modèle synthétique montrant les différents dépôts glaciaires (depuis Hardloop.fr)

IV.2. Glaciation de la fin de l'Ordovicien

En nous basant sur le travail de (Hirst et al, 2002), la période de l'Ordovicien supérieur a connu un changement climatique majeur, qui a conduit au développement d'un large inlandsis, s'étendant depuis le pôle Sud jusqu'aux régions périphériques du paléo-continent Gondwana. (Clerc, 2012), a considéré que cette glaciation est atypique en la comparant avec les autres épisodes glaciaires qui ont ponctué l'histoire de la Terre depuis sa naissance. Elle intervient à une période où la pression partielle de dioxyde de carbone atmosphérique (pCO_2) était très élevée (Crowley & Baum, 1995). Elle coïncide également avec de fortes excursions du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$, associées à des baisses importantes du niveau marin (Brenchley & al., 1994). Hormis ces changements environnementaux, un effet significatif sur la faune a eu lieu, avec la disparition de près de 85% des espèces et 60% des genres (Jablonski, 1991), marquant l'existence d'une crise biologique majeure dans l'histoire de la Terre.

IV.2.1. Durée de la glaciation

D'après (Clerc, 2012), la glaciation de l'Ordovicien supérieur initialement envisagée comme une glaciation longue a été ensuite considérée comme un événement climatique court. Cet événement est d'abord mis en évidence par $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ à la fin de l'Hirnantien. Le début de la glaciation se situerait dans la zone à *Extraordinarius* et la fin de la zone à *Persculptus* (Ghienne et al., 2007), entre 445.6 et 443.7 ± 1.5 Ma (Gradstein et al., 2004). Cette glaciation représenterait donc un épisode court, de 1 à 2 Ma, restreint à l'Hirnantien (Brenchley & al., 1994), mais cette hypothèse reste discutée (Fig. IV.06).

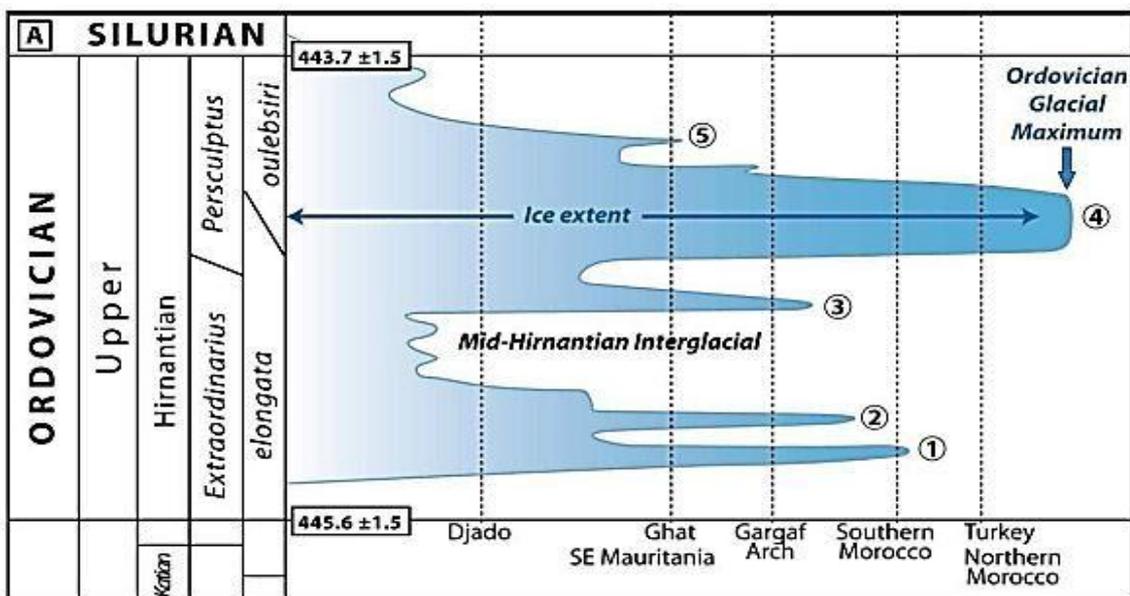


Fig.IV.06 : Cycles glaciaire à l'Ordovicien terminal (Modifié d'après Moreau, 2011 in Clerc, 2012).

IV.2.2. Contexte global

La glaciation fin-ordovicienne correspond au développement d'une calotte glaciaire s'étendant sur la partie occidentale du Gondwana, de la péninsule arabique à l'Amérique du sud et du Maroc à l'Afrique du Sud (Beuf et al., 1971) (Fig.IV.07). L'hypothèse « maximale » envisage l'existence d'une seule calotte, ayant un diamètre de près de 8 000 km, ce qui serait bien supérieur à la taille de l'actuelle calotte glaciaire antarctique. Une hypothèse alternative « minimale » propose le développement de plusieurs calottes de tailles plus réduites (Ghienne et al, 2007 in Clerc, 2012).

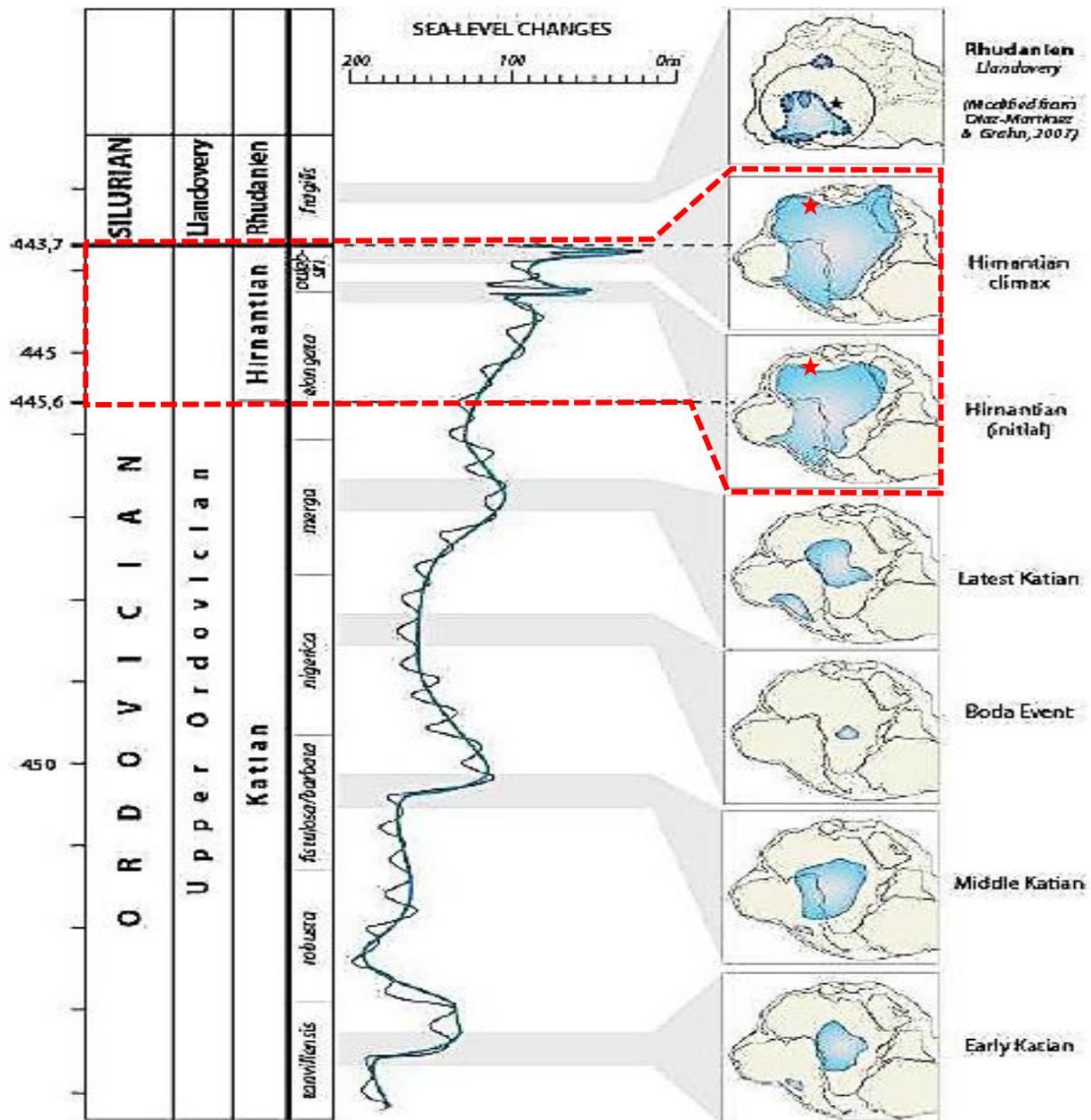


Fig.IV.07 : Variations du niveau marin et hypothèses d'évolution des calottes de l'Ordovicien supérieur (Loi et al. 2010) et au Silurien inférieur (Diaz-Martinez et Grahn, 2007 in Clerc, 2012). L'étoile rouge montre la localisation de la région d'étude.

IV.2.3. Enregistrement glaciaire dans la région d'étude

D'après (Zazoune & Mahdjoub, 2011), durant la fin de l'Ashgill (Brenchley et al, 1995), l'évolution tectono-stratigraphique des systèmes sédimentaires du Sahara algérien était typique de la plate-forme cratonique stable du Gondwana, qui se trouve relativement près du pôle Sud, où se développe un inlandsis (Legrand, 2003) (Fig. IV.08).

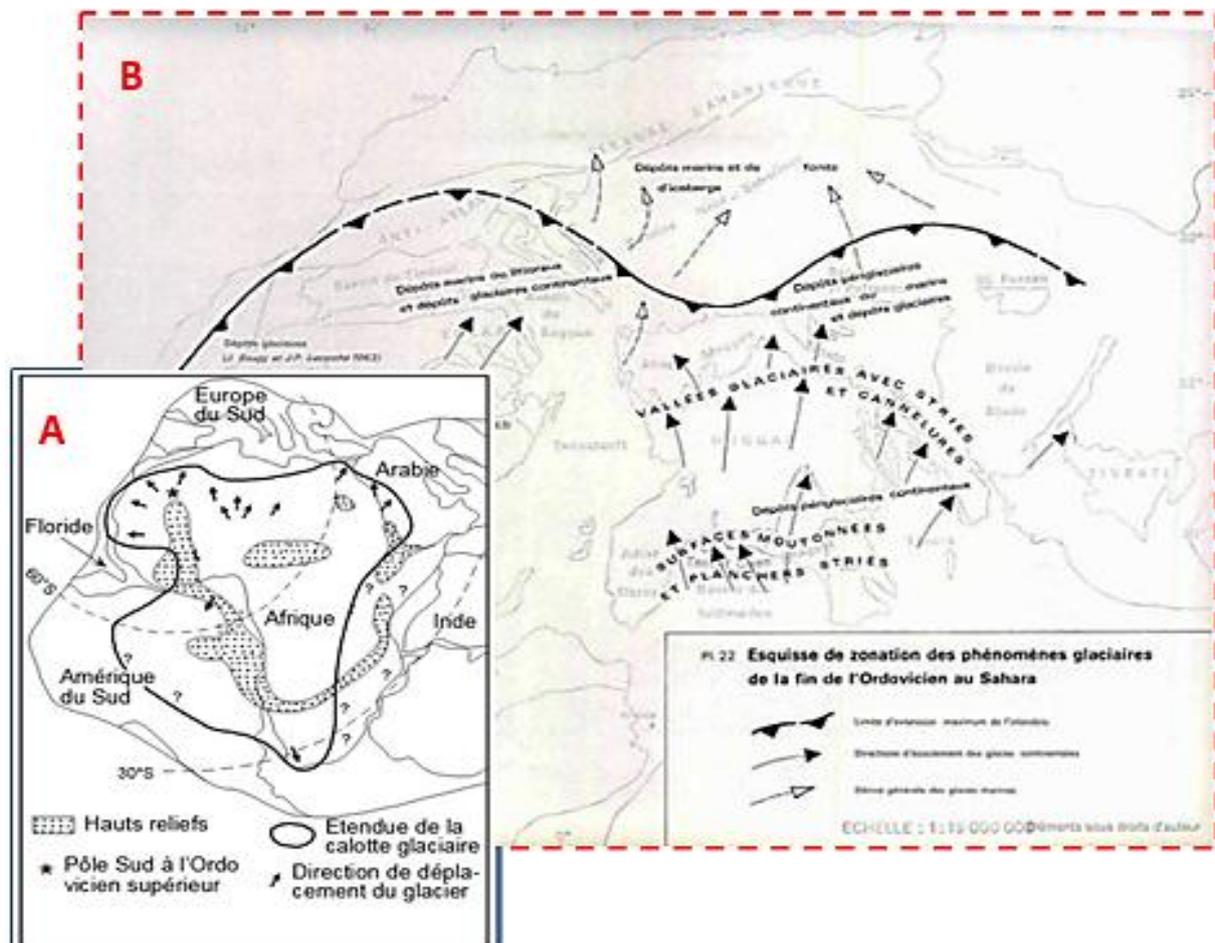


Fig.IV.08 : (A) Reconstitution paléogéographique, à l'Ordovicien supérieur, de la partie Ouest du Gondwana, indiquant l'extension approximative de la calotte glaciaire (Beuf & al, 1971 ; modifiée in Konaté & al, 2006). (B) Esquisses de zonation des phénomènes glaciaires de la fin de l'Ordovicien au Sahara (Beuf & al, 1971).

En nous basant sur les travaux de (Beuf & al, 1971), cette glaciation s'enregistre à l'échelle du bassin d'étude par une surface d'érosion glaciaire majeure et le développement de morphologies sous-glaciaires parmi lesquelles des vallées glaciaires interprétées comme des vallées tunnel (Ghienne & Deynoux, 1998 in Clerc, 2012). L'environnement caractéristique est marin peu profond, associé au développement de rampes silicoclastiques, dominées par des processus de dépôt liés à la houle et aux tempêtes.

Les modèles de dépôts ci-dessus ont été proposés par (Hirst, 2012), depuis la période préglaciaire cambro-ordovicienne jusqu'à la phase de recul de glace de la fin de l'Ordovicien :

Période préglaciaire : le modèle de la phase précoce de l'incision des paléo-vallées (Fig. IV.09.A), montre que la phase d'avancée glaciaire a partiellement érodé les premiers dépôts proglaciaires avec des écoulements sous-glaciaires évacuant l'eau de fonte et incisant d'autres vallées tunnel (Roussé *et al.* 2009), les dépôts caractéristiques, dans la région d'In Amenas pendant ces périodes d'étendue maximale de la glace étaient limités aux sédiments syn-glaciaires, à forme de lit de traction dans les paléo-vallées glaciaires.

Période périglaciaire : le premier modèle de dépôt représentant la période de la reculée de la glace (Fig. IV.09. B), montre un terminus de la glace près de la ligne de la faille de Fadnoun, probablement en raison des paléo-hauts de granit le long de cette faille. Un coin de zone d'échouage de débris mal triés le long de la ligne d'échouage sous-marine de la glace était constitué de sédiments poussés mécaniquement dans la zone par la glace et de matériel sub-glacial libéré par la fonte des glaces (au niveau des incisions glaciaires) ; plus loin du front de glace, du matériel pélagique, y compris des dépôts morainiques, se sont accumulés. L'accumulation régulière de sédiments proximaux de la glace a échoué périodiquement en raison de l'instabilité, ce qui a entraîné des écoulements de débris s'étendant loin de l'extrémité de la glace.

Par la suite (Fig. IV.09.C), des débris mal triés ont continué à s'accumuler le long de la ligne d'échouement de la glace, mais le principal apport de sédiments dans la zone comprenait des écoulements catastrophiques périodiques qui sortaient de la base de la glace, livrant de gros volumes de grès, sous forme de ventilateurs turbiditiques.

Vers la fin (Fig. IV.09. D), les débris mal triés ont continué à s'accumuler le long de la ligne d'échouement des glaces et certaines coulées de débris peuvent avoir atteint la zone d'In Amenas, bien que les dépôts pélagiques soient devenus plus importants.

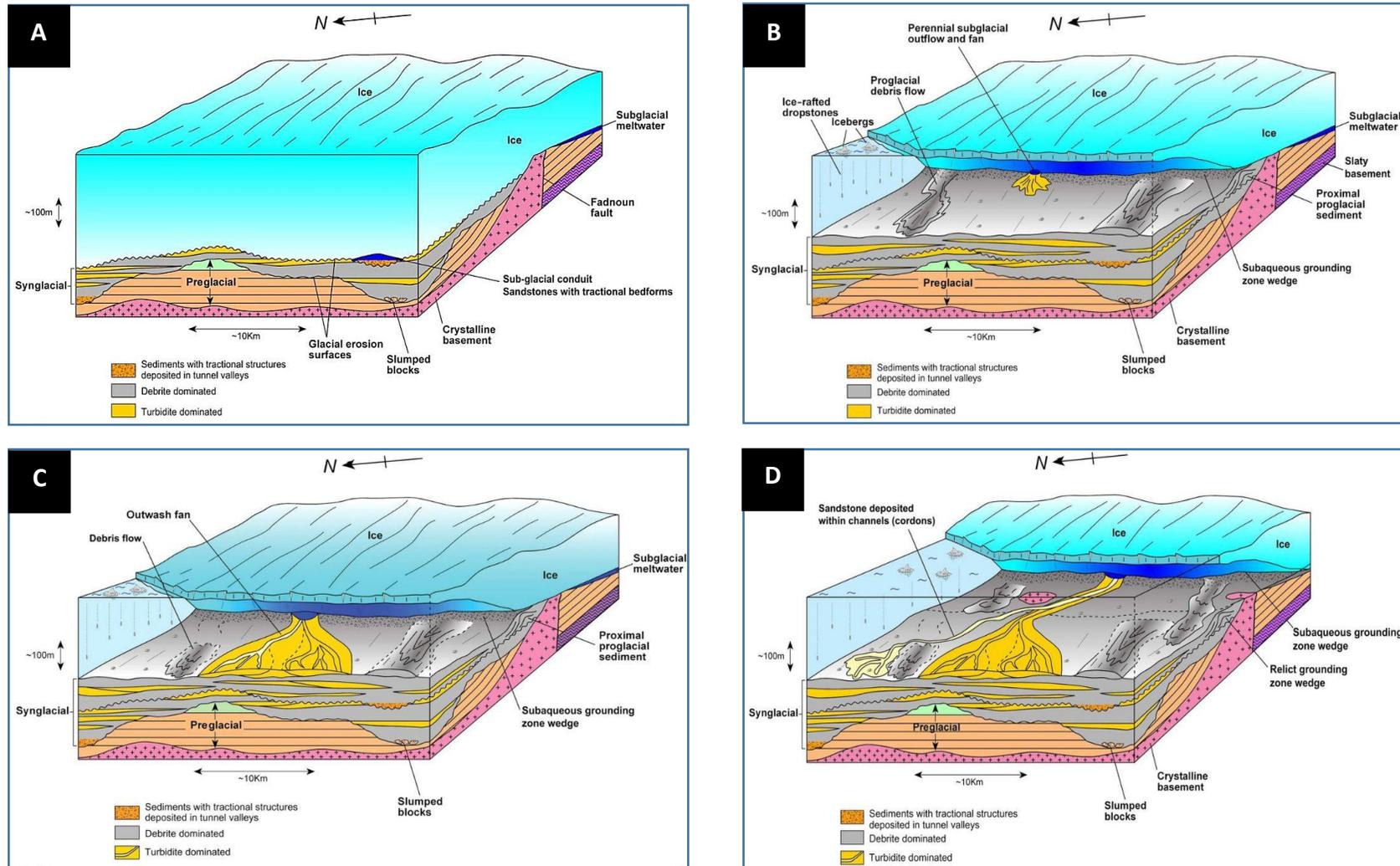


Fig.IV.09 : Reconstitutions synthétique de la chronologie des phases glaciaire et périglaciaire, de l'Ordovicien supérieur de la région d'In Aménas (d'après, *Hirst, 2012*).

