N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed

Faculté de Sciences de la Terre et de l'Univers

Département de la Géologie

Mémoire de fin d'étude

Pour l'obtention du diplôme de Master académique en Sciences de la Terre.

Option: Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème:

Lithostratigraphie, sédimentologie et biostratigraphie de la série sédimentaire carbonifère du Bassin d'Illizi, coupe de la route d'Illizi (Sahara sud-oriental).

Présenté et soutenu le 16/09/2026 par: **M. Selselati Boulal Imed Eddine**

Devant la commission pédagogique composée de:

Président: **M. RABAH Bouzid (Maître de conférences A / Université d'Oran 2)**

Encadrant: **M. BOUALEM Noureddine (Maître de conférences A / Université d'Oran 2)**

Examinateur: **M. SADJI Radouane (Maître de conférences A / Université d'Oran 2)**

2025/2026

SOMMAIRE

SOMMAIRE

DÉDICACES

AVANT PROPOS

RÉSUMÉ

ABSTRACT

Chapitre I : GENERALITES

Introduction....01

I. Cadre géographique....02

A. Cadre géographique général....02

B. Cadre géographique.....02

II. Cadre géologique et géodynamique....03

III. Aperçu Lithostratigraphique et paléogéographique du Bassin d'Illizi....06

A. Le socle....06

B. La couverture sédimentaire (Fig. 3, 4)....06

1. Le Cambrien....07

a. Unité des Ajjers....07

2. L'Ordovicien....07

a. Unité vire du mouflon....07

b. Unité de la banquette....09

c. La Formation d'In Tahouite....10

d. La Formation de Tamadjert....10

3. Silurien....11

a. La Formation de Oued l'Mirhou....11

b. La Formation d'Atafaitafa....11

c. Unité de la Barre inférieure....12

d. Talus à Tigillites....12

4. Dévonien....12

a. Unité Barre moyenne....13

b. Unité Trottoirs....13

c. Unité Barre supérieur....13

d. La Formation d'Orsine 13
e. Formation Tin Meras / la Gara Mas Melouki 14
5. Carbonifère 15
a. Formation d'lssendjel 15
b. Formation d'Assekaifaf 15
c. La Formation d'Oubarakat 16
d. La Formation d'El Abed Larache 16
e. La Formation de Tiguentourine 16
6. Mésozoïque 16
a. Série Tiguentourine 17
b. Série de Zarzaïtine (Trias-Lias) 17
c. La série de Taourartine (Malm-Crétacé inférieur) 17
d. La série de Djoua 17
e. Série d'Aleg Abiod 18
f. Le Sénonien (Crétacé supérieur) 18
7. Le Quaternaire 18
IV. Historique des travaux 18

Chapitre II : LITHOSTRATIGRAPHIE 20
I. Introduction 21
II. Étude lithostratigraphique 21
1. Formations et limites 21
1. 1. La Formation d'Issendjel 21
1. 2. La Formation d'Assekaifaf 21
2. Localisation de la coupe 21
3. Description de la coupe (fig.2.2) 23
3.1. Unité I (La Formation d'Issendjel)55m 23
3.2. Unité II (La Formation d'Assekaifaf)110m 23
4. Attribution stratigraphique 29
4.1 Formation d'lssendjel 29
III. Conclusion 30
Chapitre III : SEDIMENTOLOGIE 30
I. Introduction 31

II. Description et interprétation des faciès 31
1. Faciès FT 1. Grès à conglomérat 32
Faciès FT 1a. Grès 32
Faciès FT 1b : Conglomérats polygénique.....35
2. Faciès FT 2. Grès massifs et en plaquettes..... 34
3. Faciès FT3. Argiles 35
4. Faciès FT 4. Calcaires 35
5. Faciès FT 5. Marnes 37
6. Microfacies 41
III. Associations de faciès et environnements de dépôt 44
1. Association AF. 1 44
2. Association AF. 2 44
3 Association AF. 3 45
4 Association AF. 4 45
5. Association AF. 5 45
Tableau 2. Associations de faciès et interprétation des paléoenvironnements 46
Fig. 23 : Succession lithostratigraphique et associations de faciès. 46
4. Conclusion 47

Conclusion générale ……..50
Referencesbibliographiques……....53
Liste de tableaux et figures……..59

AVANT PROPOS

Arriver au terme de ces cinq années d'études est pour moi bien plus qu'une simple étape universitaire. C'est l'aboutissement d'un long chemin fait de travail, de défis, de moments de doute, mais surtout de nombreuses rencontres, de souvenirs et d'apprentissages qui resteront gravés dans ma mémoire.

Je remercie également mon encadrant**, Monsieur BOUALEM N**., Maître de conférences A à l'Université d'Oran 2, ainsi que **Monsieur SADJI R.,** Maître de conférences A à l'Université d'Oran 2. Je suis honoré de les compter parmi les membres du jury. Je leur exprime toute ma reconnaissance pour leur disponibilité, leurs précieux conseils, leurs efforts et leur accompagnement, aussi bien sur le terrain que durant les cinq années de mes études universitaires.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements à **Monsieur BENDELLA M**., Professeur à l'Université d'Oran 2, qui a profondément marqué mon parcours universitaire et a fait naître en moi une véritable passion pour la géologie. Je lui suis particulièrement reconnaissant pour la mission de terrain à Illizi, une expérience qui m'a permis de mettre en pratique mes connaissances, de mieux comprendre la géologie de terrain et de confirmer mon intérêt pour la géologie des bassins sédimentaires. Cette mission restera l'un des moments les plus marquants de mon parcours et une étape qui a contribué à construire le géologue que je souhaite devenir.

J'adresse mes sincères remerciements à **OUNSA F.** Pour son aide précieuse et son accompagnement durant le travail de terrain dans le Bassin d'Illizi, et dans tous mon parcours.

NOTE :Certaines données présentées dans ce mémoire sont issues des travaux de M. Bendella et de M. Ounsa, actuellement en cours de réalisation dans le cadre d'un article scientifique

À ma famille, ma plus grande source de force et de courage, merci pour votre amour, votre patience, vos sacrifices et votre soutien durant toutes ces années. Si je suis arrivé jusqu'ici, c'est aussi grâce à vous. Cinq années s'achèvent aujourd'hui, mais cette réussite ne représente pas seulement

Je souhaite tout particulièrement adresser mes sincères remerciements à l'ensemble de mes professeurs et mes collègues (MAHMOUD TEMMAR BENDIDA BOUDJLAL...) qui m'ont accompagné durant ces cinq années. Je les remercie pour leur disponibilité, leurs conseils. Chacun d'entre eux a contribué, à sa manière, à enrichir mon parcours universitaire

RÉSUMÉ

Cette étude porte sur l'analyse lithostratigraphique et sédimentologique d'une succession carbonifère affleurant le long de la route d'Illizi, dans le bassin d'Illizi. Les travaux de terrain et les observations pétrographiques ont permis de distinguer deux unités : la Formation d'Issendjel et la Formation d'Assekaifaf.

La Formation d'Issendjel est principalement constituée d'alternances argilo-gréseuses et de calcaires bioclastiques riches en brachiopodes, bryozoaires et goniatites. La Formation d'Assekaifaf est dominée par des niveaux argileux et gréseux, avec des intercalations marneuses et calcaires, et est attribuée au Serpukhovien.

L'étude des faciès, allant du wackestone au rudstone, indique une plateforme carbonatée peu profonde, évoluant des shoals oolitiques de haute énergie vers des environnements tidaux à supratidaux. L'évolution verticale traduit une transgression suivie d'une régression, accompagnée d'une augmentation progressive des apports silicoclastiques.

Mots-clés : Carbonifère ; bassin d'Illizi ; lithostratigraphie ; sédimentologie ; Issendjel ; Assekaifaf .

الملخص

تتناول هذه الدراسة التحليل الليثوستراتيغرافي)الطباقي الصخري (والسيديمونتولوجي)علم الرسوبيات (لتتابع صخري من العصر الكربوني، ينكشف على طول طريق إليزي ضمن حوض إليزي .وقد مكّنت الأعمال الميدانية والملاحظات البتروغرافية من تمييز وحدتين طباقيتين، هما :تكوين إيسندجيل (Issendjel) وتكوين أسيكايْفاف (Assekaifaf).

يتكوّن تكوين إيسندجيل أساسًا من تعاقبات من الصخور الطينية والحجر الرملي، إلى جانب طبقات من الحجر الجيري الحيوي الفتاتي الغنية بذراعيات الأرجل (Brachiopodes) والطحالب الحيوانية (Bryozoaires) والجونياتيتات (Goniatites). أمّا تكوين أسيكايْفاف، فتسود فيه المستويات الطينية والرملية، مع تداخلات من المارن والحجر الجيري، ويُنسب إلى عصر السيربوخوفي (Serpukhovien).

تشير دراسة السحنات الرسوبية، التي تتراوح من الواكيستون (Wackestone) إلى الرودستون (Rudstone)، إلى وجود منصة كربوناتية ضحلة، تطورت من حواجز أو ضفاف أوليتية ذات طاقة هيدروديناميكية مرتفعة نحو بيئات مدّية وفوق مدّية .كما يعكس التطور العمودي للتتابع الرسوبي مرحلة من التقدم البحري (Transgression)، أعقبتها مرحلة من التراجع البحري (Régression)، ترافقت مع تزايد تدريجي في الإمدادات الرسوبية السيليسيكلاستية)الفتاتية السيليكاتية(.

الكلمات المفتاحية: العصر الكربوني؛ حوض إليزي؛ الطباقية الصخرية؛ علم الرسوبيات؛ إيسندجيل؛ أسيكايْفاف.

ABSTRACT

This study focuses on the lithostratigraphic and sedimentological analysis of a Carboniferous succession exposed along the road to Illizi, within the Illizi Basin. Field investigations and petrographic observations allowed the succession to be divided into two main units: the Issendjel Formation, , and the Assekaifaf Formation,.

The Issendjel Formation is mainly composed of argillaceous and sandy alternations with bioclastic limestones containing brachiopods, bryozoans, and goniatites. The Assekaifaf Formation is dominated by argillaceous and sandy deposits, with marl and limestone intercalations, and is attributed to the Serpukhovian.

The analysis of facies, ranging from wackestone to rudstone, indicates a shallow carbonate platform evolving from high-energy oolitic shoals to tidal and supratidal environments. The vertical evolution of the succession records a transgressive phase followed by a regressive trend, associated with a progressive increase in siliciclastic input.

Keywords: Carboniferous; Illizi Basin; lithostratigraphy; sedimentology; Issendjel Formation; Assekaifaf Formation;

Chapitre I

Généralités

Introduction

La plateforme Saharienne constitue un vaste domaine sédimentaire subdivisé en plusieurs Bassins, dont l'intérêt géologique est reconnu depuis la fin du XVIII^{e} siècle, à la suite notamment de la découverte de nombreux gisements fossilifères. Situé dans le Sud-Est de l'Algérie, Le Bassin d'Illizi (ex Fort-Polignac) renferme une succession sédimentaire qui s'échelonne du Précambrien au Crétacé, et abrite des systèmes pétroliers de classe mondiale, enregistré au Silurien inférieur, Dévonien supérieur, Carbonifère et le Crétacé (Lüning et *al*., 2004). Cette richesse en hydrocarbures confère à la région une importance économique majeure, faisant du Bassin d'Illizi l'une des principales provinces pétrolières du Sahara algérien.

La plateforme Saharienne est contrôlée par les deux vieux bouclier, Réguibat à l'Est, et le Hoggar à l'Ouest, qui forment un socle volcanique et volcano-sédimentaire (Beuf et al., 1971 ; Fabre, 1983 ; Kazi-Tani, 1986). Ce dernier est recouvert dans le Bassin d'Illizi par une importante couverture sédimentaire paléozoïque, représentée par une succession stratigraphique allant du Cambrien au Permien et dont l'épaisseur dépasse 3000 m (Boudjema, 1987 ; Lüning et al., 2004 ; Galeazzi et al., 2010), qui affleure dans la partie meridional du Bassin. Cepandant, le Mésozoïque, est représenté par des dépôts qui se sont focalisés au centre du Bassin, tandis que les terrains d'âge tertiaires occupent surtout la partie Nord-Est.

Les affleurements Carbonifères du vaste Bassin d'Illizi furent signalés dès 1894 par F. Foureau après une description plus complète par N. Menchikoff en 1939 (in Legrand-Blain, 1976). Depuis lors, de nombreux travaux conduit en grande partie dans l'Est du Bassin (piste Ohanet-Illizi) ont porté sur la caractérisation et la subdivision stratigraphique des séries Carbonifères du Bassin d'Illizi (Lapparent & Lelubre, 1948 ; Freulon, 1955 ; Durif, 1959 ; Dubois, 1960 ; Remack-Petitot, 1960 ; Legrand-Blain, 1976 ; Attar, 1980 ; Abdesselam-Rouighi, 1997). Le présent travail vise à étudier en détail la série stratigraphique de la partie occidentale du bassin d'Illizi, en faisant appel à une approche intégrée fondée sur la sédimentologie, l'ichnologie, la paléontologie et l'analyse des microfaciès.