Selon (Brahimi, 2018), le remplissage des paléo-vallées glaciaires est observé dans la formation pré-glaciaire d'In-Tahouite (Zazoune & Mahdjoub, 2011). Le remplissage fin-glaciaire, correspond aux dépôts de la formation de Tamadjert dans les Tassilis en surface, sous forme d'importantes accumulations de siltstones, d'argilites sableuses verdâtres (Beuf & al, 1971) ; et aux dépôts de la formation des grès d'El Golea (unité IV) en subsurface. Ces dépôts sont celés par d'épaisses couches d'argiles marines du Silurien, correspondant à une transgression post-glaciaire (Lüning & al., 2000) (Fig. IV.10).

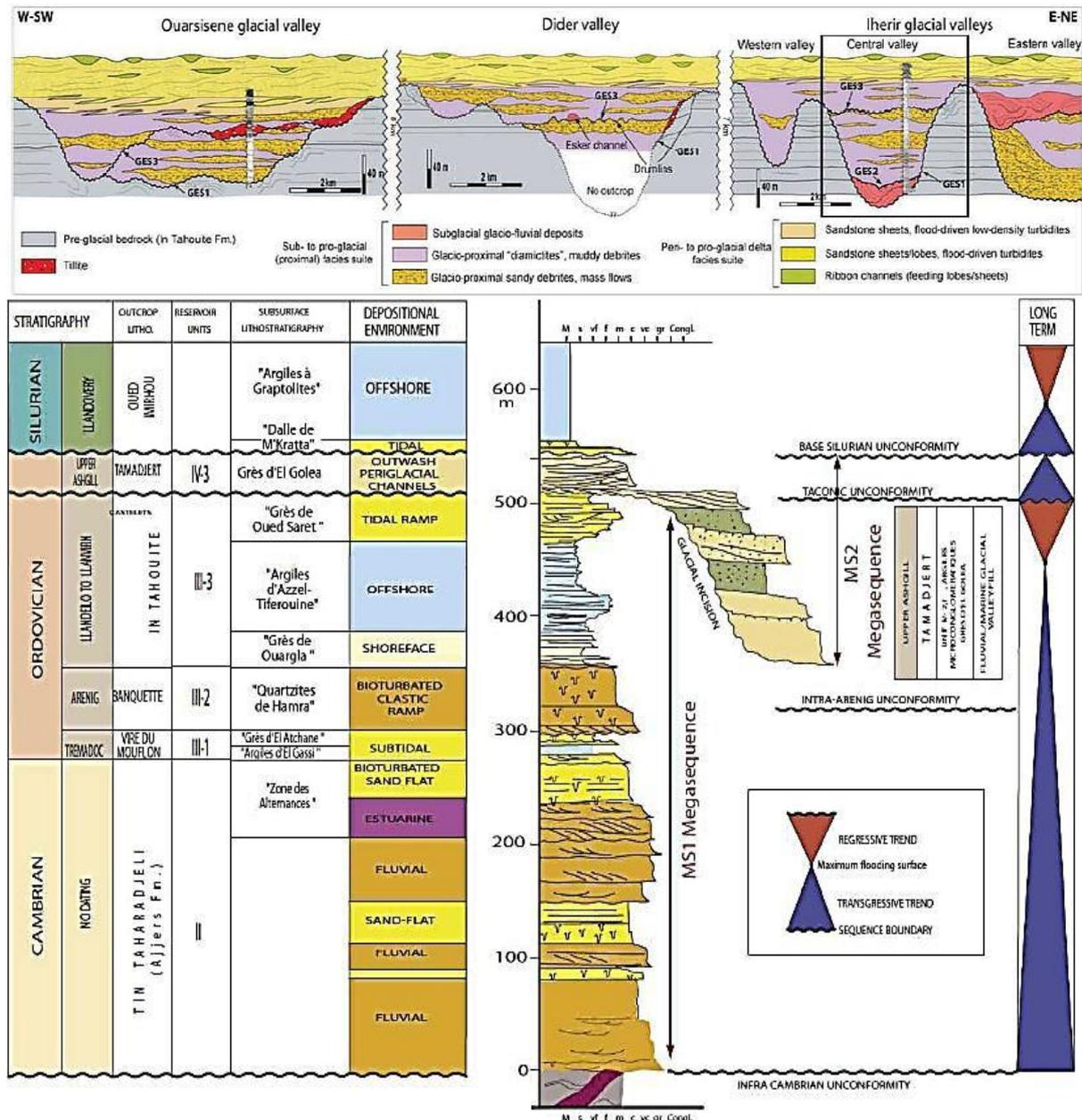


Fig.IV.10 : A) Coupe transversale synthétique de l'architecture interne des paléo-vallées Ouarsisene, Dider et Ihrir, dans le Tassili n'Ajjer (d'après Deschamps et al, 2013). B) Colonne stratigraphique synthétique depuis le toit du socle jusqu'au Silurien inférieur dans le bassin d'Illizi (d'après Deschamps et al, 2013 ; modifiée d'après Eschard et al, 2005). Depuis, (Brahimi, 2018).

III.2.4. Enregistrement glaciaire dans la zone d'étude

Dans cette partie, on proposera un modèle synthétique de l'évolution de l'environnement de dépôt de la zone d'étude, sur la base d'un découpage séquentiel stratigraphique effectué dans le chapitre précédent (chapitre III) et les travaux antérieurs.

IV.2.4.1. Phase d'installation de l'inlandsis

Durant l'Ashgilien, la zone d'étude a été le siège de dépôts glaciaires, suite au développement de l'inlandsis. Pendant cette phase, les conduites des eaux de fonte ont créé des réseaux de drainage, sous forme de vallées glaciaires. Ces dernières ont été dominées par un remplissage gréseux au niveau des canaux glaciaires et des diamictites subordonnées en interfluves, correspondant à la formation des Grès d'El Goléa, déposée dans un milieu deltaïque (plaine/ Front delta). (Fig. IV.11.A).

IV.2.4.2. Phase du retrait de l'inlandsis

Elle correspond à période de fonte graduelle du glacier, suivit d'une augmentation graduelle du niveau marin. Cette phase de début de retrait se caractérise par une dominance de dépôts gréseux au niveau des incisions glaciaires et au contact avec le glacier, et des diamictites au front du glacier (Fig. IV.11.B).

IV.2.4.3. Phase de la disparition de l'inlandsis

La disparition de l'inlandsis est suivie par une remontée du niveau marin eustatique. Le remplissage caractéristique est à dominance d'argiles microconglomératiques, déposées dans un milieu marin profond (Fig. IV.11.C).

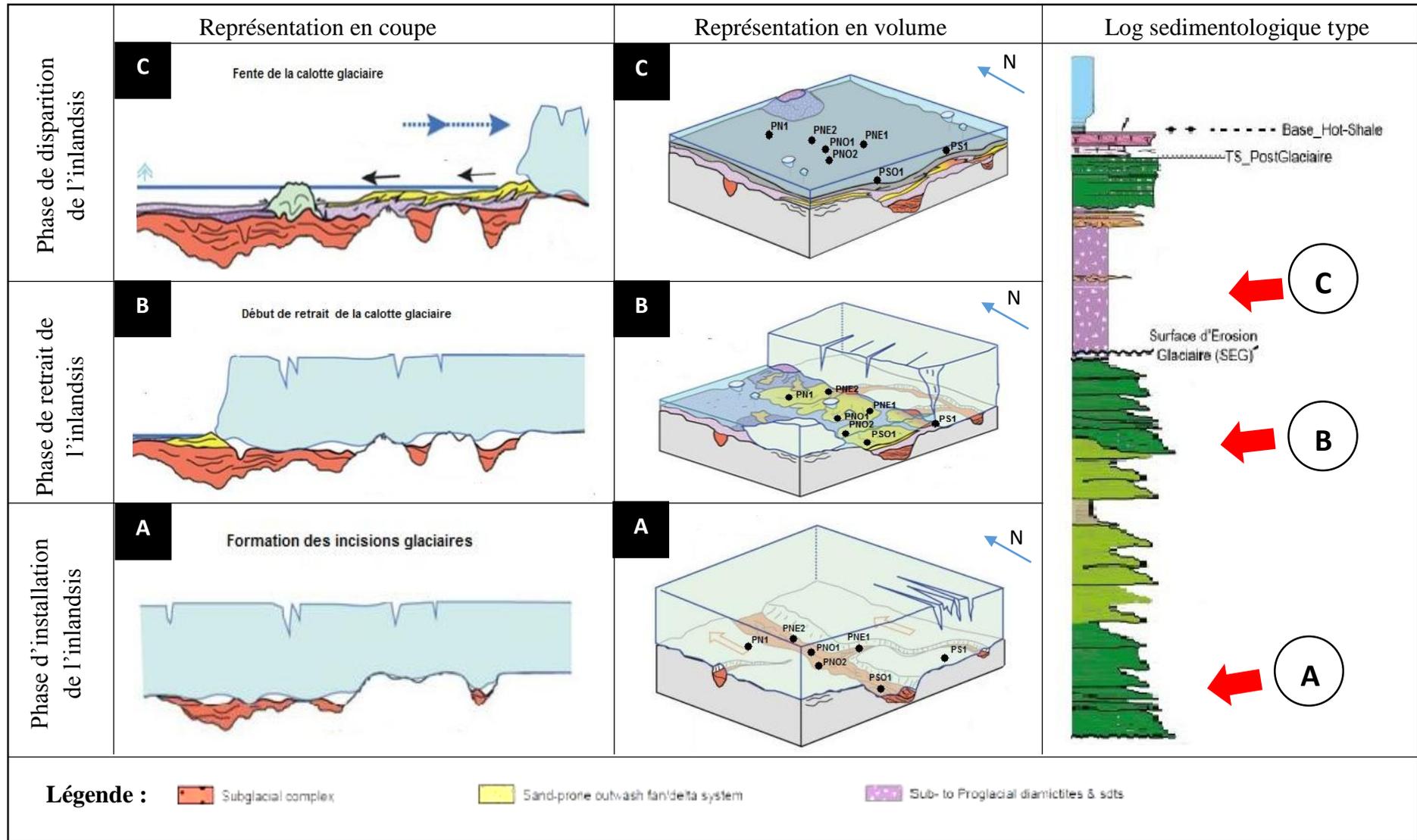


Fig.IV.11 : Reconstituions synthétique de la chronologie des phases glaciaires de l'Ordovicien supérieur de la zone d'étude.

III.3. Description des carottes

L'analyse détaillée des carottes prélevées dans le réservoir ordovicien « argiles microconglomératiques de l'unité IV-2 » du Puits PSO1, montre une dominance gréseuse très importante.

III.3.1. Photographies illustratives des faciès identifiés



Grès gris clair, moyens, mal classés, à drop stones imprégnés, et fracturés.



Grès noirs, fins à moyens, mal classés, imprégnés.



Grès gris foncé, fins à très fins, micacés à drop stones.



Grès gris clairs, fins à très fins, compacts quartzitiques.



Grès gris clair, fins, à stratifications obliques.



Grès gris foncé, fins, imprégnés, à drop stones.



Grès gris foncé, fins, imprégnés, à stratifications obliques et fractures décimétriques sub-verticales

III.3.2. Analyse des faciès des carottes du puits PSO1

Les faciès décrits dans les trois carottes montrent l'existence des niveaux gréseux de différentes caractéristiques :

III.3.2.1. Carotte n°1 (2221-2207)

Cette carotte présente de bas en haut les trois (03) faciès décrits ci-dessous (Fig. IV.12) :

- **Faciès 1** : grès gris foncé à noir, micacés, mal classés, avec la présence des bancs imprégnés, à drop stones et soft sédimentation. Ces derniers présentent des fractures décimétriques sub-verticales ouvertes.
- **Faciès 2** : grès de couleur gris foncé à noir, micacés et imprégné. Ces grès sont mal classés à grains fins voir moyens et à drop stones (gros grains de quartz). Ces derniers présentent des fractures décimétriques sub-verticales ouvertes.
- **Faciès 3** : grès mal classés de couleur gris foncé voir noir, légèrement micacés et imprégnés. Ces derniers comportent des grains fins à moyens, quelques drop stones. Et des fractures décimétriques sub-verticales ouvertes.

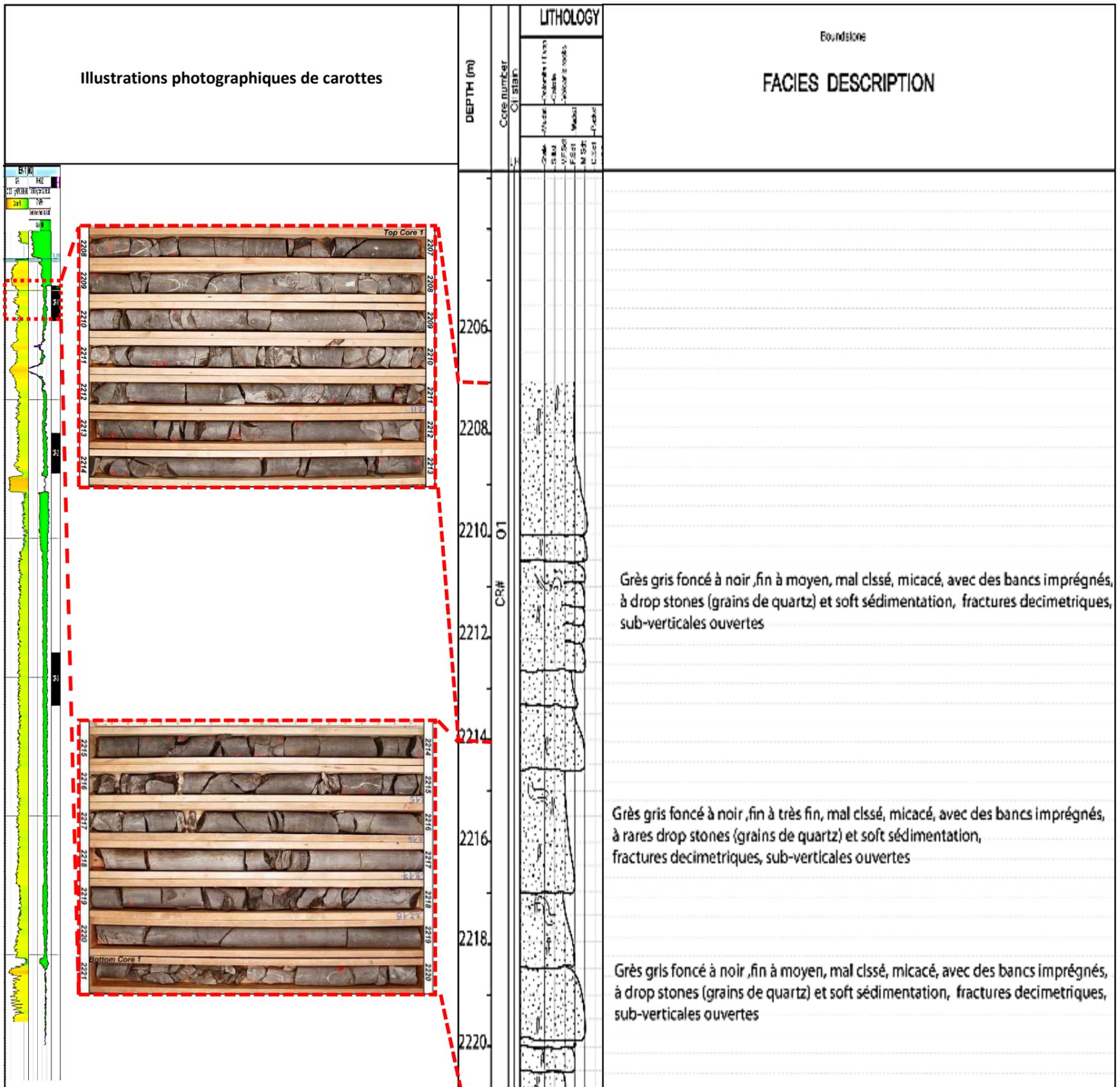


Figure.IV.12 : Succession lithostratigraphique de l'Ordovicien terminal, carotte n°1, puits PSO1.

IV.3.2.2. Carotte n°2 (2278-2263)

Cette carotte présente de bas en haut les trois (03) faciès décrits ci-dessous (Fig. IV.13) :

- **Faciès 1** : grès fins à très fins, compacts quartzitiques, à quelques stratifications obliques et rides de courant. Ces derniers présentent des fractures ouvertes.
- **Faciès 2** : grès de couleur gris foncé à noire, micacés et imprégnés. Ces grès sont mal classés à grains fins voir moyens et à drop stones (gros grains de quartz). Ces derniers présentent des fractures décimétriques sub-verticales ouvertes.
- **Faciès 3** : grès mal classés de couleur gris foncé voir noir, légèrement micacés et imprégnés. Ces derniers comportent des grains fins, quelques drops stones. Et des fractures décimétriques sub-verticales ouvertes.