I. Cadre géographique

A. Cadre géographique général

Le Bassin d'Illizi se situe dans le Sud-Est du Sahara algérien, s'étendant entre les latitudes 26° et 30° N et les longitudes 6°30′ et 10° E (Fig. 1). Il est bordé par des zones hautes, d'où on distingue l'arche de Tihemboka qui constitue les des frontières algéro-libyenne dans partie Est, la dorsale d'Amguid El Biod qui le sépare du Bassin de Mouydir depuis l'Ouest. Au nord, le Bassin d'Illizi est limité par une remontée du socle, connue sous le nom de môle d'Ahara, qui entraîne l'exhumation de terrains crétacés (plateau de Tinhert) et constitue la limite avec le bassin de Berkine. Au sud, le bassin d'Illizi est limité aux alentours de Bordj El Haouas par le socle cristallo-métamorphique du Hoggar, avec lequel il est en contact.

B. Cadre géographique local

À environ 150 km au sud de la commune d'In Aménas (Fig. 1), les formations carbonifères affleurent largement le long de la route nationale RN3, reliant la commune d'In Aménas à la wilaya d'Illizi.

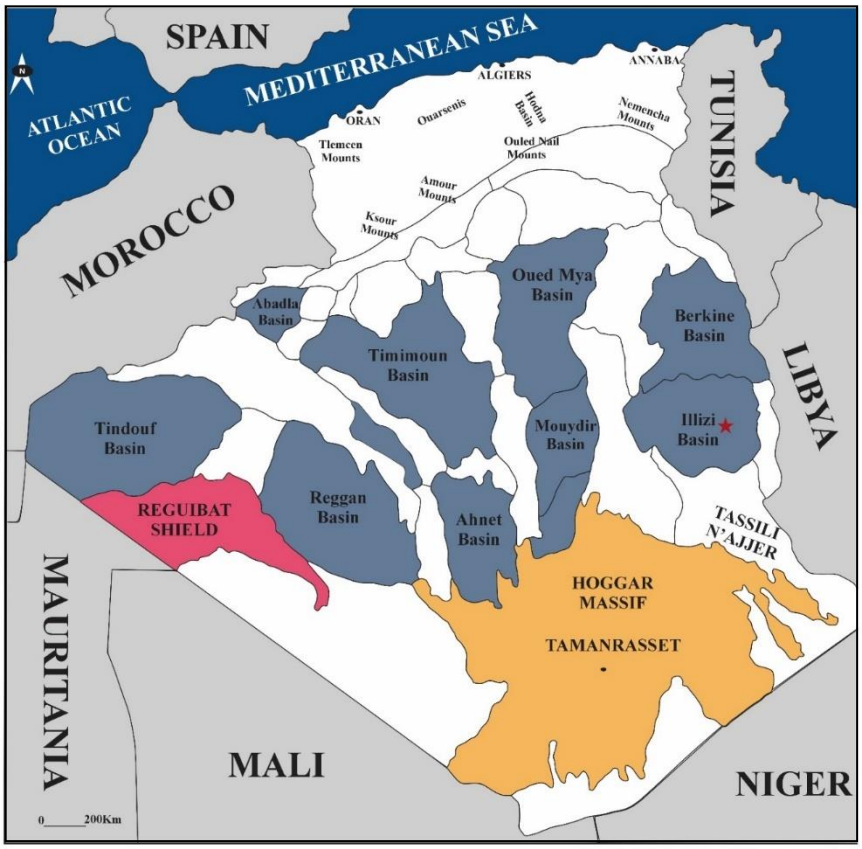


Fig. 1: Situation géographique du Bassin d'Illizi, Algérie (document Sonatrach exploration, 1995) (D'après mémoire Ounsa Fayçal, 2025). ★ : Secteur d'étude.

II. Cadre géologique et géodynamique

L'évolution tectono-stratigraphique de la plateforme Saharienne au cours du Paléozoïque est typique d'un contexte cratonique (Beuf et al., 1971 ; Boote et al., 1998). Les bassins du Sahara algérien oriental en Afrique du Nord (Berkine et Illizi) (Fig. 1) correspondent à des dépressions paléozoïques affectées par la tectonique, d'où ils sont formés près de la marge passive Nord du supercontinent Gondwana (Burke et al., 2003). Le Bassin d'Illizi résulte d'une série de phases compressives et distensives (Tab. 1) ayant influencé la sédimentation et la structuration du socle (Boudjema, 1987). Depuis l'orogenèse panafricaine jusqu'aux mouvements hercyniens, chaque phase a contribué à façonner la géologie actuelle du Bassin, entraînant des discordances et des discontinuités sédimentaires (Aliev et al., 1971 ; Echikh, 1975 ; Beicep, 1975 ; Boudjema, 1987 ; Aiouna, 1975 ; Skender et al., 1996).