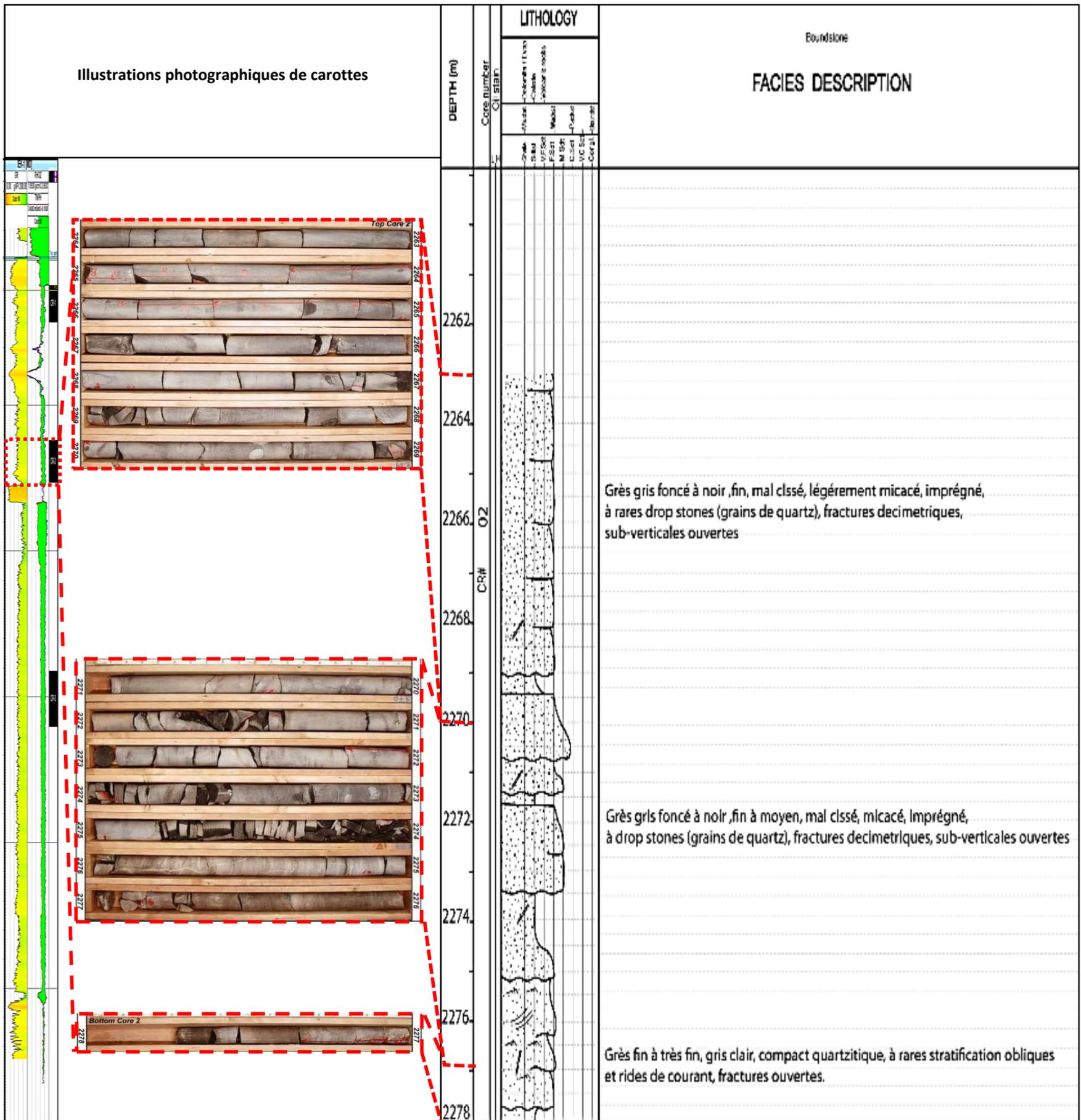


Figure.IV.13 : Succession lithostratigraphique de l'Ordovicien terminal, carotte n°2, puits PSO1.

IV.3.2.3. Carotte n°3 (2361-2343)

Cette carotte présente, du bas vers le haut, cinq (05) les faciès ci-dessous (Fig. IV.14) :

- **Faciès 1** : grès massifs noirs micacés, à grains fins voir moyens, micacés, imprégnés, à gros grains de quartz ;
- **Faciès 2** : grès massifs gris clair micacés, à grains moyens, mal classés à drop stones (gros grains de quartz). Ces derniers présentent des fractures décimétriques ouvertes.
- **Faciès 3** : grès massifs micacé, de couleur gris foncé à noire et imprégnés. Les grains qui les composent sont mal classés, de taille fine à moyenne à grains de quartz. Ces grès présentent des fractures décimétriques sub-verticales ouvertes.
- **Faciès 4** : grès massifs micacés, de couleur gris clair. Ce sont des grès mal classés, à grains moyens, à drop stones, présentant des fractures décimétriques ouvertes.
- **Faciès 5** : grès massifs micacés, imprégnés, mal classés avec la présence des grains de quartz et des grains fins à moyens. Ces grès comportent des fractures décimétriques, sub-verticales ouvertes.

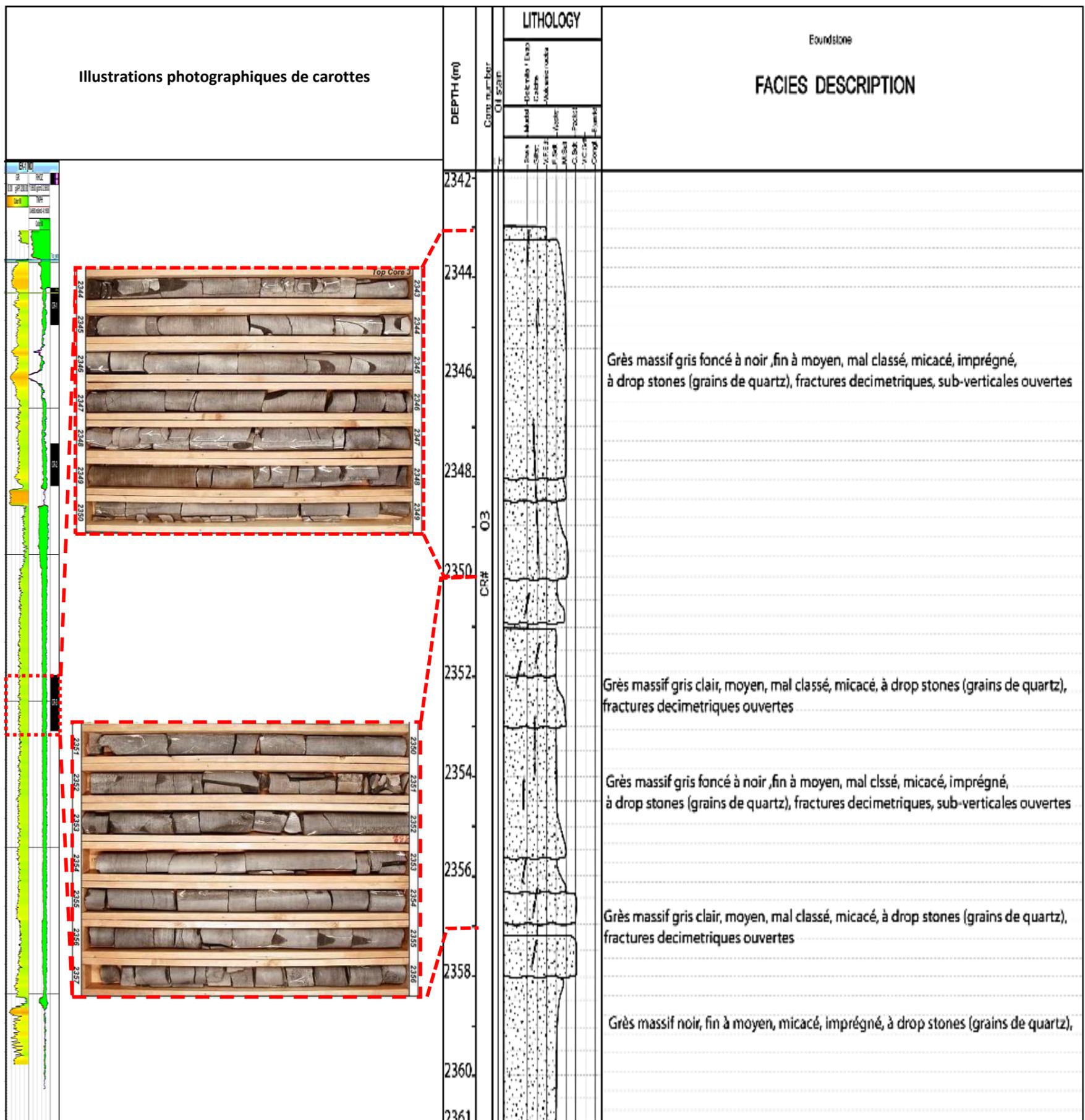


Figure.IV.14 : Succession lithostratigraphique de l'Ordovicien terminal, carotte n°3, puits PSO1.

IV.4. Conclusion

Les gisements proglaciaires de l'Ordovicien forment des réservoirs de gaz dans le champ d'In Amenas. Des modèles de dépôt ont été développés pour comprendre l'évolution des environnements sous-glaciaires vers les environnements proglaciaires, et la disposition des dépôts glaciogénétiques, dont le remplissage des paléo-vallées glaciaires fait partie.

La succession glaciogénique témoigne d'une période de développement d'une calotte glaciaire dans la zone d'étude, qui correspond à la phase précoce de l'incision des paléo-vallées, à remplissage synglaciaire représenté par la formation des Grès d'El Goléa, caractérisée par un remplissage à dominance gréseuse au niveau des canaux glaciaires et des diamictites subordonnées en interfluves. Cette période est suivie par un période périglaciaire, qui correspond au retrait du glacier installé et la remontée du niveau marin, caractérisée par un matériel glaciogénique plus fin (diamictites sub à proglaciaires), pour former les argiles microconglomératiques.

La description des trois carottes, qui appartiennent aux argiles microconglomératiques du Puits PSO1, montre des caractéristiques médiocres à moyennes vue la taille des grains souvent fins et mal classés ; Cependant, plusieurs niveaux imprégnés ont été rencontrés et les fractures décimétriques ouvertes sur toute la longueur des carottes conférant ainsi à ces niveaux la qualité d'un bon réservoir à hydrocarbures.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale

1. Synthèse des principaux résultats

Ce travail, qui avait pour objectif principal de caractériser les paléo-vallées glaciaires de l'Ordovicien terminal dans la région d'in Amenas, par les méthodes sismique, de stratigraphie séquentielle et de sédimentologie, a abouti aux résultats suivants :

La juxtaposition des remplissages des paléo-vallées glaciaires et les argiles siluriennes, représentent un système pétrolier complet, dans lequel ces dernière jouent le rôle de roche mère et roche couverture, en même temps, tandis que les dépôts glaciaires sont tout à fait indiqués pour constituer un bon réservoir d'hydrocarbures.

Selon les principes de la stratigraphie séquentielle, les grès d'El Goléa (GEG), qui constituent les dépôts des premières érosions glaciaires, renferment un cortège de bas niveau marin (LST) régressif, déposés dans un milieu deltaïque (plaine/ front de delta). A l'opposé des argiles micro-conglomératiques (AMC), qui correspondent aux dépôts de l'érosion glaciaire terminale, sous forme d'un cortège transgressif (TST), déposés dans un milieu marin plus profond suite à la fonte des glaces.

L'étude sédimentologique explique la mise en place des grès d'El Goléa (GEG) et les argiles micro-conglomératiques (AMC) par un cycle climatique glaciaire-interglaciaire.

L'analyse des carottes fait ressortir un intérêt pétrolier mais avec des paramètres pétrophysiques médiocres à moyens au vu de la taille des grains constitutifs de ce réservoir.

2. Recommandations

Suivant les résultats obtenus au cours de ce travail, et dans le but de mettre en évidence le potentiel pétrolier du remplissage des paléo-vallées glaciaires, de l'Ordovicien supérieur et de proposer d'éventuels forages, nous recommandons de faire :

- Une caractérisation plus détaillée de ce réservoir, à l'échelle de la zone d'étude
- Faire une modélisation 3D du réservoir, pour une meilleure visualisation de l'extension du réseau de paléo-vallées glaciaires.
- Vue la présence d'indices potentiels en hydrocarbures, et dans le cas où les conditions sont remplies, l'un des recours possibles pour améliorer la qualité de ce réservoir, est l'opération de fracturation hydraulique, qui est une technique de stimulation efficace.

GLOSSAIRE

A

Accommodation : espace (volume) total disponible pour accumuler des sédiments. En domaine marin littoral, cela correspond au domaine délimité entre le niveau de la mer et le substratum au début de la sédimentation.

Adobe Illustrator : est un logiciel de création graphique vectorielle. Il fait partie de la gamme Adobe et peut être utilisé indépendamment ou en complément de Photoshop, il offre des outils de dessin vectoriel puissants.

B

Bassin sédimentaire : une dépression de la lithosphère créée par des événements tectoniques et où s'accroissent des dépôts. Ces bassins sont créés surtout lors de l'étirement de la lithosphère ou lors de la compression, sous l'effet de la subsidence.

C

Carottage : une méthode de forage d'exploration, visant à prélever un échantillon in-situ et continu sous forme d'un cylindre de roche à l'aide d'un trépan annulaire, afin de dresser une coupe géologique d'une portion du sous-sol. L'échantillon ainsi obtenu s'appelle une carotte. Il peut être réalisé verticalement ou obliquement suivant le but poursuivi.

Cartes en isobathes : cartes représentées par des courbes qui sont des lignes joignant les points d'une même profondeur.

Cartes en isopaques : cartes contenant des lignes stratigraphiques correspondant au lieu de tous les points d'épaisseur égale

D

Delta : Embouchure d'un fleuve, dans la mer ou dans un lac, généralement divisé en plusieurs bras, où s'accumulent les sédiments (alluvions) dans une zone de forme grossièrement triangulaire.

Diamictite : Roche terrigène, dont les éléments sont mal classés et se présentent sous diverses tailles.

Dismigration : Lorsque les hydrocarbures ne rencontrent pas d'obstacle au cours de leur migration, ils atteignent la surface du sol conduisant à la formation d'indices superficiels, puis à la destruction plus ou moins complète des hydrocarbures par les agents atmosphériques. On parle aussi de fuite d'hydrocarbures.

Dropstones : correspondent aux petits galets, le plus souvent de quartz, bien roulés, ayant l'aspect de dragées (ex. grès à dragées).

E

Exploration : recherche d'hydrocarbures précédée d'une phase d'étude géologique et géophysique, permettant la délimitation de la zone à explorer. L'exécution d'un forage permet de vérifier la présence d'hydrocarbures. L'évaluation du potentiel du gisement et les conditions économiques détermineront le passage ou non à la phase de production.

Eustatisme : niveau de la mer mesuré à partir d'un point de référence dans le soubassement. Il ne tient pas compte de l'épaisseur du sédiment, mais comprend compte de la subsidence ajouté au niveau eustatique.

Espace disponible : espace résiduel entre le sommet du sédiment et le niveau de la mer.

F

Forage : consiste à réaliser un puits qui connecte le réservoir contenant les hydrocarbures à la surface. Il est un élément clé de toute prospection pétrolière.

Front du delta : correspond au prolongement de la plaine deltaïque sous la mer.

G

Gaz : au sens des pétroliers, le gaz ne contient que des hydrocarbures très légers (molécules d'hydrogène et de carbone), son composant principal est le Méthane (l'hydrocarbure le plus léger de tous).

Géochimie : étudie le processus de formation, de l'histoire et du potentiel pétrolier généré par la roche mère dans le bassin sédimentaire.

Géophone : un capteur qui est utilisé en sismique terrestre et qui transforme les mouvements du sol en signaux électriques. En Algérie, ces géophones sont généralement monodirectionnels posés ou plantés verticalement. Ils ne sont sensibles qu'aux mouvements verticaux du sol (enregistrement de l'onde P). Il existe des géophones bidirectionnels et des géophones tri directionnels qui permettent aussi d'enregistrer les ondes S.

Gisement : au sens des pétroliers, il correspond à l'accumulation naturelle d'hydrocarbures dans un site géologique particulier. Les gisements sont classés en :

- Gisements Simples : réserves inférieures à 70 millions de tonnes
- Gisement Géant : réserves comprises entre 70 et 700 millions de tonnes
- Gisement Super Géant : réserves supérieures à 700 millions de tonnes.

H

Hydrocarbures : ce sont des produits complexes liés à la dégradation de la matière organique, sous forme de molécules organiques composé d'atome de carbone et d'hydrogène d'où leur nom. On distingue 3 grandes familles de composés :

- *Hydrocarbures saturés* qui ne comportent que des liaisons carbone-carbone simples. Ce sont les Paraffines et les Naphtènes.
- *Hydrocarbures insaturés* qui présentent des doubles (Oléfines) ou triples liaisons (Acétyléniques) carbone-carbone.
- *Hydrocarbures aromatiques* : caractérisés par un ou plusieurs cycles à 6 atomes de carbone de type benzénique.

I

Inlandsis : correspond à très grande étendue de glace, recouvrant la terre ferme et qui peut atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur.

K

Kérogène : désigne la matière organique insoluble contenue dans une roche ; il représente la fraction non transformée en hydrocarbures de la matière organique initiale. Il existe plusieurs types de Kérogène, ils se différencient par leur proportion en des rapports H/C et O/C.

M

Migration : les hydrocarbures nouveau-nés sont des molécules de petite taille, ils prennent plus de place dans la roche mère que le kérogène originel ; Ils vont donc être expulsés en permanence dans les roches qui entourent la roche mère. Le gaz et l'huile étant plus légers que l'eau, qui imprègne toutes les roches du sous-sol, commencent une lente ascension vers la surface, c'est la migration. Il existe deux types de migration :

- *Migration primaire* : C'est la migration de la roche mère vers le réservoir. Les deux facteurs qui provoquent principalement cette migration primaire sont le tassement des sédiments et les phénomènes de tension superficielle,
- *Migration secondaire* : C'est la migration à l'intérieur du réservoir.

Modélisation de bassin : méthode stratégique dans l'exploration d'un bassin sédimentaire : elle met en relief l'intérêt d'une zone, par la compréhension de l'évolution du bassin :

- *L'histoire de la maturation,*
- *La génération et l'expulsion,*
- *Le piégeage des hydrocarbures et même la migration.*

Moraine : ensemble de pierres non consolidées, traînées et modelé par un glacier, et déposé lors de la fente du glacier.

O

Offshore : environnement marin profond, c'est une zone de faible énergie, caractérisée par une sédimentation fine (argileuse).

P

Paléo-vallée glaciaire : est un type de vallée, en forme de « u », qui résulte de la mobilité d'un glacier ,emplissant tout le fond de la vallée et l'érodant par surcreusement, formée à une époque géologique ancienne.

Petrel : correspond à une plateforme logicielle, utilisée dans le secteur de l'exploration et de la production de l'industrie pétrolière, qui permet à l'utilisateur d'interpréter les données sismiques , d'effectuer une bonne corrélation, de construire des modèles de réservoir...etc.