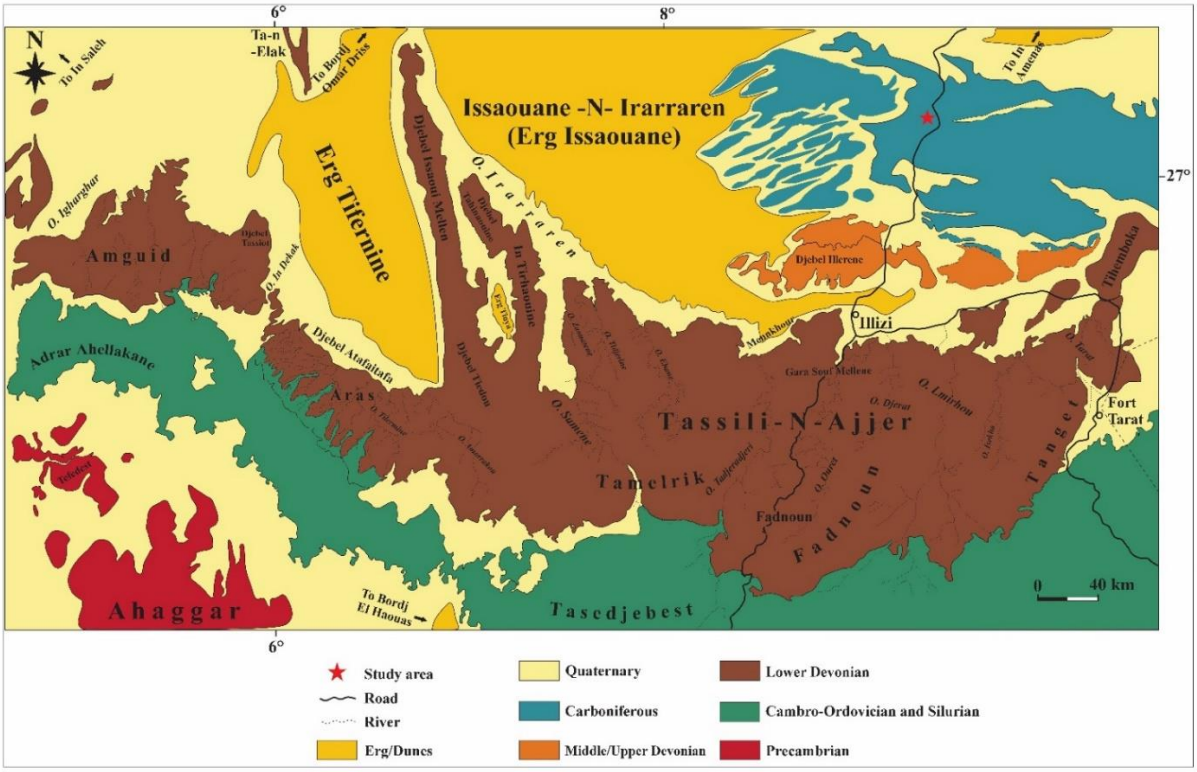


Fig. 2: Carte géologique du Bassin d'Illizi (Sonatrach-Beicip, 1974-1975) (D'après mémoire Ounsa Fayçal, 2025).

Le Bassin d'Illizi couvre une superficie de 108 424 km², caractérisés par des éléments structuraux subméridien qui ont affectés ce Bassin (l'axe d'Amguid El Biod, l'axe de Ta-n-Elak, l'axe d'Essaoui Mellène, l'axe passant par Maouar Tin Tayart, l'axe de Fadnoun et l'axe

Période maximum d'activité	*Direction de la contrainte*	*Effets sur le système failles*	*Effet sur la sédimentation*
Post-Villafranchienne (Alpine)	N-S 	Basculement et inversion de blocs Période finale de compression dans le domaine atlasique. Evénement majeur de collision.	Soulèvement du Hoggar, basculement du bloc d'El Bourma
Miocène	NW-SE et N-S 	Episode de compression majeure dans le domaine atlasique	Sédimentation prédominante de flysch au Nord
Eocène(Pyrénéenne)	N-S et NW-SE 	Début de chevauchement au Nord résultant de la convergence de la plaque africaine avec la plaque européenne. Décrochement de la faille Sud atlasique.	
Crétacé Inferieur(Autrichienne)	E-W 	Réactivation des décrochements des failles N-S et NS-SW résultant des mouvements différentiel de la plaque européenne et la plaque africaine.	Erosion des sédiments du Crétacé sous l'Aptien (l'Arche d'El Biod et Illizi), effet léger sur le bassin de Berkine.
Trias-Lias Rifting (Dislocation de la pongée)	NW-SE 	Réactivation des failles NE-SW se terminant au TAGS et S4	Contrôle de la sédimentation par les failles entrainant une variation rapide d'épaisseur le long des failles NE-SW.
Carbonifère supérieur-Permien (Hercynienne principale)	N120 	Inversement ou décrochement le long des failles NE-SW (résultant de la formation de la pongée).	Erosion sur les axes NE-SW.
Viséen (Hercynienne précoce)	N40 	Mouvement inverse ou décrochant le long des failles NW-SE. Début de formation de la chaine varisque.	Erosion sur le mole de Tihemboka et soulèvement de l'Ougarta.
Frasnienne	NW-SE 	Mouvement normal le long des failles NW-SE.	Non dépôt et érosion locale (mole d'Ahara).
Calédonienne Siluro-Dévonienne	E-W 	Mouvement inverse le long de la faille N-S.	Erosion le long des zones hautes d'orientation N-S et E-W (Tihemboka-Ahara).
Taconique Caradoc-Ashgillien	E-W 	Mouvement inverse le long des failles N-S résultant. Formation de structures N-S.	Soulèvement du bouclier Réguibat et Touareg.
Cambro-Ordovicienne	NW-SE 	Mouvement normal le long des failles N-S.	Les variations d'épaisseur sont contrôlées par la faille. Basculement N-W de la plate forme saharienne. Volcanisme.
Panafricaine	E-W 	Tectonique cassante créant des failles et des fractures conjuguées NW-SE et NE-SW.	Compartimentation du craton du Sahara central.

Tableau. 1: Phases compressives et distensives affectant le socle (Boudjema, 1987)

de Tihemboka) (Fig. 2). Ces derniers ont joué un rôle important dans le contrôle du dépôt (Henniche, 2002). Dans sa partie méridionale, le Bassin d'Illizi est caractérisé par l'enceinte Tassilienne (Fig. 2, 3), couvrant une superficie d'environ 72 000 km². Celle-ci est principalement constituée de dépôts détritiques appartenant à des formations allant du Cambrien au Dévonien (Fig. 3). Les affleurements pré-Tassiliens sont principalement représentés par les formations du Dévonien moyen à supérieur, qui marquent les premiers dépôts carbonatés depuis le Cambro-Ordovicien, ainsi que par une grande partie des

formations Carbonifères (Fig. 2, 3). La Wilaya d'Illizi est limitrophe de trois pays : la Tunisie au Nord-est, la Libye à l'Est et le Niger au Sud (Fig. 2).