Période glaciaire : correspond à la fois à une phase paléoclimatique froide et une période géologique de la Terre, durant laquelle une partie importante des continents est englacée. L'histoire de la Terre est marquée par de nombreux épisodes glaciaires.

Période interglaciaire : c'est une période qui sépare entre deux glaciations, caractérisée par la disparition ou le recul considérable des glaciers, en rapport avec réchauffement du climat.

Pétrole : il tient son nom du latin, composé à partir des deux mots « *petra* » et « *oleum* », signifie littéralement « huile de pierre » : qu'on l'on trouve dans les roches sédimentaires. Le pétrole est un mélange complexe de solide (Bitume), de liquide (huile) et de gaz ; sous forme d'hydrocarbures avec de petites quantités d'azote, d'oxygène et de soufre.

Pièges : au cours de leur migration, pour que les hydrocarbures s'accumulent, il faut qu'ils rencontrent une barrière qui les arrête, c'est-à-dire un piège. D'une façon générale, on peut dire que toute anomalie géologique, que son origine soit tectonique (pli anticlinal, flexure, faille), stratigraphique (biseau, récif) ou lithologique (perte de perméabilité, lentilles), qui donne au toit du réservoir une allure concave vers le bas, est susceptible de constituer un piège. On dira alors que le réservoir est fermé ou même plus simplement qu'il existe une fermeture.

On distingue trois grands groupes de pièges :

- Les pièges structuraux (anticlinaux, failles...etc.)
- Les pièges stratigraphiques (lentilles, dômes de sel, les biseaux, les récifs...etc.)
- Les pièges mixtes et dômes de sel.

Plaine deltaïque : est le prolongement de la plaine alluviale. Elle est parcourue par un réseau de chenaux ramifiés, les distributaires. Entre les chenaux s'étendent des zones marécageuses et garnies de végétation sous climat humide.

Prodelta : est la partie la plus externe et la plus profonde du delta ; il repose sur les sédiments marins de la plate-forme littorale.

R

Roche couverture : c'est la roche qui empêche l'expulsion des hydrocarbures en surface, connue par sa lithologie fine, sa porosité forte ou faible et parfois même nulle et surtout par sa perméabilité nulle. Son efficacité dépend de : son épaisseur, sa composition lithologique, sa fracturation, et du temps (timing).

Roche mère : est la roche qui a la capacité de générer suffisamment d'hydrocarbures, pour former des accumulations d'huile et/ ou de gaz. Cette dernière est connue par sa porosité et surtout sa richesse en matière organique : par un lent processus d'enfouissement de plusieurs millions d'années, duquel résulte une augmentation de la température et de la pression, la matière organique se transforme lentement en pétrole.

Roche réservoir : est la roche qui emmagasine les hydrocarbures, elle doit répondre à un ensemble de critères dont les plus importants sont la perméabilité (pour permettre aux hydrocarbures de circuler au sein de la formation) et la porosité.

S

SedLog : est un logiciel multiplateforme pour la création des logs lithostratigraphiques synthétiques.

Sédimentologie : une branche de la géologie, c'est l'étude des phénomènes sédimentaires et des roches sédimentaires. Elle étudie le mode de formation des dépôts, leurs évolutions dans le temps et dans l'espace et leurs caractères notamment des roches réservoirs.

Séquence sismique : c'est un enchaînement de traitement avec des possibilités de contrôle et de sortie intermédiaires qui permet d'obtenir à partir des bandes magnétiques terrain un document définitif interprétable appelée « section finale ».

Shorface : environnement d'avant côte (subtidale et intertidale).

Sismique 2D : l'acquisition se fait des portions de lignes droites appelées profil. L'image obtenue dans le domaine (x, t) après traitements appropriés, est appelée section sismique. L'axe horizontal représente les points de la subsurface long du profil et l'axe vertical représente le temps d'enregistrement.

Sismique 3D : l'image obtenue est un cube composé d'un ensemble de sections parallèles entre elles. En sismique terrestre, la mise en œuvre classique de la sismique à 3D consiste à étaler des

dispositifs en croix avec des images de sources perpendiculaires aux lignes de détection. Plusieurs lignes parallèles de récepteurs peuvent être utilisées simultanément pour obtenir une couverture multiple suivant des surfaces rectangles.

Subsidence : correspond à l'enfoncement progressif, régulier ou saccadé, pendant une assez longue période, du fond d'un bassin sédimentaire, marin ou non. C'est ce phénomène qui permet en particulier l'accumulation sur de fortes épaisseurs de sédiments qui se sont cependant formés sous une faible profondeur.

Système pétrolier : C'est l'ensemble des paramètres comme la roche mère, le réservoir, la couverture et le piège qui constitue un système pétrolier dans un bassin sédimentaire.

BIBLIOGRAPHIE

A

- Abizar, J. & Aoudjehout, A., 2016 :** La géomécanique au service de la fracturation hydraulique : Exemple des réservoirs compacts de l'Ordovicien (Bassin d'Illizi, Algérie)
- Achab, A., 1970 :** Le Permo-Trias saharien. Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie, Thèse Alger, Juin 1970. 1 Vol
- Ahmed Zaid, I., 2020 :** Notions de base en Stratigraphie sismique, cours Master2 GBS, UMMTO.
- Ameur Zaimeche, O., 2018 :** Exploration des hydrocarbures, cours Master, Univ. Kasdi Merbah, Ouargla.
- Amoumen, I. & Mahdjoubi, M., 2019 :** Etude des paramètres pétrophysiques du réservoir dévonien F3, secteur Nord-Est du champ d'Alrar, bassin d'Illizi, thèse de master2, Univ.Kasdi Merbah, Ouargla.
- ASF, 1989 :** Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires, Éditions Technip, 27 rue Ginoux 75737, paris.
- Attar, A. & al., 1980 :** Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère du bassin d'Illizi (Fort Polignac), Algérie, Rev. Inst. Fr. Pétrole, Paris, Vol. XXXV. n°4
- Azzi, M., 2018 :** interprétation sismique structurale au toit de Dévonien F2, Silurien F6-M1 et l'Ordovicien de la région Nord Est (Bassin d'Illizi). Thèse Master II, Univ. Kasdi Merbah, Ouargla.

B

- Ball, E., 1980:** an exemple of very consistent brittle deformation over a wide intracontinental area: the late pan-african fracture system of the Touareg and Nigerian Shield. Tectonophysics.
- BEICIP-Sonatrach, 1975 :** Étude structurale et cartographique de bassin d'Illizi. Môle d'El Biod., (rapport interne).
- Belcourt, O. & Salze, David., 2016 :** Roches sédimentaires, stratigraphie, (Mines Alès). Licence : CC By-NC-SA. Décembre 2016.
- Beldjilali, W. & Kheldoun A., 2013 :** contribution à l'étude de quelques gisements pétroliers dans le Sud-Est Algérien.
- Bellec, V., 2003 :** Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Néogène, Univ.Bordeaux I, thèse, doc.
- Biju-Duval Bernard, 1999 :** Géologie sédimentaire, bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole, Edition Technip, Paris et institut français du pétrole Rueil-malmaison
- Beuf, S. et al., 1971 :** Les grés du Paléozoïque inférieur au Sahara, Travail collectif, Publications de l'Institut Français du Pétrole, Sciences et Technique, Paris, France.
- Bishnu et Kishore, 2006:** Electrofacies Classification – A Critical Approach, 6th International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics “Kolkata 2006”.
- Bitri, A. & al., 1996 :** La sismique réflexion de haute résolution : principes et applications. Rap. BRGM R 39220
- Black, R. & Liegeois, J.P, 1993:** Cratons mobile belts alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the pan african testimony. Journal of Geological Society. London.
- Boote & al., 1998:** Paleozoic petroleum systems of North Africa, 7-68. In Macgregor, D.S, Moody, R.T.J & Clark-Lark-Lowes, D.D. (eds) Petroleum Geology of North Africa, Geological Society of London Special Publication 132.
- Boudjemaa, A., 1987 :** Evolution structurale du bassin triasique du Sahara Nord Oriental (Algérie)
- Boulvain, F., 2019 :** Dynamique des bassins sédimentaires, Cours en ligne, Pétrologie sédimentaire, B20, Université de Liège, B-4000 Liège
- Boumghar, 2010 :** L'activité amont et ses métiers de base, 16^{ème} conférence internationale du gaz (LNG, GNL)
- Brahimi, S., 2019 :** Caractérisation géophysique (méthodes potentielles, imagerie sismique) de structures géologiques : des terranes panafricains de la chaîne trans-saharienne, aux vallées-tunnel et incisions glaciaires de Mer du Nord et d'Algérie, thèse de Doctorat, Univ. Strasbourg
- Brenchley & al., 1995:** Environmental changes associated with “first strike” of the late Ordovician mass extinction. Modern Geology, 20, 69-82
- Brodzikowski, K. & van Loon, A.J., 1991:** Glacigenic sediments. Elsevier, Amsterdam, New York. Xxx pp.
- Brown et Fischer, 1977:** Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. AAPG Mem. 26, 213-248.

Busson, G., 1972 : Le Mésozoïque saharien .2ème partie : essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Publ. Cent. Rech., Zone arides, CNRS, Paris, ser. Géol.

Busson, G., 1972 : Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien, Thèse D, Sc. Paris et Mém.Mus.his.nat (1972), C, XXVI, vol.

C

Caby, R., 1968 : une zone de décrochement à l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), x, p. 577-587.

Caby, R., 1970 : Une nouvelle interprétation structurale et chronologique des séries à faciès à « faciès Suggarien » et « faciès Pharusien » dans l'Ahaggar. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris.

Cant, D.J., 1992 : Subsurface facies analysis. In Facies Models: Response to Sea level Change (Walker, R.G.; James, N.P.; editors). Geological Association of Canada, p. 195-218.

Catuneanu, O., 2006: Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 p.

Catuneanu, O et al., 2011: Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature, Newsletters on Stratigraphy, Vol. 44/3, 173-245

Catuneanu, O et al., 2017: Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology. DOI: 10.1016/bs.sats.2017.07.003.

Chaouche, A., 1992 : Genèse et mise en place des hydrocarbures dans le bassin de l'Erg Oriental (Sahara algérienne).

Clerc Sylvain, 2012 : Modèles de dépôt sous-glaciaires et dynamique de remplissage des vallées tunnel : exemple au Quaternaire (Bray, Irlande) et application à l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Alnif, Maroc). Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 2012. Français. ffNNT : 2012DIJOS041ff. fftel-00837691f.

Colombié, 2002 : Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France) : relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants. Stratigraphie. Université de Fribourg, 2002. Français. tel-00876915.

Cross, 1988: Controls on coal distribution in transgressive–regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. et al. (Eds), Sea-Level Changes – An Integrated Approach. SEPM Special Publications, 1988. pp. 371–380.

Crowley, T.J., Baum, S.K., 1995: Reconciling Late Ordovician (440Ma) glaciation with very high (14X) CO2 levels. Journal of Geophysical Research 96 (12), 597-622.

Cubizolle, H., 2009 : Paléoenvironnements, Armand Colin. 21, rue du Montparnasse, 75006, Paris.

D

Derriche, Z. & al., 1989 : Comportement des ouvrages dans les argiles expansives d'In Amenas, Revue française de géotechnique, N°89, 4^{ème} trimestre

Deschamps & al., 2013: Architecture of Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N'Ajjer area (Algeria). Sedimentary Geology.

Diaz-Martinez, E. et Grahn, Y., 2007: Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 245 (1-2), 62-81.

Djerraya et al., 2018 : Synthèse structurale et pétrophysique de réservoir cambro-ordovicien du champ de Tiguentourine, Thèse Master II, Univ. Kasdi Merbah, Ouargla.

Dob et al., 2018 : Caractérisation des réservoirs Siluro-ordovicien de Zarzaitine par l'interprétation des données de gaz (Bassin Illizi champ Zarzaitine), Thèse Master 2, Univ. Kasdi Merbah, Ouargla.

Dubois & al., 2011 : Géophysique : cours et exercices corrigés, 4^{ème} édition

E

English & al., 2016: Constraining burial history and petroleum charge in exhumed basins: New insights from the Illizi Basin, Algeria. AAPG Bulletin 100.

English & al., 2017: Intraplate uplift: new constraints on the Hoggar dome from Illizi basin (Algeria). Basin Research 29.

Eschard & al., 2005: The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. *First Break* 23, 27-36.

EXXON, 1977: SNEAP, Interprétation stratigraphique des sections sismiques Mémoire AAPG n°26

F

Fabre, J., 2005 : Géologie du Sahara occidentale et centrale. Musée royal de l'Afrique Centrale

Fontaine et al., 1987 : Stratigraphie sismique des milieux de dépôt carbonates ; *Bulletin de la Société Géologique de France* (1987) III (7): 1291–1299.

Fournier, F., 1990 : Application de l'analyse des données de l'exploration pétrolière : caractérisation des faciès sismiques par analyses statistiques multivariées.

Frazier, D.E., 1974: Depositional Episodes: Their Relationship to the Quaternary Stratigraphic Framework in the Northwestern Portion of the Gulf Basin. University of Texas at Austin Bureau of Economic Geology Geological Circular 74–1. 28 pp.

G

Galeazzi, S. et al., 2010: Regional Geology and Petroleum Systems of Illizi-Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An Overview. *Marine and Petroleum Geology*.

Gharbi, A., 2011 : Cartographie des biseaux stratigraphiques du Gédinnien de la zone Nord Ouest du Bassin de Berkine en utilisant l'inversion sismique (Interwell-Easy-Trace) ; Thèse Magister, Univ.UMBB.

Ghienne & al., 2007: The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. In: M. Hambrey, P. Christoffersen, N. Glasser, P. Janssen, B. Hubbard and M. Siegert (Eds.), *Glacial Sedimentary Processes and Products*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 39, pp. 295–319.

Ghienne, J.-F., Deynoux, M., 1998: Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedimentary Geology* 119,141–159.

Gradstein, F.M. et al., 2004: A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes* 27 (2), 83-100.

Grélaud, C., 2005 : Enregistrement stratigraphique des phases d'émersion sur les plateformes carbonatées (Une étude intégrée à l'affleurement et en sismique de la plate-forme cénomaniennne d'Oman (Formation Natih), Univ.MICHEL de MONTAIGNE BORDEAUX 3, thèse doctorat.

Guillemot, J., 1980 : Eléments de géologie, ENSPM, IFP, éditions TECHNIP, 27 rue Ginoux, 75737 Paris Cédex 15.

H

Haddoum, H. & al., 2001: Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Paleozoic orogeny. *Terra Nova* 13, 220-226

Hanniche, M., 2002 : Architecture et modèle de dépôts d'une série sédimentaire paléozoïque en contexte cratonique. Le Silurien-Dévonien du Bassin d'Illizi (Sahara oriental, Algérie).

Hasrouri, B. et Mokhbi, O., 2017 : Etude pétrographique et diagénétique du silurien Argilo-gréseux et impact sur les résistivités, dans le bassin de Berkine Est.

Helland-Hansen, W. et Martinsen, O.J., 1996: Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *J. Sediment. Res.*, v. 66, no. 4, p. 670–688.

Hirst & al., 2002: Tunnel valleys & density flow proceses in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria: influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, 25: 297-324.

Hirst & al., 2012: Tunnel valleys & density flow proceses in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria: influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, 25: 297-324.

Homewood, P.W. et al., 2000: Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoirs engineers

Huguet David, 2008 : La Terre en 301 questions / réponses... vue par un géologue.

Hunt, D., Tucker, M.E., 1992: Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sediment. Geol.* 81, 1–9.

I

Isseini, 2011 : Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque. Exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. Thèse Doc., Univ. Henri Poincaré, Nancy I, France.

J

Jablonski, D. 1991 : Extinctions : A paleontological perspective. *Science* 253, 754-756.

Jervey, M. T., 1988: Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expression. In WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. St. C. et al. (Eds), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 1988. pp. 47–69.

K

Kedzierski, 2007 : Intégration de connaissances sédimentologiques et stratigraphiques dans la modélisation 3D des faciès sédimentaires marins ; thèse Doc., Institut National Polytechnique de Lorraine.

Klett, 2000: Total Petroleum Systems of the Illizi Province, Algeria and Libya Tanezzuft-Illizi, U.S. Geological Survey Bulletin 2202–A.

Konaté & al., 2006 : Un bassin extensif formé pendant la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne : le bassin ordovico-silurien de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger). *Africa Geoscience Review*, Vol. 13, No. 2, pp. 157-183, 2006.

Konoshonkin et al., 2020: Machine Learning Clustering of Reservoir Heterogeneity with Petrophysical and Production Data; Conference Paper · January 2020 DOI: 10.2118/200614-MS Gazpromneft STC and National Research Tomsk Polytechnic University

L

Labrunye, E., 2004 : Extraction automatique d'information géologique, à partir d'images sismiques tridimensionnelles, Thèse Doc., Institut National Polytechnique de Lorraine, France.

Lamrani, R. & Sam, N., 2016 : contribution à la caractérisation d'un réservoir pétrolier et estimation des réserves initialement en place à l'aide de diagraphies différées (cas : Bassin d'illizi : Unité IV-3 de l'Ordovicien du champ d'Amassak).

Lehman, J.P., 1957 : Les Stégocéphales sahariens. *Ann. Paléon.*, (vert.) Paris, 53.

Legrand, B., 1983 : Le Carbonifère marin du Sahara algérien in : *Afrique de l'ouest-West Africa* (Fabre ed), Pergamon press.

Legrand, P., 2003 : Paléogéographie du Sahara algérien à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2003, t. 174, no 1, pp. 19-32

Leharani et Rahim, 2020 : Découpage séquentiel, évaluation pétro-physique et fracturation hydraulique des réservoirs compacts (Tight) de l'Ordovicien du bassin de l'Ahnet (Région d'Oued Tisa-Araret et Djebel Mouïma Sud, périmètre de Tidikelt, Ahnet central, Algérie). Thèse Master II, Univ.UMMTO.

Lelandais, 2018 : Modélisation analogique des écoulements d'eau sous-glaciaire : implications sur les relations entre vallées tunnels et dynamique glaciaire. *Sciences de la Terre*. Université du Maine.

Loi, A. et al., 2010: The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude stormdominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296 (3–4), 332–358.

Lombard, 1956 : Géologie sédimentaire : les séries marines. Masson (ed.), Paris, 722p.

Loumi et al., 2016 : Sédimentologie et caractérisation du réservoir du Dévonien moyen F3 d'Alrar, bassin d'illizi, Univ. UMBB.

Lüning & al., 2000: Lower Silurian 'hot shales' In North Africa and Arabia: regional distribution and dispositional model. *Earth-Science Reviews* 49, 121-200.doi : 10.1016/S0012-8252(99)00060-4.