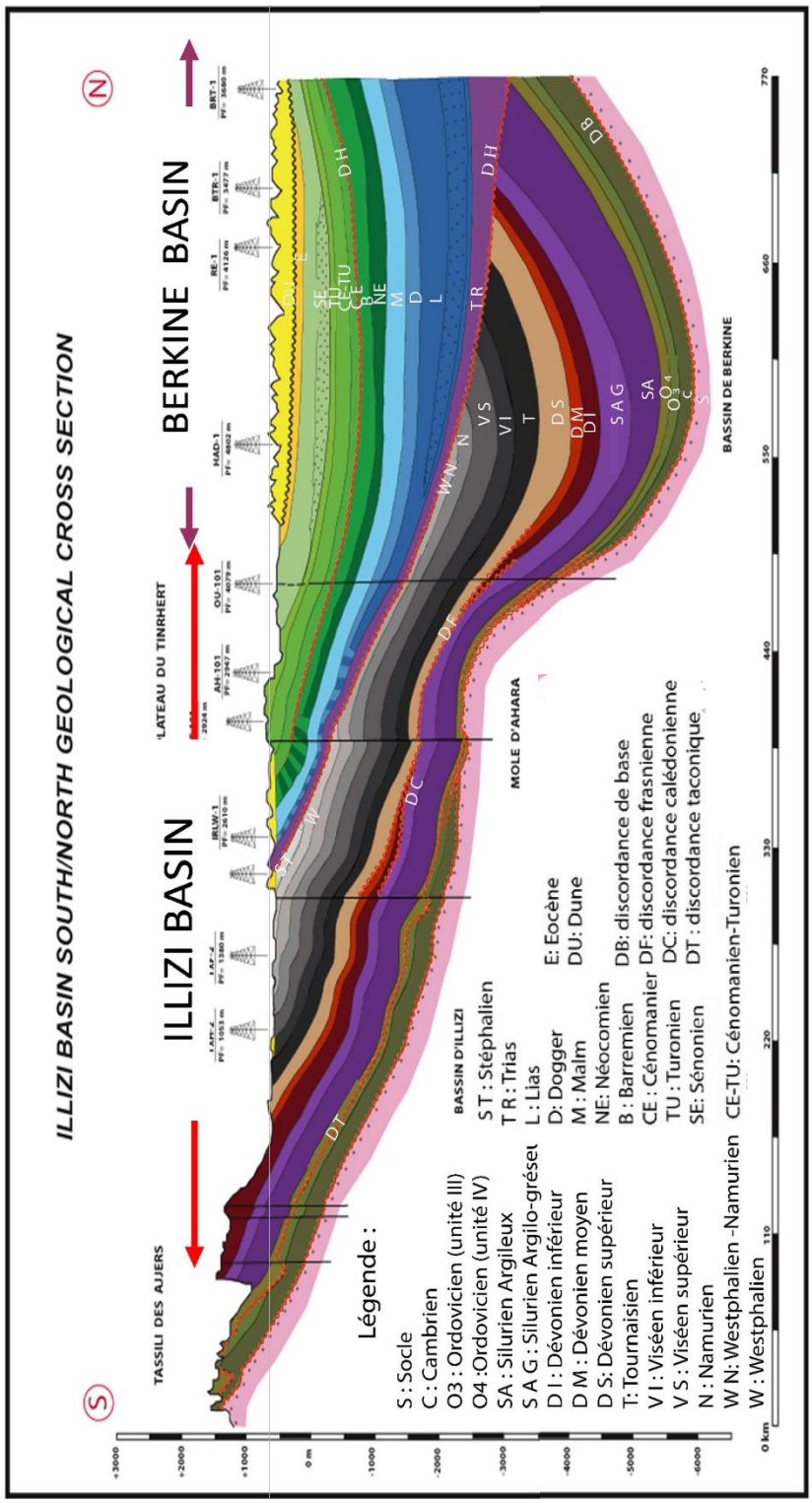


Fig. 3: Bassins et crêtes (môle) paléozoïques sur la marge nord du massif du Hoggar (d'après Lüning Lüning et al., 2004).

L'évolution tectono-stratigraphique de la plateforme Saharienne au cours du Paléozoïque est typique d'un contexte cratonique (Beuf et al., 1971 ; Boote et al., 1998). Les bassins du Sahara algérien oriental en Afrique du Nord (Berkine et Illizi) (Fig. 1) correspondent à des dépressions paléozoïques affectées par la tectonique, d'où ils sont formés près de la marge passive Nord du supercontinent Gondwana (Burke et al., 2003). Le Bassin d'Illizi résulte d'une série de phases compressives et distensives (Tab. 1) ayant influencé la sédimentation et la structuration du socle (Boudjema, 1987). Depuis l'orogenèse panafricaine jusqu'aux mouvements hercyniens, chaque phase a contribué à façonner la géologie actuelle du Bassin, entraînant des discordances et des discontinuités sédimentaires (Aliev et al., 1971 ; Echikh, 1975 ; Beicep, 1975 ; Boudjema, 1987 ; Aiouna, 1975 ; Skender et al., 1996).

III. Aperçu Lithostratigraphique et paléogéographique du Bassin d'Illizi

La lithostratigraphie du Bassin d'Illizi est décrite à partir d'affleurements et subsurface. Les formations ont été définies initialement par (Freulon, 1955: Dubois et al., 1967).

A. Le socle

Le socle est constitué par des terrains méta-sédimentaires traversés par de nombreuses intrusions magmatiques. L'âge des formations varie de l'Archéen (Lelubre, 1952; Allègre et al., 1972) au Néoprotérozoïque et au Cambrien (Caby et al., 1983 ; Gravelle, 1969). L'inconformité infra-cambrienne est une surface érosive majeure qui coupe les roches déformées infra-cambrienne et précambriennes (Eschard et al., 2005). Elle à pris naissance lors de l'érosion des reliefs panafricains, elle est marquée sur l'ensemble du craton gondwanien. En affleurement, le contact érosif est une surface nette et remarquablement plane qui coupe les granites et les sédiments précambriens (Fig. 3). Des niveaux de galets et de graviers d'origine éolienne sont parfois préservés dans des poches à la surface de cette inconformité. L'érosion différentielle des différentes roches précambriennes a également permis de préserver des paléoreliefs (Beuf et al., 1971). Ces observations indiquent que l'inconformité correspond à une surface majeure de transit fluvio-éolien, sur laquelle les sédiments érodés du craton ont été transportés

B. La couverture sédimentaire (Fig. 3, 4)

1. Le Cambrien

a. Unité des Ajjers

Elle est également nommée «Grès de Tin Taharadjeli» (Fig. 4), elle atteint environ 300m d'épaisseur au Nord de Djanet, où elle constitue le rebord du Tassili intérieur. Cette unité de grès repose localement sur des conglomérats de la Formation d'El-Moungar correspondant à l'unité I, sensu le (Beuf et al., 1971), recouvrant ainsi l'inconformité infra cambrienne.

La partie inférieure des «Grès de Tin Taharadjeli» est composée de grès grossiers à très grossiers (Fig. 4), présentant des stratifications entrecroisées unidirectionnelles et tabulaires indiquant une direction des paléo-courants Nord à Nord-Ouest. Les parties moyennes et supérieures de cette formation montrent des indices d'ingressions marines. Des grès grossiers montrent des stratifications entrecroisées sigmoïdales multidirectionnelles qui ont été déposés dans des chenaux et des barres estuariennes alors que les grès moyens sont massifs (sans aucune structure interne).

L'unité des «Grès de Tin Taharadjeli» n'a jamais été daté dans les affleurements et est provisoirement attribuée au Cambrien jusqu'à l'Ordovicien inférieur (Fig. 4). Cette formation correspond à l'unité réservoir II, qui constitue la principale unité réservoir du gigantesque champ pétrolier de Hassi-Messaoud.