M

Mabrok, 2020 : Sédimentologie et stratigraphie séquentielle : concepts aux applications (partie 2), cours Master 1 Georesources ; Univ.Tlemcen.

Marwanza et Nas, 2017: Electrofacies and sedimentary structure analysis for the determining coal depositional in Pit J, Sangatta Coalfield using geophysical well logs. *International Journal of Research in Applied, Natural and Social Sciences*; Vol. 5, Issue 5, May 2017, 91-102; *Impact Journals*

McCabe, A.M., Ó Cofaigh, C., 1994: Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 91, 57–95.

MCMENAMIN, M. A. S. & MCMENAMIN, D. L. S., 1990: The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough, 217 pp.

Mitchum, 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C. E. (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 205–212.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., et Sangree, J.B., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, in: Payton, C.E., ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoire

Moreau, J., 2011: The Late Ordovician deglaciation sequence of the SW Murzuq Basin (Libya). Basin Research 23 (4), 449–477.

N

Nedjari & al., 1980-2009 : la géologie saharienne revisitée, Mém. Serv. Géol. Nat. n°16

Nedjari & al., 2010 : Découverte d'un nouveau gisement de Stégocéphales d'une conservation exceptionnelle dans le Trias d'In Amenas (Bassin d'Illizi, Algérie), Bull. Serv. Géol. Nat.

P

Payton, 1977 : Sismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration, Amer.Associ. Petroleum Geol.

Peycru Pierre & al., 2008 : Géologie : tout-en-un 1^{re} et 2^e années BCPST, Dunod, Paris, 2008. ISBN 978-2-10-053790-7.

Perroud, H., 2012-2013 : Géophysique Pétrolière, Université de Pau et des Pays de l'Adour

Plint, A.G., 1988: Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C.(Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach, pp. 357–370. SEPM Special Publication 42.

Posamentier, H.W. et al., 1988: Eustatic controls on clastic deposition I and II. Dans : Wilgus C.K., B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. Van Wagoner (eds.), Seal level changes: An integrated approach.

Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 42 : 109-154.

Publication IFP, 1986: Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP Vol. 41 (1986), No.4, pp. 487-509

R

Razafimbelo, 2015 : Synthèse de l'analyse tectono-sédimentaire des dépôts crétacés de (Bassin de Mahajanga), Mémoire d'habilitation à diriger des recherches. Volume II.

Rougier Sylvain, 2013 : Interactions lithosphère - asthénosphère et mouvements verticaux : le cas du massif du Hoggar. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2012.

Roussé et al., 2009: Sedimentology and Stratigraphic architecture of Late Ordovician syn-glacial strata from the Tiguentourine Field (Illizi Basin, Algeria). Abstract, glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon systems conference, The Geological Society of London : Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems (1-2 Decembre)

Rey, J. & Taj- Eddine, K., 1989 : La stratigraphie séquentielle : une nouvelle lecture des séries sédimentaires. Exemples d'application dans le Haut-Atlas atlantique (Maroc), Sci. Géol., Mém., 84, P 47-60, Strasbourg.

S

Scotese, 2001: Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 pp.

Serra, 2004: Well logging: data acquisition and applications. Méry Corbon, France: Serralog.

Serra et Abbott, 1980: The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphic, SPE 9270, 55th Annual Fall Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, 19p.

Sloss et al., 1949: Integrated facies analysis. In: Longwell, C. R. (ed.), Sedimentary Facies in Geologic History. Geological Society of America Memoir 39, 91–124.

Sonatrach, 2007 : Activité Amont – Division Centre de Recherche et Développement. Boumerdés.

Sonatrach et Total, 2007 : Recueil des Résumés, Sixième Séminaire de Géologie Pétrolière, Les Dolérites du Bassin d'Illizi (Algérie).

Sontrach WEC Schlumberger, 2007: Algérie WEC 2007, French version.

Sontrach WEC Schlumberger, 1995: Géologie de l'Algérie / Geology of Algeria. Contribution from SONATRACH Exploration Division, Research and Development Centre and Petroleum Engineering and Development Division. Schlumberger WEC SONATRACH.

SSGm, 2009 : Fiches pour l'enseignant. Chapitre 2 : Les glaciers, Société Suisse de Géomorphologie (SSGm), géologie de la montagne. Last update : 31 août 2009

SSGm, 2009 : Fiches pour l'enseignant, Chapitre 5 : Dynamique fluviale, Société Suisse de Géomorphologie (SSGm), Last update : 31 août 2009

Strasser et al., 1999: Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sed. Geol.* 128, 201-221

Suess, E., 1888: Das Antlitz der Erde, t. II, Tempsky (Ed.), Vienna, trad. anglaise 1906: The face of the Earth, 2, Clarendon Press, Oxford, 556 p.

T

Tissot, B. et al., 1973: Origin and migration of hydrocarbons in the eastern Sahara (Algeria): 6th International Meeting of Organic Geochemistry, reprinted in Demaison, G., and Murriss, R.J., eds., Petroleum geochemistry and basin evaluation, American Association of Petroleum Geologists Memoir 25, p. 315-334.

Tod & al., 2007: Fracture prediction from wide-azimuth land seismic data in SE Algeria. *The Leading Edge* 26, 1154-1160. Doi 10.1190/1.2780786.

Toucanne Samuel, 2008 : Reconstitution des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du Paleofleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques. Thès. Doc. Univ. Bordeaux I, France.

V

Vail et al., 1977 : Stratigraphie interpretation of seismic data, Mémoire AAPG nO 26 (cours EXXON).

Valentine, J. W. & Moores, E. M., 1970: Plate-tectonic regulation of animal diversity and sea level: a model. *Nature*, 228, 657-659.

Van Wagoner et al., 1988: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition.

Verney, P., 2010 : Interprétation géologique de données sismiques par une méthode supervisée basée sur la vision cognitive. domain_other. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2009. Français.

Vila, J.M., 1980 : La chaîne alpine d'Algérie orientale et les confins Algéro-tunisiens.

W

Walker et James, 1992: Facies models: response to sea level change, Geological Association of Canada.

Winsborrow & al., 2010: what controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews* 103, 45-59. Doi :10, 1016/ j. earscirev.2010.07.003

Y

Yilmaz, O., 1987: Seismic data processing, Society of Exploration Geophysicists, Investigation in geophysics nO 2, Stephen M. Doherty, editor.

Z

Zazoune, R. S. & Mahdjoub Y., 2011 : Analyse des souches d'événements tectoniques de l'Ordovicien récent dans les Formations d'In-Tahouite et de Tamadjert (région de Tassili-n'Ajers, Algérie).

Zine, M.F. & Baizid, N.I., 2017 : Caractérisation et évaluation quantitative et qualitative des deux réservoirs triasiques, Série Inferieure et T1-gisement Haoud Berkaoui, Bassin d'Oued Mya, thèse master2, Univ. Mohamed Bougara, Boumerdes

[https://www.institut-numerique.org/i3-concepts-de-stratigraphie-sequentielle-5000332b6a5a9.](https://www.institut-numerique.org/i3-concepts-de-stratigraphie-sequentielle-5000332b6a5a9)

[https://cahier-de-prepa.fr/bcpst2.2-fermat/download?id=1786.](https://cahier-de-prepa.fr/bcpst2.2-fermat/download?id=1786)

[http://www.gm.univ-montp2.fr/IMG/pdf/Bassin-RessourcesL1.pdf.](http://www.gm.univ-montp2.fr/IMG/pdf/Bassin-RessourcesL1.pdf)

[https://www.hardloop.fr/article/0444-20-mots-pour-comprendre-les-glaciers-et-briller-dans-les-refuges-alpins.](https://www.hardloop.fr/article/0444-20-mots-pour-comprendre-les-glaciers-et-briller-dans-les-refuges-alpins)

ANNEXES

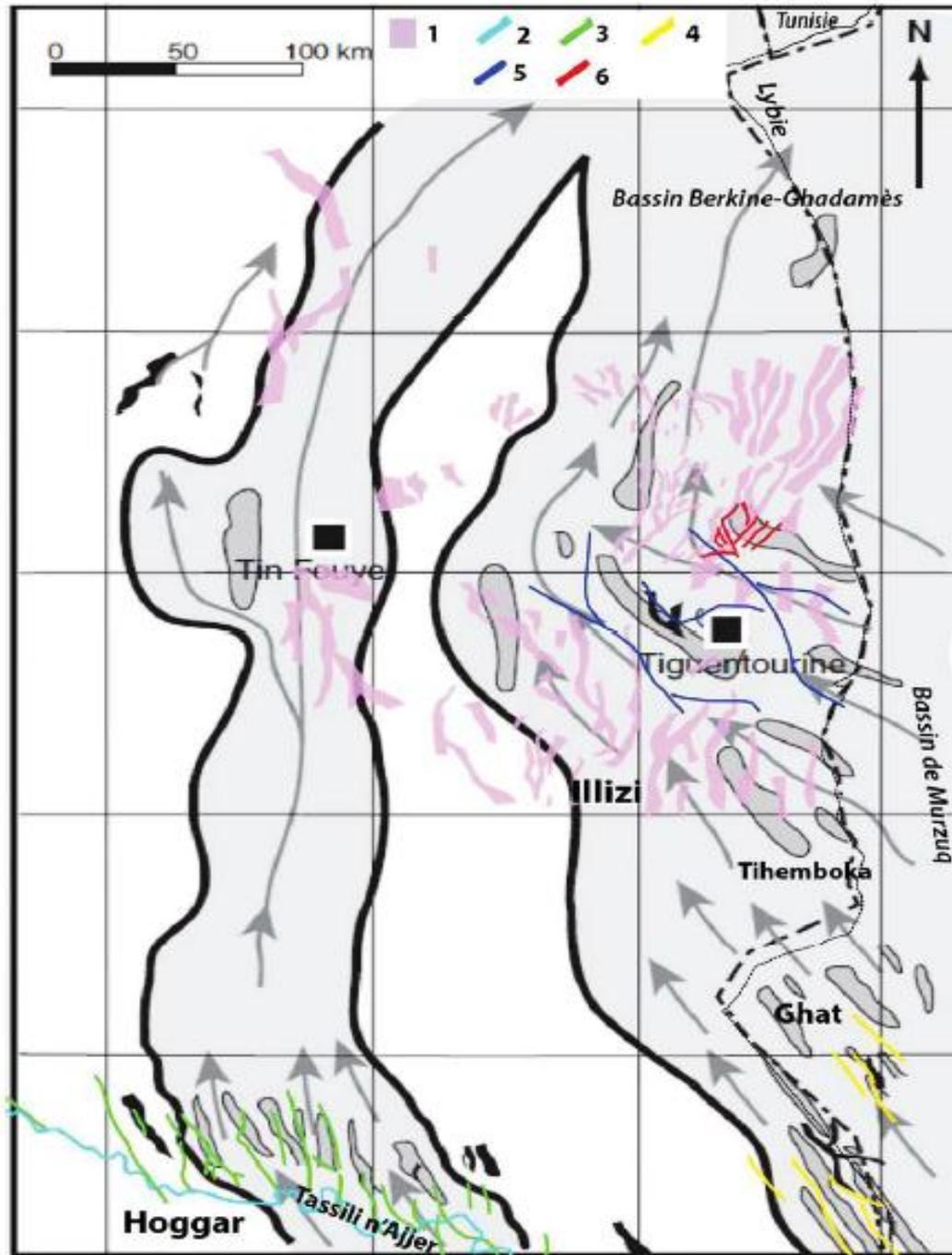


Fig.01 : Synthèse de la répartition des incisions, paléovallées et linéations glaciaires de l'Ordovicien identifiées dans les bassins d'Illizi. Le fond de carte représente la carte de la trajectoire des courants glaciaires dont deux intervalles glaciaires et interglaciaires (d'après Moreau et al., 2005). (1) incisions glaciaires identifiées par (Sonatrach, 2013); (2) bordure NE Hoggar; (3) incisions glaciaires du Tassili n'Ajjer (Beuf et al., 1971); (4) linéations glaciaires et linéation paléo-relief du préglaciaires (Moreau et al., 2005) (5); Paléovallée (Hirst et al., 2002); (6) Incisions et paléovallées glaciaires identifiées dans la région d'In Amenas (Brahmia, 2018).

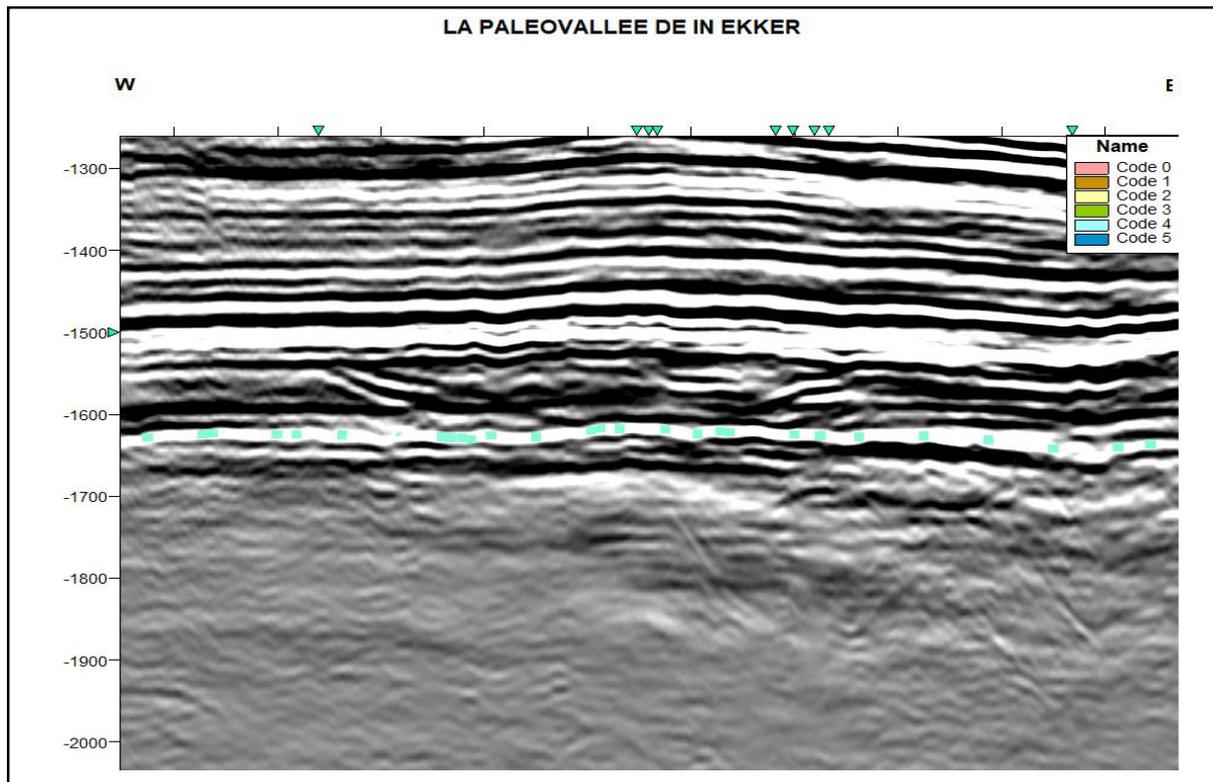


Fig.02 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi)

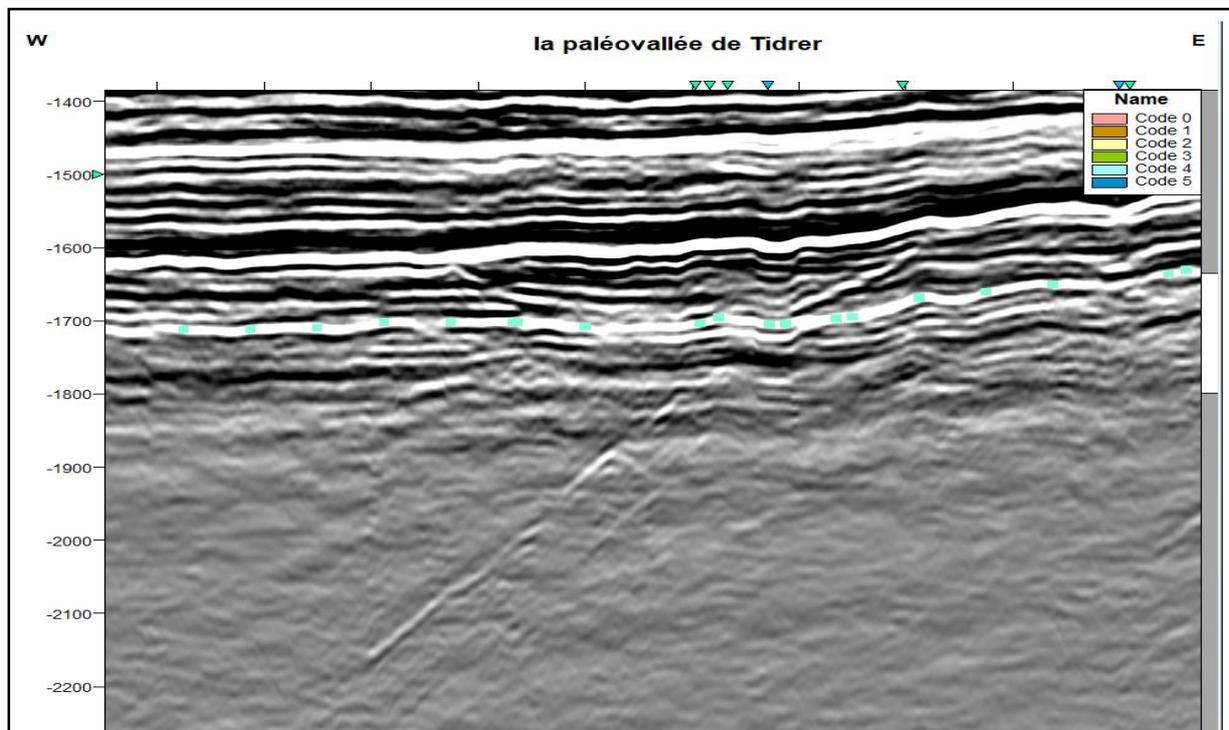


Fig.03 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire de Tidrer (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi)

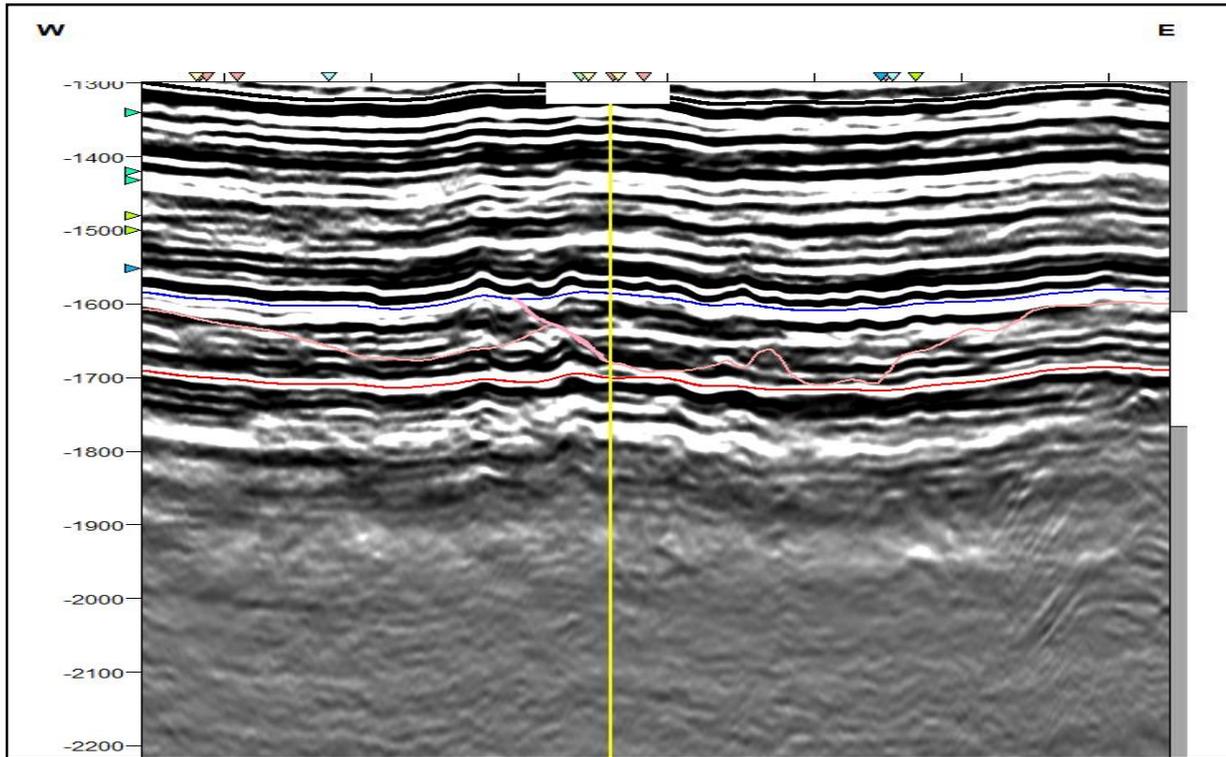


Fig.04 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi, et passe par le puits PNO2.