2. Ordovicien

a. Unité vire du mouflon

Elle offre un talus le long du rebord du Tassili et son épaisseur moyenne est d'environ 50m. Elle est constituée de grès quartzitiques fins, en lits minces, avec des stratifications ondulées (Wavy bedding) et lenticulaires (Flaser bedding), présentant des intercalations limoneuses, et une bioturbation abondante (Eschard, 2005). Dans la partie supérieure de cette formation, des ensembles sigmoïdaux multidirectionnels épais sont interprétés comme des deltas tidaux. La « Vire du Mouflon » a été déposée dans des environnements subtidaux à intertidaux, elle représente la première occurrence de faciès marins ouverts dans la région du Tassili (Eschard, 2005). Ces faciès marins peu profonds passent à des sédiments marins plus ouverts identifiés en subsurface, et appelé communément les «Argiles d'El-Grassi» (Fig. 4). Il s'agit d'une séquence progradante au sommet de la Formation sous-jacente la «Vire du

Mouflon» qui est probablement l'équivalent des faciès côtiers des «Grès d'El Atchane» en subsurface.

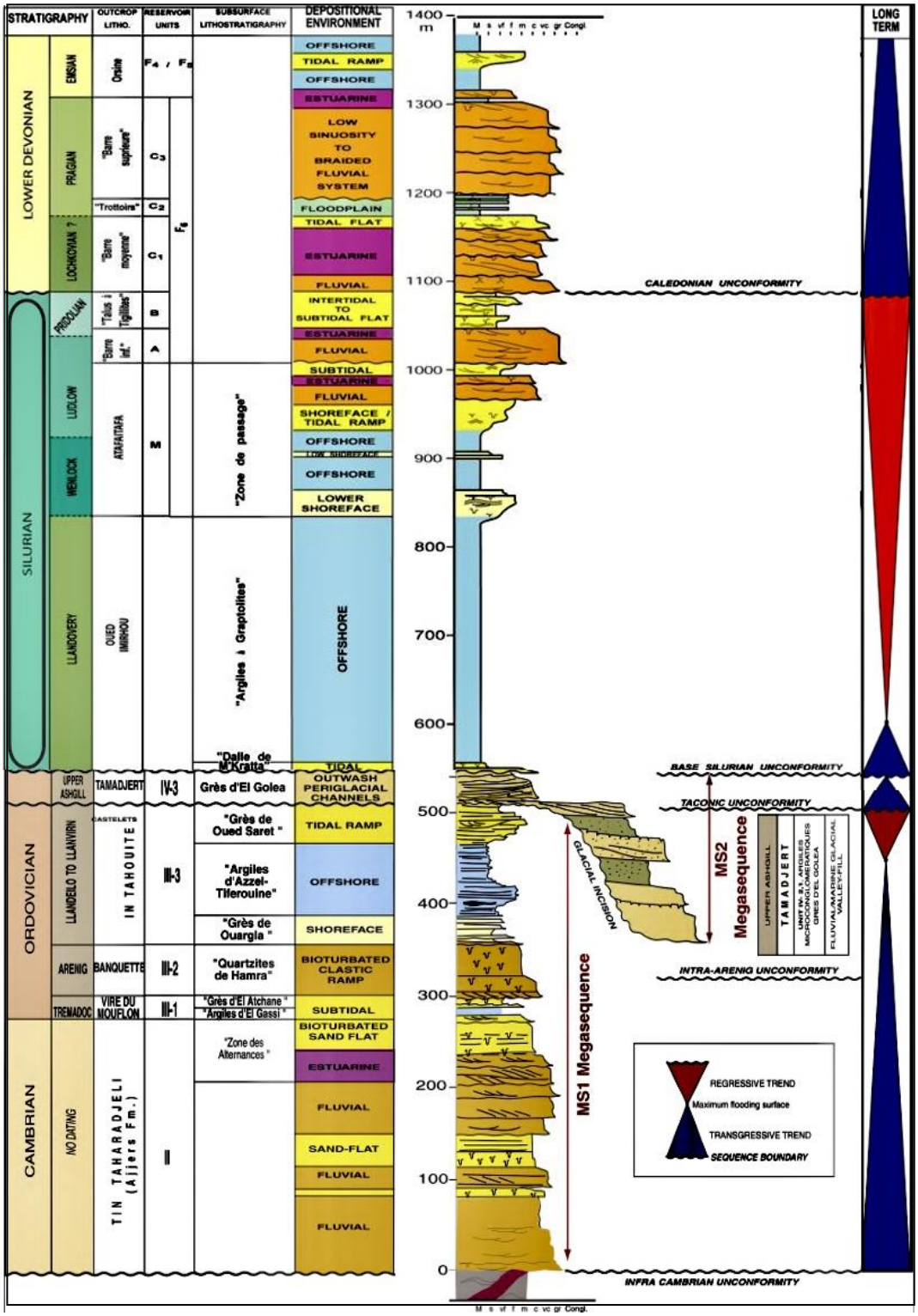


Fig. 4: Coupe stratigraphique de la succession du Paléozoïque Inférieur dans le Tassili n'Ajjer et interprétation séquentielle (Eschard et al., 2005). La lithostratigraphie des affleurements est d'après Beuf et al. (1971) et dans les bassins d'après Jardiné et Yapaudjian (1968).

Cette succession a été attribuée au Trémadocien, elle est également connue sous le nom d'Unité Réservoir III-1 dans les Bassins d'Illizi-Berkine.

b. Unité de la banquette

Elle forme la falaise massive supérieure du Tassili interne, la base de l'unité est constituée des grès grossiers avec des stratifications entrecroisées sigmoïdales et une morphologie en chenaux, interprétées comme des chenaux et barres estuariens. Au-dessus, la majeure partie de l'unité de la «Banquette» est composée de grès silicifiés moyens à grossiers sans structure apparente, avec une abondance de terrier verticaux.

L'interprétation sédimentologique de la «Banquette» est difficile, car les structures sédimentaires ont été oblitérées par la bioturbation (Eschard, 2005). À l'échelle régionale, les faciès sont étonnamment homogènes (Beuf et al., 1971), suggérant une pente marine peu inclinée et très faible. Ces grès sont alors interprétés comme une rampe marine clastique peu profonde, à faible énergie et en progradation.