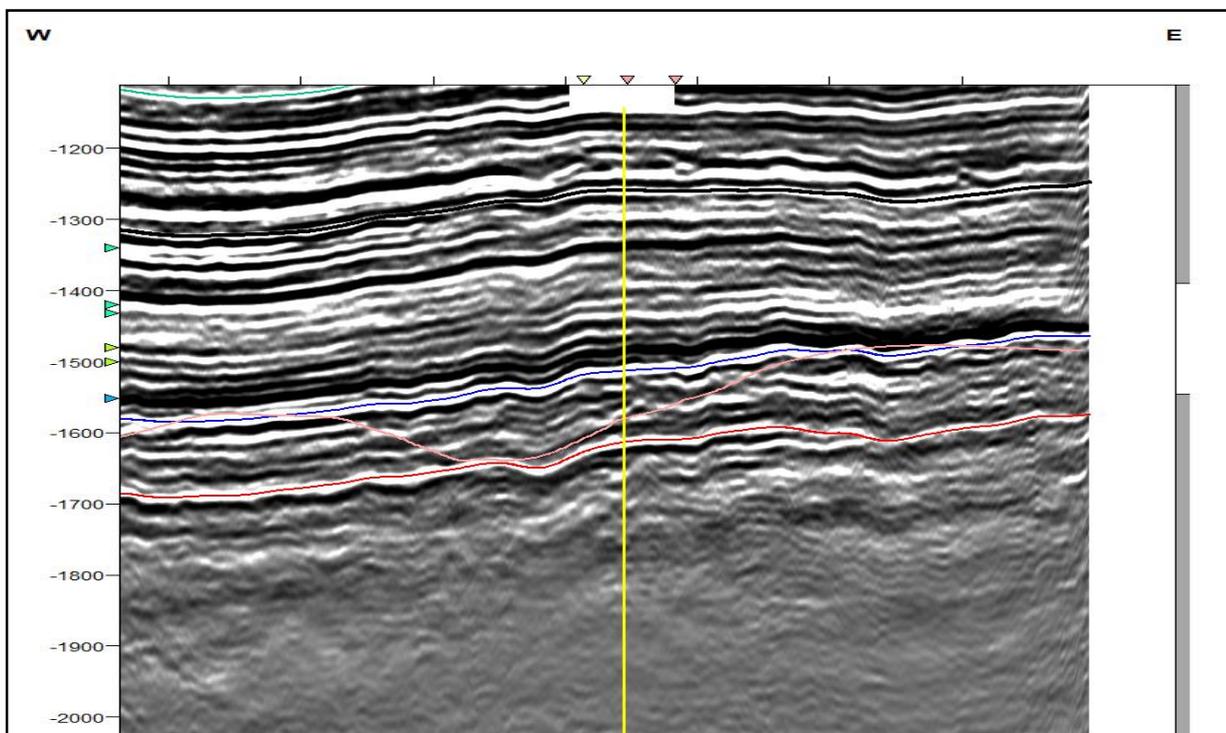


Fig.05 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi, et passe par le puits PNE1.

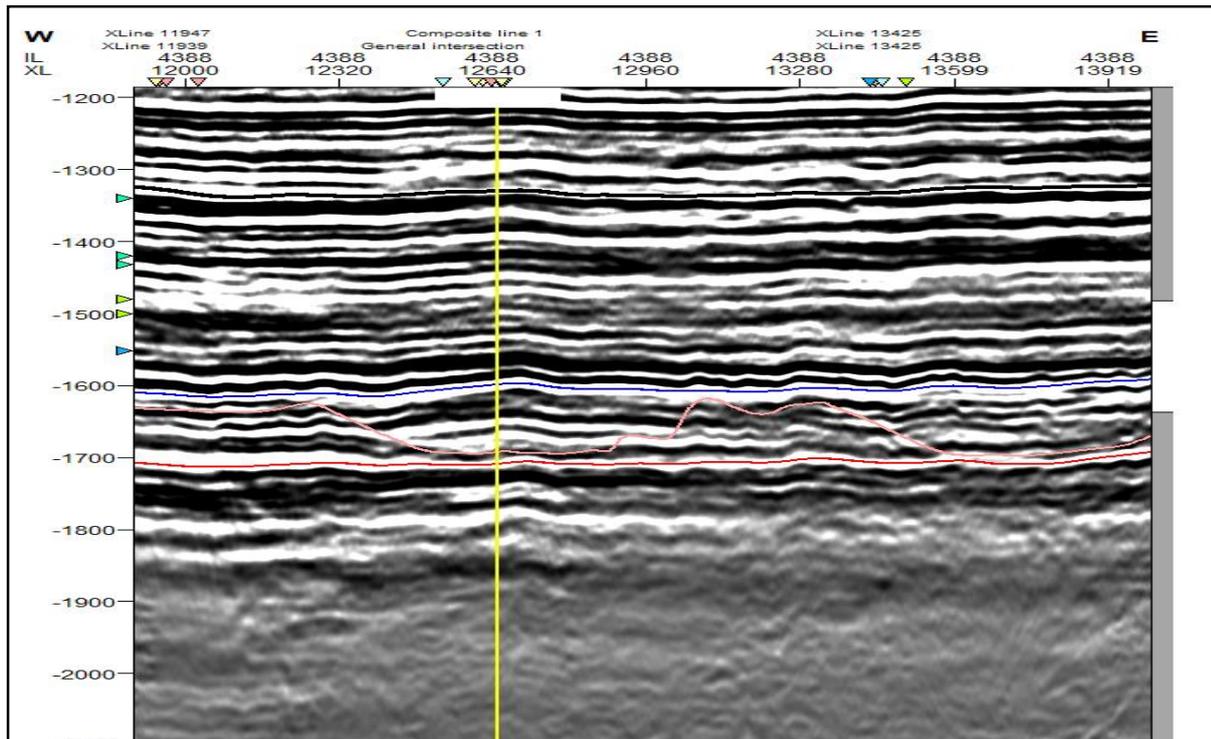


Fig.06 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi, et passe par le puits PNO1.

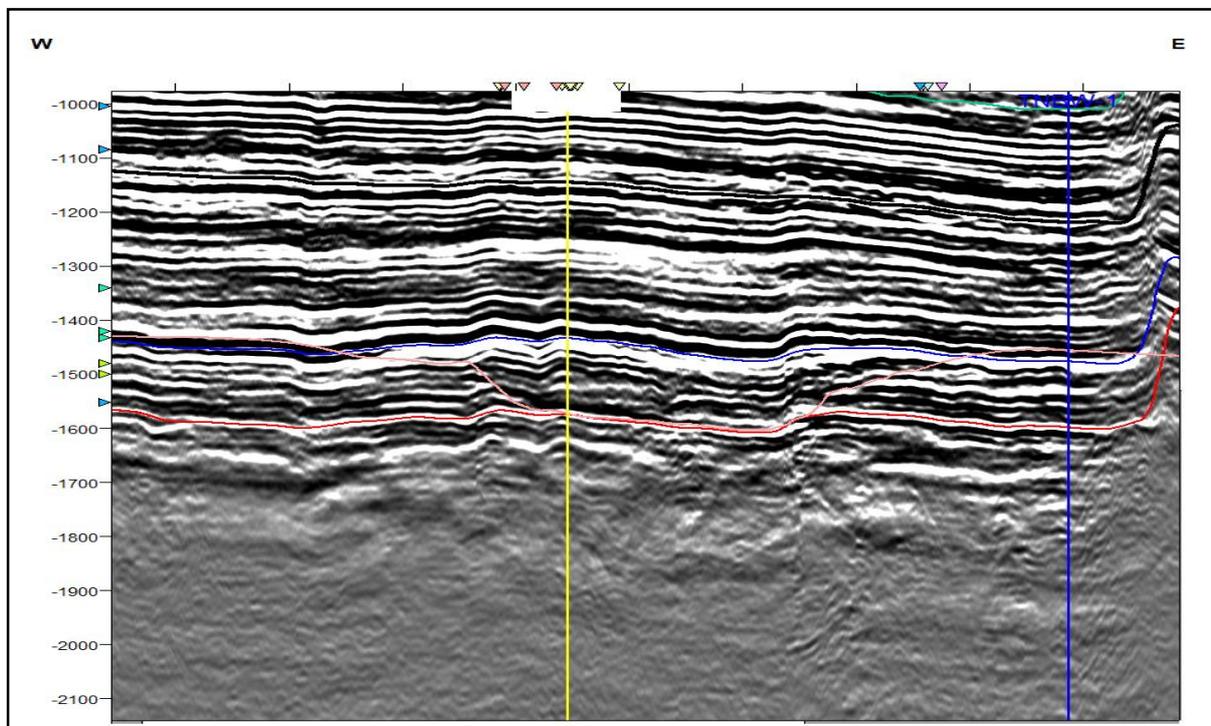
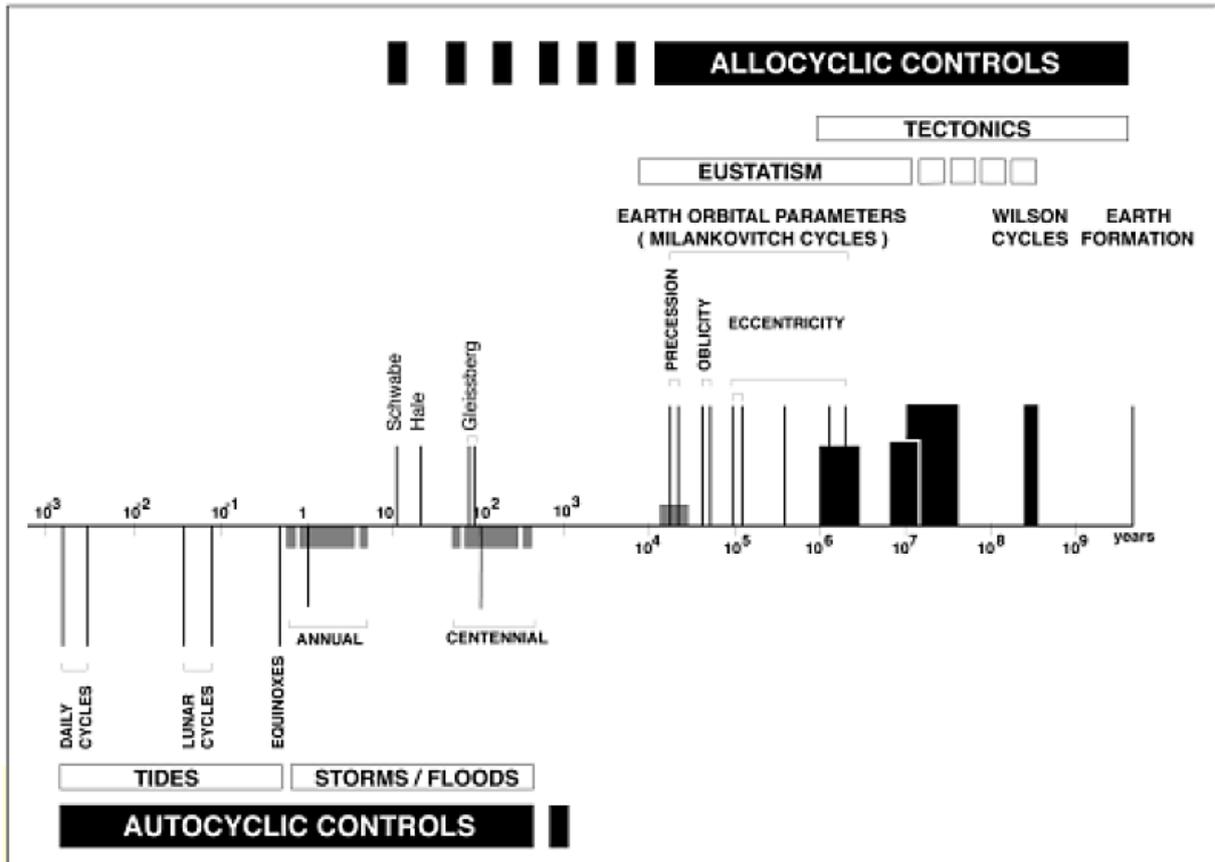


Fig.07 : Segment d'une section sismique orientée E-W, qui traverse la paléo-vallée glaciaire d'In Ekker (région d'In Amenas, Bassin d'Illizi, et passe par le puits PSO1.



(Guillocheau, 1995)

Fig.01 : Echelle de temps des facteurs de contrôle de l'organisation sédimentaire (d'après Guillocheau, 1995) in (Robin, 2005)

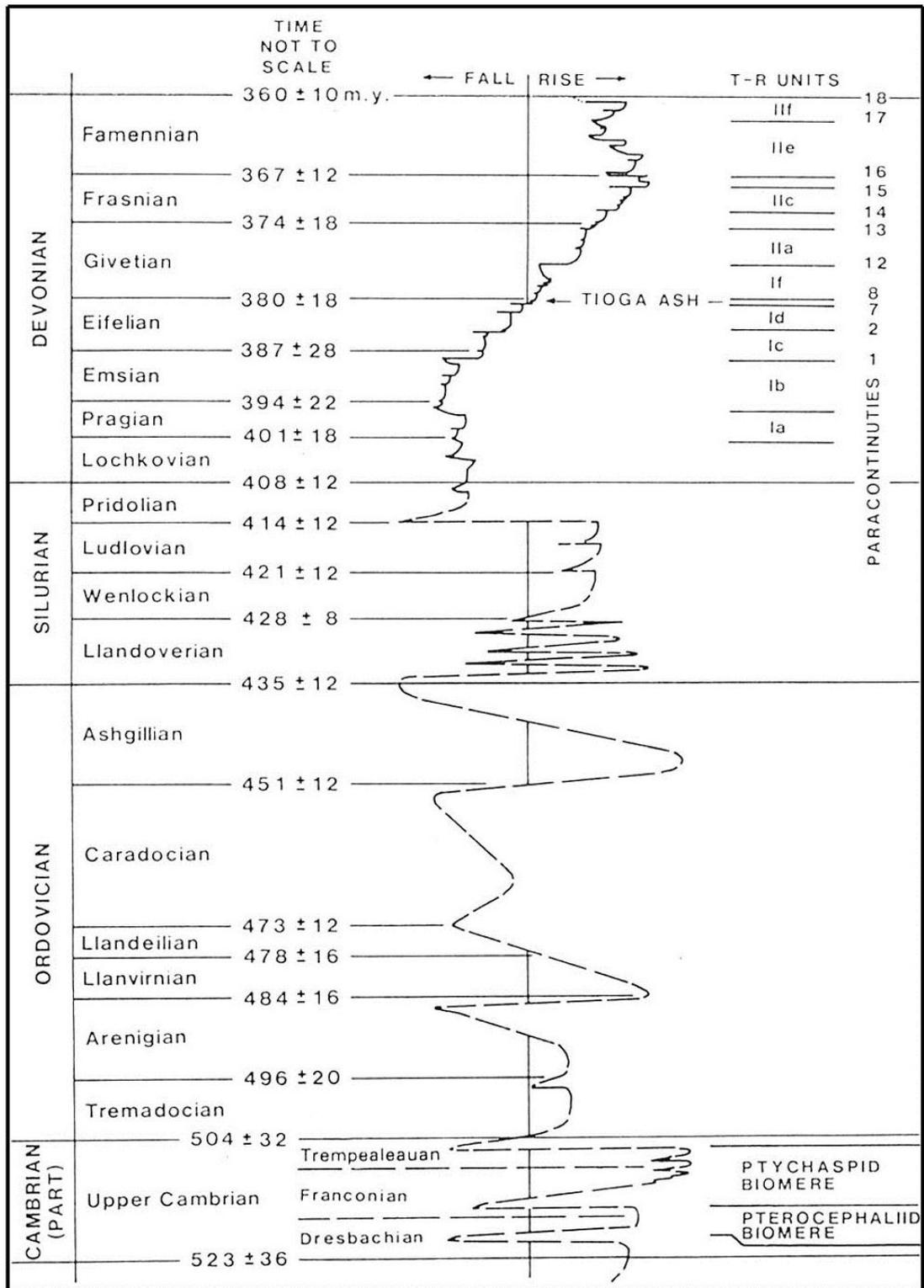


Fig.02 : Charte eustatique du paléozoïque inférieur d'après (Vail et al., 1977)

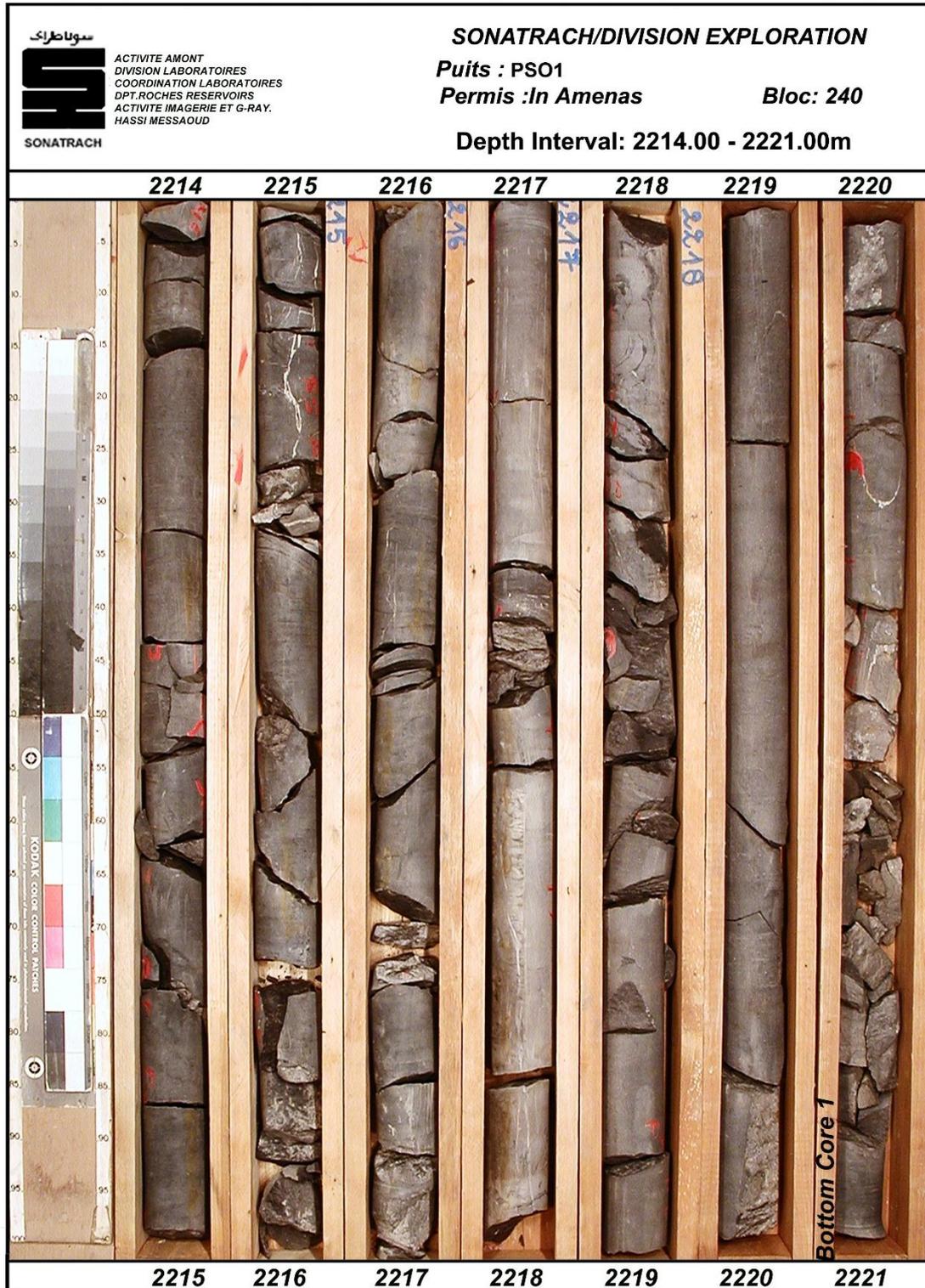


Fig.02 : Photographie de la Carotte n°1 (2214-2221) prélevée dans les argiles Micro-conglomératiques, Puits PSO1.

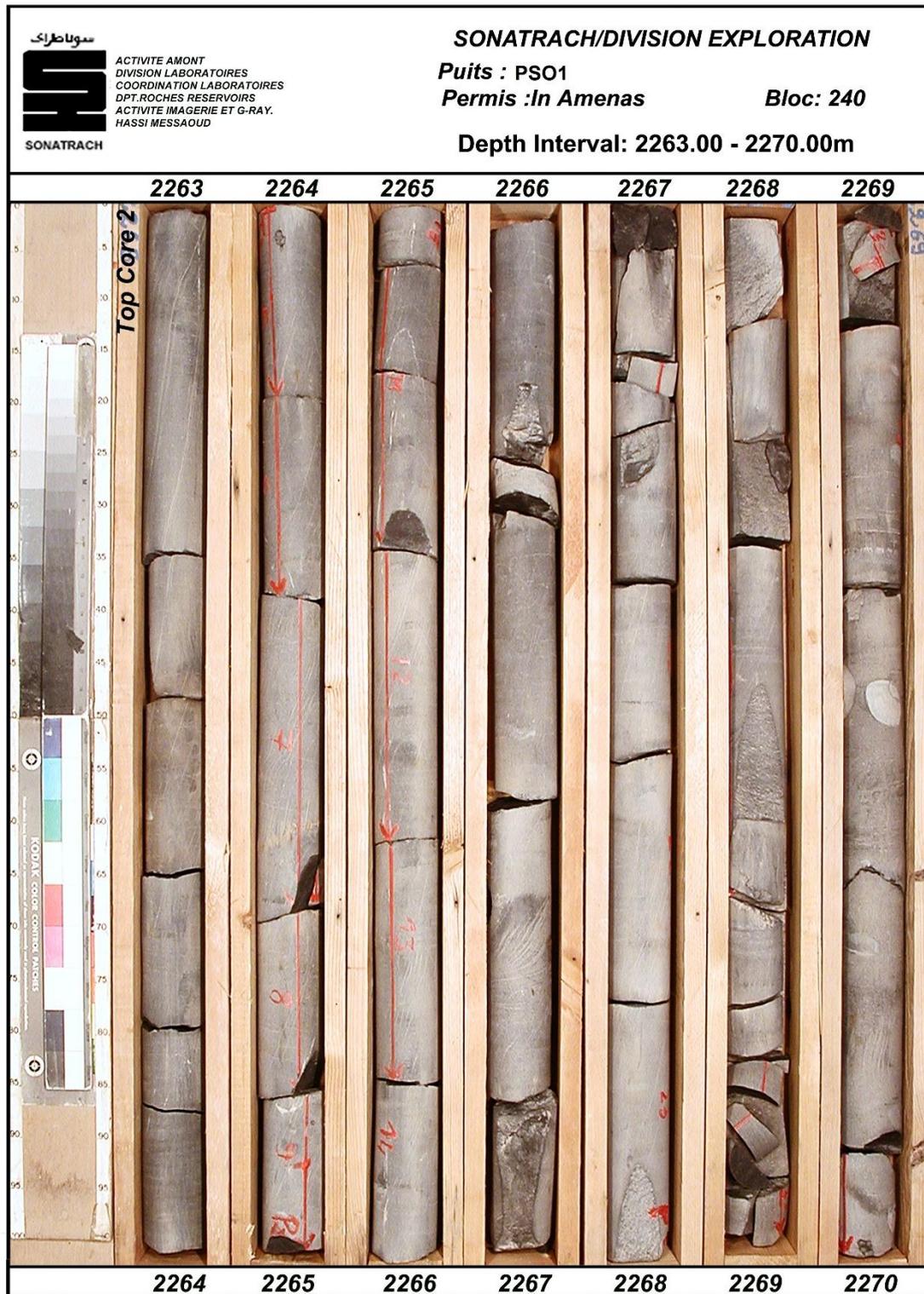


Fig.03 : Photographie de la Carotte n°2 (2263-2270) prélevée dans les argiles Micro-conglomératiques, Puits PSO1.

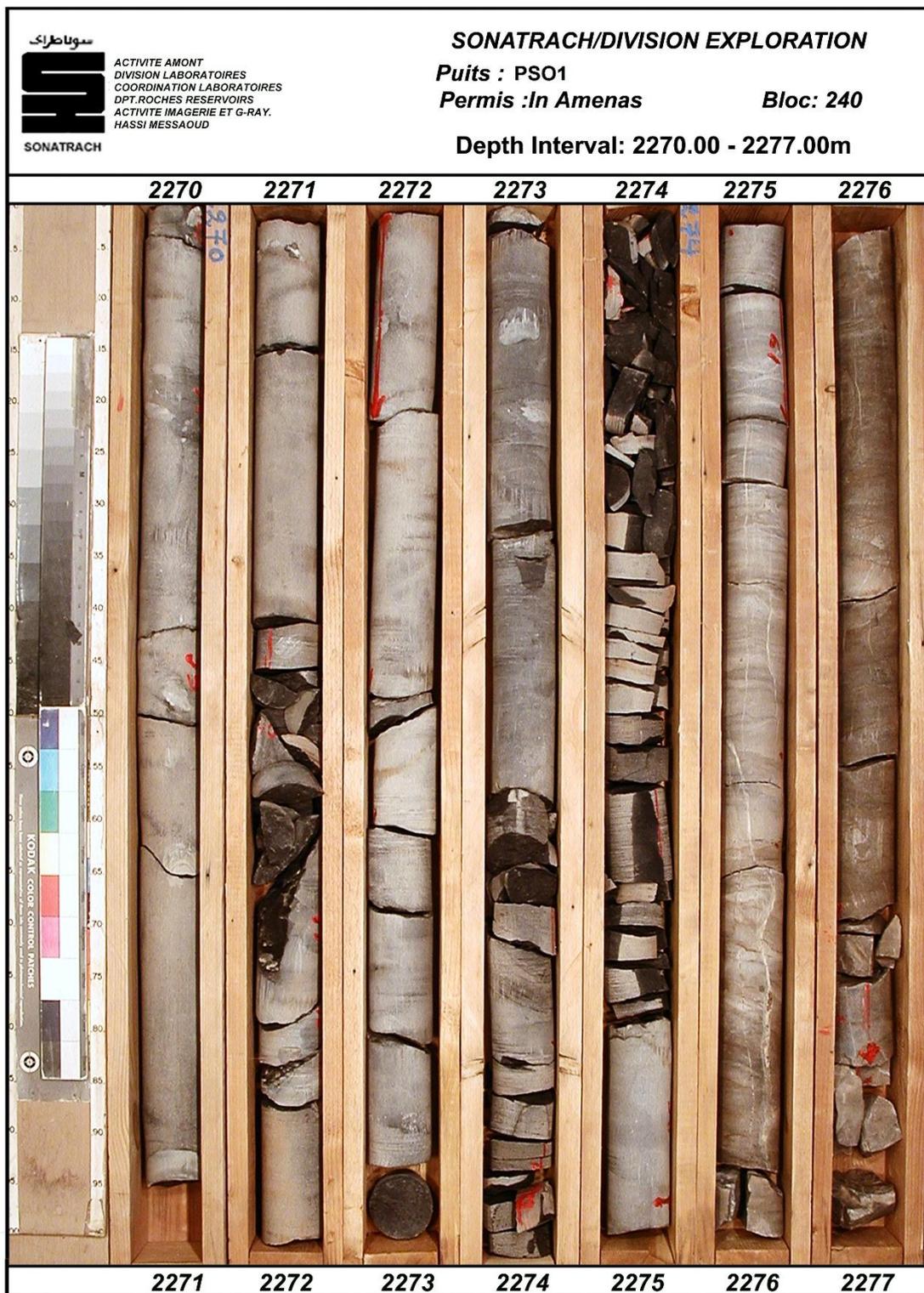


Fig.04 : Photographie de la Carotte n°2 (2270-2277) prélevée dans les argiles Micro-conglomératiques, Puits PSO1.

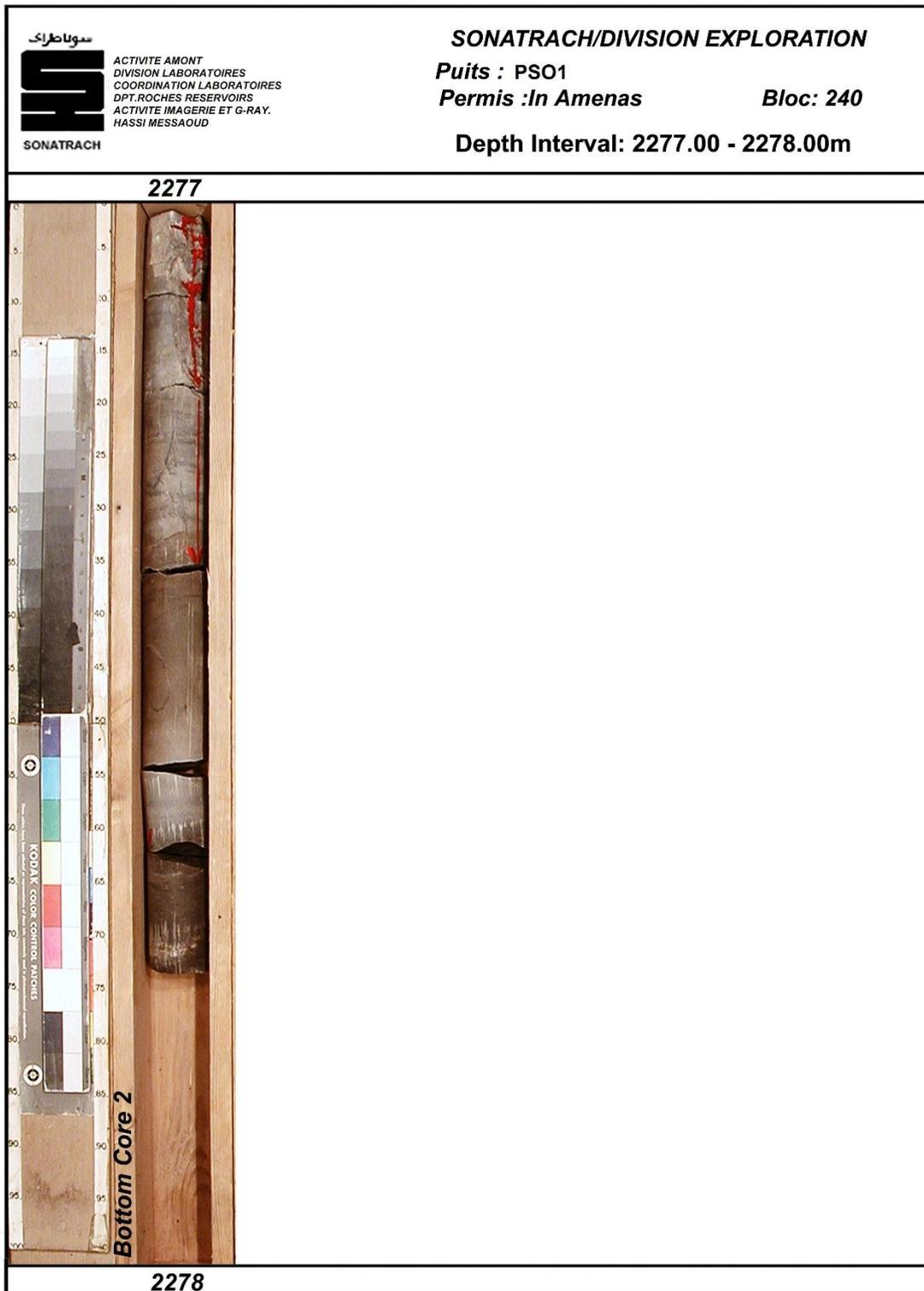


Fig.05 : Photographie de la Carotte n°2 (2277-2278) prélevée dans les argiles Micro-conglomératiques, Puits PSO1.

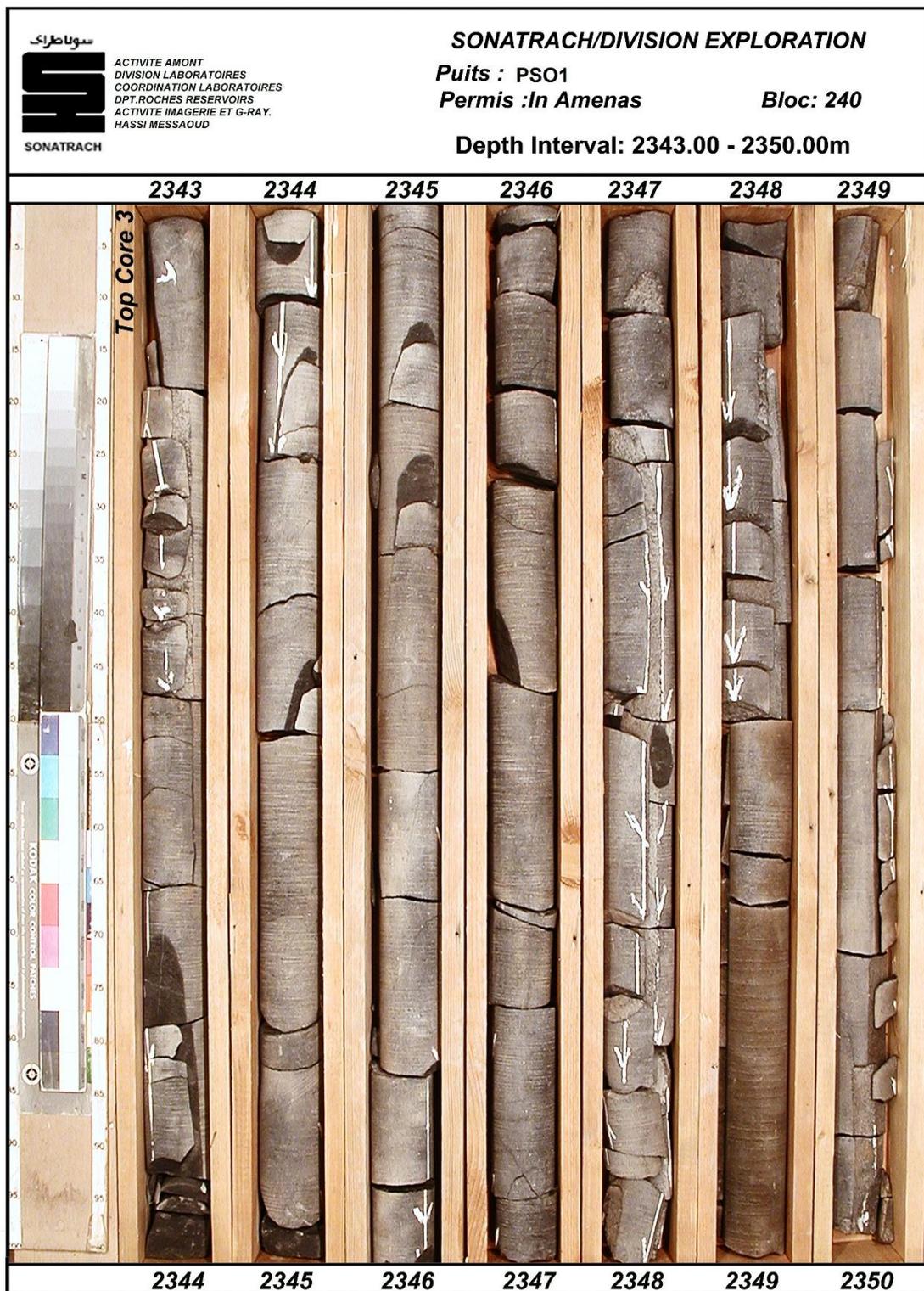


Fig.06 : Photographie de la Carotte n°3 (2343-2350) prélevée dans les argiles Micro-conglomératiques, Puits PSO1.