En subsurface, dans les Bassins d'Illizi- Berkine, la « Banquette » est probablement équivalente au «Quartzite d'El Hamra», également appelée Unité Réservoir III-2, attribuée à un âge Arénig (Fig. 4).

c. La Formation d'In Tahouite

Elle repose de façon concordante sur l'unité de la «Banquette» et se compose principalement de siltites ainsi que des grès à grains très fins à fins, présentant une bioturbation marquée par l'ichnofaciès à Skolithos et Cruziana (Eschard, 2005). Elle débute par des grès fins avec des rides de vagues et des stratifications entrecroisées en mamelon (HCS), déposées dans un environnement de shoreface inférieur. Elle passe rapidement vers le haut à des siltites finement bioturbés, déposées dans un contexte de plateforme externe en milieu marin ouvert (Eschard, 2005). La partie supérieure de cette formation montre des grès de shoreface et des grès tidaux en progradation, localement appelés «Membre des Castelets», contenant une faune de brachiopodes et de lamellibranches qui ont permis d'attribuer un âge Arenigien à la Formation d'In Tahouite (Legrand, 1964).

Les grès basals de la Formation d'In Tahouite est probablement l'équivalent des grès de Ouargla en subsurface, qui ont été datés de l'Arenigien (Oulebsir et Paris, 1993).

La partie argileuse de cette formation correspond aux "Argiles d'Azzel-Tiferouine", datées de l'Arenigien au Llandeilo (Paris et al., 2000). Les grès supérieur progradants peut également correspondre aux "Grès de Oued Saret" en subsurface, datés du Llandeilo inférieur (Oulebsir et Paris, 1993 ; Paris et al., 2000).

La Formation d'In Tahouite est également appelée Unité III-3 en subsurface des Bassins Illizi-Berkine (Fig. 4).

d. La Formation de Tamadjert

La base de cette formation constitue une surface d'érosion majeure associée à des vallées orientées nord-sud, dont l'extension latérale varie entre 1 et 3 km (Beuf et al., 1971). De telles incisions ont été identifiées sur toute la marge nord du Gondwana, en Algérie (Beuf et al., 1971), en Libye (Blancpied et al., 2000 ; Le Heron et al., 2004 ; Sutcliff et al., 2000), en Mauritanie (Ghienne et Deynoux, 1998) et en Arabie Saoudite (Vaslet, 1990). Ces incisions se sont formées sous l'action de glaciers lors d'un épisode glaciaire de courte durée (Eschard, 2005). L'unité basale du remplissage de la vallée était constituée de grès fins hétérolithiques organisés en mégaséquences de 15 m de hauteur, passant à des turbidites finement litées dans les parties distales. Ces sédiments ont été déposés dans des deltas de type Gilbert lors des périodes de retrait glaciaire. Ces deltas résultent d'une progradation rapide due à un fort débit d'eau et à des courants de densité élevée lors des périodes de fonte des glaces. Au-dessus de cette unité, le remplissage de la vallée est constitué de grès fins à moyens, mal classés et dépourvus de structures. La stratification est souvent déformée par des glissements et des structures d'échappement de fluide (Eschard, 2005).

Les unités de grès sont intercalées avec des grès argileux mal classés et des siltites formant une matrice argileuse où flottent des grains de quartz grossiers et des graviers. Ces faciès ont été interprétés comme des diamictites résultant de matériaux transportés et déposés par des icebergs durant les périodes interglaciaires.

Une unité de grès latéralement étendue marque la fin du remplissage de la vallée. À ce niveau, de grandes séquences de deltas de type Gilbert progradant vers le nord peuvent être observées. Enfin, la partie supérieure du remplissage de la vallée est constituée de chenaux

rubanés associés à des grès fins, dont l'interprétation reste controversée (Hirst et al., 2002). Ces chenaux forment des structures sinueuses, ils sont associés à des mégarides en escalier.

La Formation de Tamadjert est appelée Unité IV en subsurafce, où elle constitue un réservoir hétérogène (Hirst et al., 2002). Elle a été datée de l'Ashgillien terminal (Oulebsir et Paris, 1993).

3. Silurien

a. La Formation de Oued l'Mirhou

Cette formation débute par des grès grossiers qui marquent une discordance régionale érosive a faible relief. Ces grès étaient confinés dans des dépressions topographiques au dessus de la surface et présentent à la fois des faciès fluviaux et tidaux (Eschard, 2005). L'unité est appelée «Dalle de M'Kratta» en subsurface. Son attribution stratigraphique est débattue (Oulebsir et Paris, 1993) en ce qui concerne son probable appartenance à l'Ordovicien supérieur.

Au-dessus, la Formation de «l'Oued l'Mirhou» (Fig. 4), est appelée « Argiles à Graptolites » en subsurface, elle est constituée de schistes micacés limoneux qui ont été datés du Llandovery à sa base jusqu'au Ludlow supérieur à son sommet (Legrand, 1981). Les puits réalisés ont donné au moins trois niveaux de schistes radioactifs riches en matière organique, dans la moitié inférieure des «Argiles à Graptolites» (Lüning et al., 2000). L'extension était contrôlée par les dépressions topographiques du Bassin, qui favorisaient des conditions anoxiques et préservaient des valeurs élevées de TOC (Carbone organique totale) dans les schistes (Lloydell, 1998 ; Lüning et al., 2000). La moitié supérieure des «Argiles à Graptolites» montre une teneur croissante en limons et en sables.

b. La Formation d'Atafaitafa

Elle recouvre de manière concordante les «Argiles à Graptolites», Elle correspond à un matériel déposé dans des environnements de type offshores et littorales. Il s'agit d'empilements sédimentaires, organisés dans une tendance générale d'engraissement et de régression vers le haut. Les grès présentent des HCS, des rides de vagues et des structures sigmoïdales. Dans le Bassin d'Illizi et en subsurface, la «Formation Atafaitafa», correspond à la Zone de passage et aux « Unités M » en affleurement, la partie basale correspond la

séquence littorale où l'âge Wenlock a été identifié grâce une faune de chitinozoaires. Alors que l'âge Ludlow est présent uniquement en subsurface au nord du Bassin d'Illizi (Boumendjel et al., 1988 ; Henniche, 2002).

c. Unité de la Barre inférieur

Est représentée par des grès grossiers avec des structures entrecroisées en auge et tabulaires, déposés dans des rivières en tresses et à faible sinuosité (Eschard, 2005). Les directions des courants indiquent un écoulement vers le nord. La base de la « Barre Inférieure » marque un changement important vers le bas des faciès, lié à une baisse relative du niveau marin (Eschard, 2005). Les systèmes fluviaux ont été rajeunis et ont érodé les sédiments marins en dessous. La transgression a ensuite induit la reprise du dépôt fluvial et le développement des faciès estuariens.