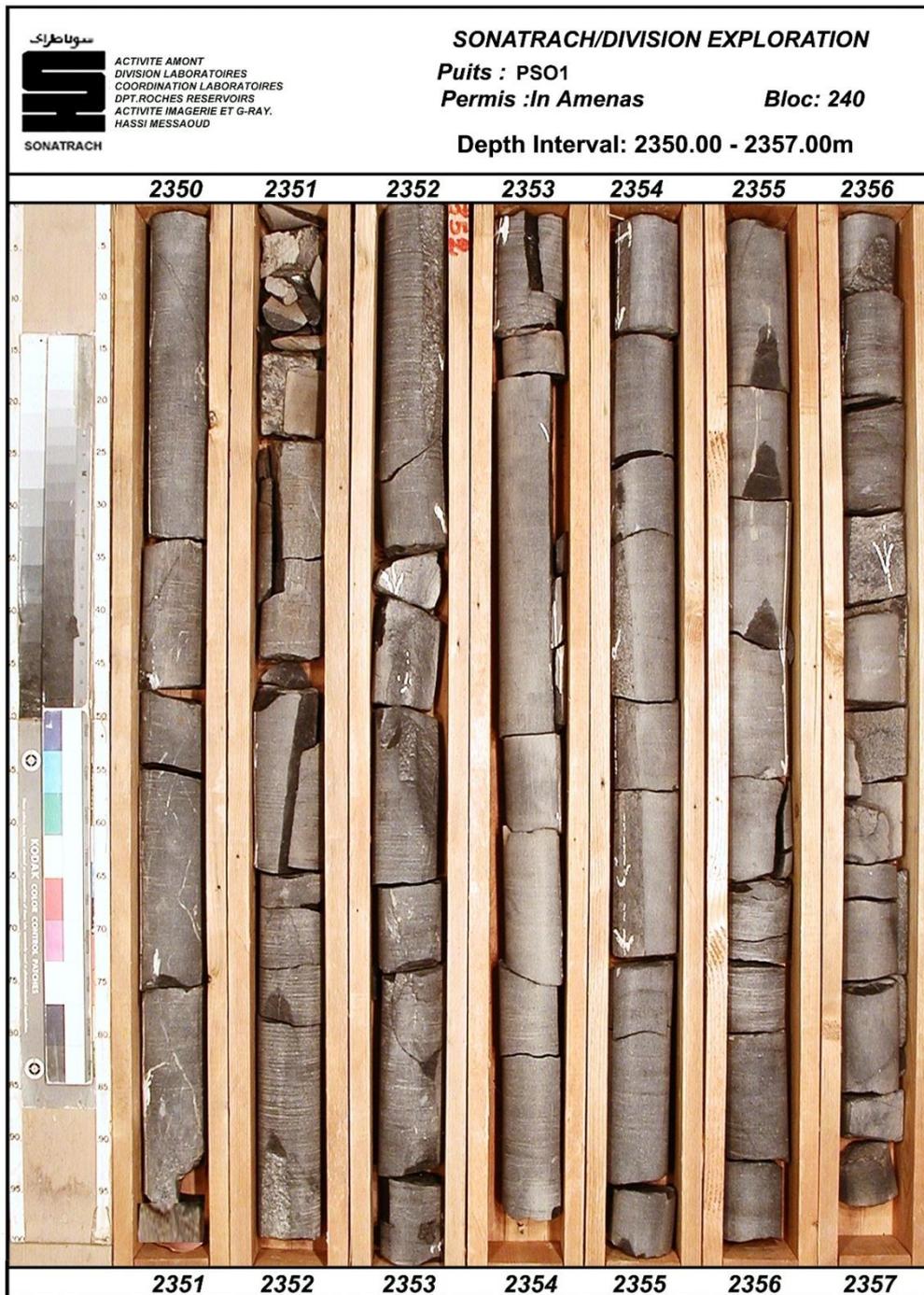


Fig.07 : Photographie de la Carotte n°3 (2350-2357) prélevée dans les argiles Micro-conglomératiques, Puits PSO1.

I. Notions de diagraphies

I.1. Définition

Une diagraphie, est un enregistrement physique, graphique, analogique ou digital d'un paramètre pétrophysique mesuré en fonction de la profondeur, apparues pour la première par les frères Schlumberger, en Septembre 1927 à Péchelbron, en France (Schlumberger, 1993).

I.2. Principe d'acquisition

Des outils spécifiques sont descendus dans un trou de forage à l'extrémité d'un câble, ce dernier assure le maintien, l'alimentation électrique, et la communication avec les instruments de surface qui commandent les opérations. Ces commandes sont exclusivement informatisées, soit regroupées dans un camion ou dans une cabine transportable (Fig.01).

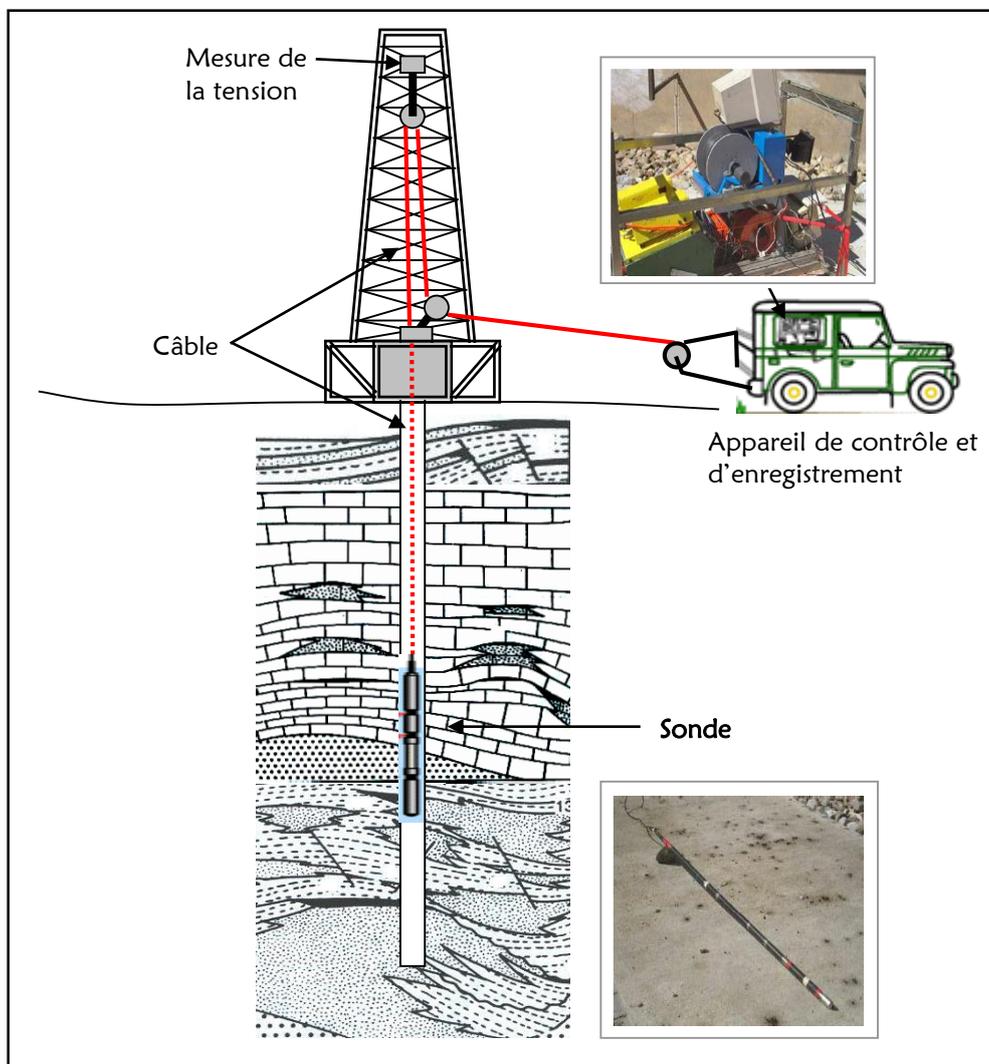


Fig.01 : Principe d'acquisition des diagraphies, in (Kaabi.M)

I.3. Types des diagraphies

On peut distinguer 3 types de diagraphie, en se basant sur la période de sa réalisation (pendant ou après le forage) (Fig.02) :

- Diagraphies Instantanées (Logging While Drilling) : réalisées pendant le forage ;
- Diagraphies Différées (Wireline Logging) : réalisées lors d'un arrêt ou en fin de forage ;
- Diagraphies Différées (SUKLine) : en production.

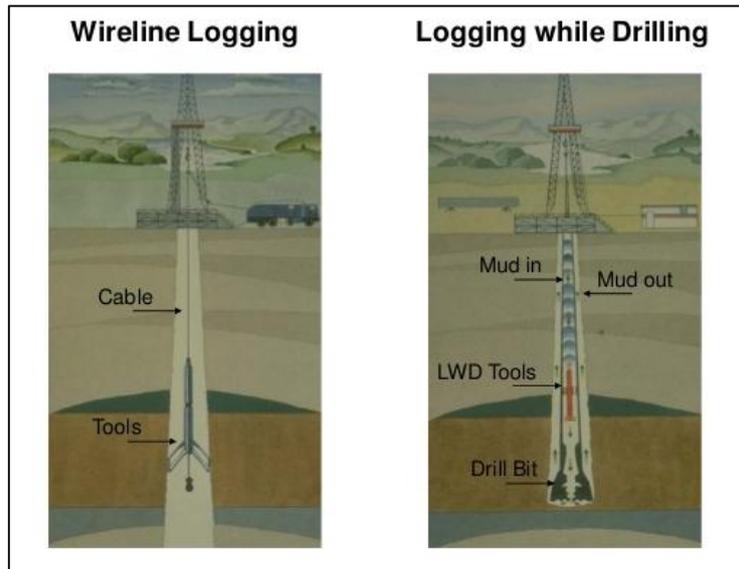


Fig.02 : Schéma de la mise en œuvre sur terrain, des diagraphies différées et instantanées

I.4. Applications des diagraphies

Le domaine d'application des diagraphies s'est élargi suite au perfectionnement des outils directement lié aux problèmes géologiques rencontrés. Les paramètres physiques mesurés par les méthodes diagraphiques sont utilisés à des fins multiples, dont on peut citer :

- La détermination des caractéristiques pétrophysiques des réservoirs (porosité, minéralogie, teneur en argile, perméabilité, etc.), la nature des fluides présents dans les pores ainsi que leur volume (porosité et saturation) ;
- La Corrélation entre les différents puits
- L'Évaluation des formations
- L'Imagerie de trou
- La Calibration de la sismique de surface
- Les Contrôles de l'évaluation des réservoirs

I.5. Classification des diagraphies

Les diagraphies différées peuvent être classées en quatre grands groupes, comme l'indique la figure ci-dessous (Fig.03) :

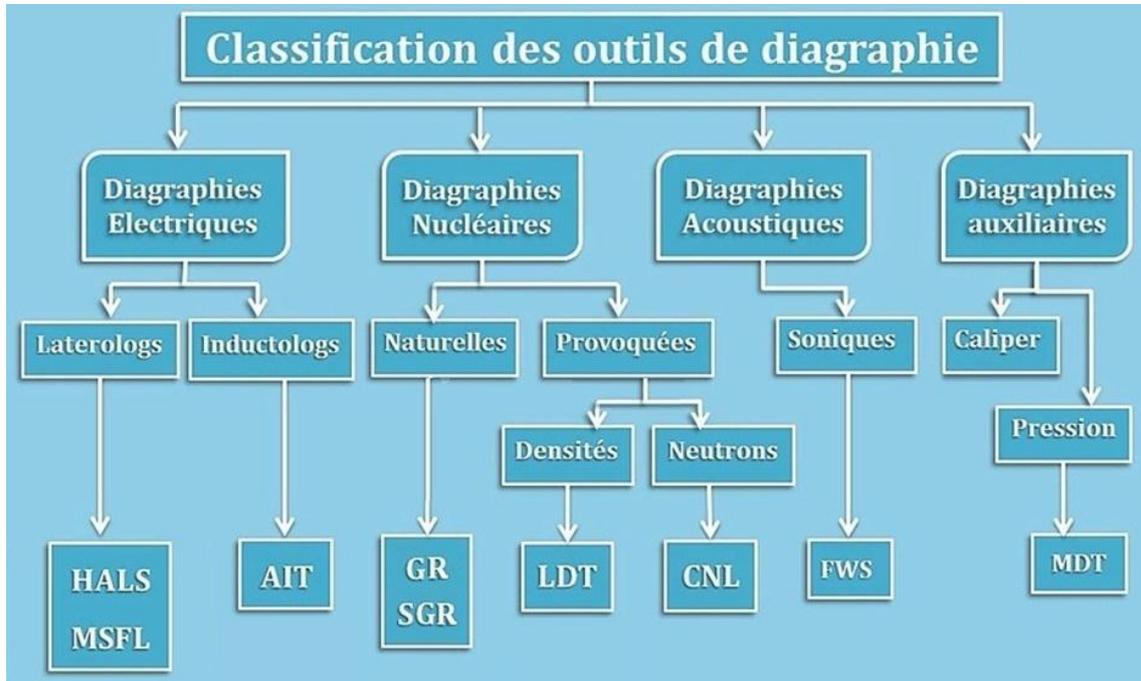


Fig.03 : Schéma de la mise en œuvre sur terrain, des diagraphies différées et instantanées

II. Notions de réservoir

II.1. Définition

Les réservoirs pétroliers sont des formations rocheuses, poreuses et perméables (Fig.04), refermant des accumulations naturelles, individuelles ou séparées d'hydrocarbures dont les contours sont limités par des barrières rocheuses imperméables et souvent par une barrière aquifère, et qui sont caractérisés par un système de pression unique (Perrin.D, 1995).

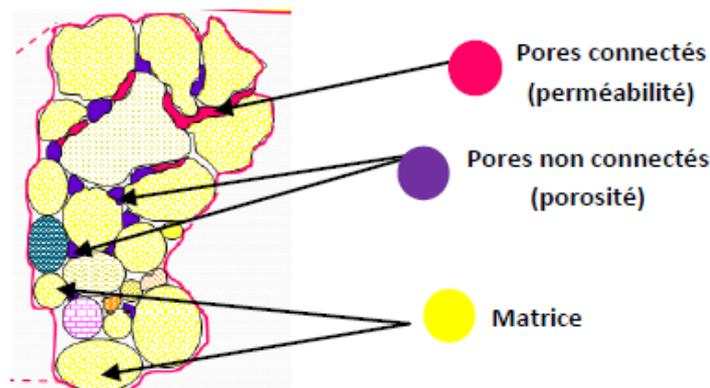


Fig.04 : Schéma de la composition microscopique d'une roche poreuse et perméable.

II.2. Propriétés pétrophysiques d'un réservoir

Les propriétés des roches réservoirs intéressant l'interprétation des diagraphies sont :

II.2.1. La porosité (\emptyset)

La porosité \emptyset , est la fraction du volume total occupée par les pores. Dans les formations peu consolidées, elle dépend de la distribution de la taille des grains (mais pas en valeur absolue : elle est importante si les grains sont de même dimension, et faible si les grains sont hétérométriques).

La porosité totale est donnée par la formule :

$$\emptyset_t = (V_p / V_t) * 100$$

Où :

- \emptyset_t : porosité totale (%)
- V_p : volume des espaces vides notamment occupés par les fluides (eau, gaz, pétrole) (cm^3) ;
- V_t : volume occupé par des solides (cm^3).

II.2.2. La saturation (S)

Dans un réservoir pétrolier, il existe toujours une portion d'eau, bloquée par la capillarité dans les pores (eau connée). On définit ainsi une Saturation en eau S_w , une saturation en huile S_o et une saturation en gaz S_g . En général, La saturation d'un fluide est le rapport du volume du fluide considéré sur le volume total des pores (Schlumberger, 1993)..

$$S = V_f / V_p$$

Où :

- S : la saturation (%) ;
- V_f : volume du fluide (cm^3) ;
- V_p : volume des pores (cm^3).

II.2.3. La perméabilité (P)

La perméabilité est la capacité d'un milieu poreux à laisser circuler, à travers l'échantillon considéré de section (A) et longueur donnée (L) et sous une différence de pression (ΔP) (pression d'entrée et pression de sortie), des fluides (liquides ou gaz). Cette perméabilité est contrôlée par les propriétés des fluides et aussi de la roche réservoir (Achi.N, 2015).

II.2.4. Le volume d'argiles (V_{sh})

Dans la nature, on ne peut pas parler d'une matrice pure ou d'un banc gréseux propre ; car la roche présente toujours des impuretés (ex : argile). Dans la prospection pétrolière, il est très important de calculer le volume des argiles car toutes les diagraphies sont affectées par leurs quantités, leurs types et leurs distributions. La connaissance du volume d'argile permet de corriger son effet sur le paramètre pétro-physiques, il peut être calculé par la formule :

$$(V_{sh\%})_{GR} = \frac{(GR_{lu} - GR_{min})}{(GR_{max} - GR_{min})} * 100$$

Où :

- **Vsh** : le volume d'argiles (%) ;
- **G_{lu}** : valeur du GR lu (API) ;
- **GR_{min}** : valeur du GR minimale (API) ;
- **GR_{max}** : valeur du GR maximale (API) ;

II.2.5. La résistivité (R)

La résistivité d'une formation exprime son aptitude à se laisser traverser par un courant électrique. Elle s'exprime en Ohm.m. Elle dépend surtout de la résistivité propre de l'eau de formation envahissant les pores, et la texture de la roche (mode de répartition des pores, des argiles et des minéraux conducteurs). Elle est déterminée sur l'enregistrement diagraphique de résistivité.