La partie supérieure montre une sédimentation à influences tidales, avec des structures entrecroisées sigmoïdales multidirectionnelles liées à des chenaux et des bancs estuariens (Henniche, 2002). En subsurface, celle ci est appelée «Unité A» (Fig. 4).

d. Talus à Tigillites

Constitués de grès à grains fins représentés par des couches de faible épaisseur, intercalés avec des grès à grains plus grossiers avec des structures entrecroisées sigmoïdales. Ces sédiments ont été déposés dans une rampe subtidal peu profonde, dans des environnements allant des plaines subtidaux aux vasières et plages intertidales. Le sommet de l'unité est tronqué par la discordance calédonienne (Eschard, 2005).

Cette unité est appelée « Unité B » en subsurface et a été datée du Pridoli en subsurface (Henniche, 2002).

4. Dévonien

La limite Siluro-Dévonienne est marquée par un évènement tectonique et à une chute relative majeure du niveau marin qui a affecté la majeure partie de la marge gondwanienne. Cependant, la surface d'érosion résultante est appelée la «discordance calédonienne» (Eschard, 2005). Les grès du Silurien supérieur et du Dévonien inferieur constituent le vaste

plateau des tassilis externes (grès de Fadnoun), qui contiennent d'importants réservoirs d'hydrocarbures.

a. Unité Barre moyenne

Elle transgresse sur la discordance calédonienne, grès grossiers avec des stratifications entrecroisées tabulaires, déposés dans des systèmes fluviatiles en tresses. Au-dessus, on trouve des grès avec des stratifications entrecroisées tabulaires et des structures sigmoïdales. Ces faciès ont été interprétés comme des chenaux estuariens, avec une influence tidale croissante vers le sommet (Eschard, 2005).

Cette unité est appelée «Unité C1» dans le Bassin d'Illizi. La «Barre Moyenne» n'a jamais été datée, ni en affleurement ni en subsurface, et les grès sont attribués au Lochkovian.

b. Unité Trottoirs

Elle représente la base du Praguien, composée de mudstones limoneux verdâtres alternant avec des grès, déposés dans un environnement de plaine d'inondation. Des chenaux en ruban constitués de grès très grossiers à stratifications entrecroisées en auge. Il convient de noter que, l'unité «Trottoirs» présente, traces de racines (rhizolites, Eschard, 2005). L'unité s'est formée pendant une transgression, favorisant l'aggradation des sédiments dans les systèmes fluviatiles. Elle est appelée «Unité C2» en subsurface du Bassin d'Illizi et elle a été datée du Praguien grâce à des études palynologiques.

c. Unité Barre supérieur

Sur une épaisseur d'environ 50 m composée essentiellement de grès grossiers avec des stratifications entrecroisées tabulaires, déposés dans une plaine fluviale en tresses riche en sable (**Eschard, 2005**). Sa partie basale offre une surface d'érosion tant dis que sa partie supérieure montre des chenaux estuariens qui annoncent la transgression emsienne. L'unité de la « Barre Supérieure » n'a jamais été datée, mais elle est provisoirement attribuée au Praguien. En subsurface du Bassin d'Illizi, cette unité est appelée « Unité C3».

d. La Formation d'Orsine

Cette formation a été datée de l'Emsien grâce à une abondante macrofaune (brachiopodes). Elle est composée de schistes et de siltites déposés dans un environnement

marin ouvert (offshore). Le sommet de la formation correspond à des grès marronâtre ferrugineux à stratifications entrecroisées qui s'avère une surface d'ordre régionale (Guerrak, 1988). Ces grès progradants déposés dans environnements tels que shoreface et tidaux se sont principalement développés autour des hauts structuraux et constituent les unités réservoirs F4/F5 en subsurface (Eschard, 2005).

e. Formation Tin Meras / Djebele Illérene

Les deux formations caractérisent le Dévonien moyen et supérieur, avec une dominance des dépôts argileux avec des grès fins à moyens en alternance avec des niveaux de calcaires fossilifères témoignant l'installation d'un milieu marin à la fin du Dévonien. Ils constituent les unités réservoirs F2/F3 en subsurface.

L'Eifelien n'est documenté que par la biostratigraphie, grâce à la découverte des Pinacites Jugleri (Petitot 1960, Chaumeau, 1962, Freulon, 1964) facilement reconnaissable. Il est représenté par un ensemble argileux, a quelque passées argileuses. Sa base est marquée par un très mince niveau conglomératique a petits éléments gréseux ou argileux bien arrondis très altérés qui ont livrés dès leurs bases des brachiopodes caractéristiques à cet étage (Chaumeau, 1962). L'eifélien supérieure est représenté par l'apparition du premier niveau de calcaire depuis le Cambro-ordovicien, dont il renferme des pinacites jugleri.

Le Givétien est facilement reconnaissable sur terrain par une crête basse de calcaires et de dolomies, qui est en grande partie dissimulée par des sables et des graviers quaternaires. Dans les secteurs où la succession est plus développé, les niveaux de calcaires sont régulièrement interrompus par des intercalations argileuses dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ces intercalations sont, ponctuellement associées à des lits gréseux fins, présentant fréquemment des moulages de tentaculites orientés parallèlement à la stratification, témoignant d'un alignement induit par les courants (Wendt et al., 2009).

Les calcaires du Dévoniens moyens sont recouverts par une séquence monotone d'argiles rouges et grises avec de minces intercalations de grès et de siltites «Formation de Tin Meras». Leur subdivision biostratigraphique n'a été réalisée que dans des carottes grâce aux nanofossiles (chitinozoaires et palynomorphes), permettant d'identifier plusieurs biozones du Frasnien et du Famennien (Boumendjel et al., 1988). À l'exception de quelques pélécypodes,

aucun macro-organisme n'a été trouvé. Cependant, plus au Nord, plusieurs couches de calcaires (par exemple, le "banc repère de calcaire bleu") ont été distingué en forage (Moreau-Benoit et al., 1993). Une discontinuité interprétée comme une transgression frasnienne a été mise en évidence en subsurface (Boudjema, 1987 ; Abdesselam-Rouighi, 1996 ; Chaouchi et al., 1997 ; Henniche et al., 2003). Dans le Sud du Bassin d'Illizi, les dépôts de cet étage sont en grande partie recouverts par des sables et graviers quaternaires et ne sont exposés que dans certaines vallées (oueds).

Le Dévonien supérieur ne peut être estimé qu'approximativement entre 200 et 300 m. Vers le sommet, une barre sableuse avec des intercalations d'oolithes ferrugineuses «Formation Gara Mas Melouki» se développe, formant ainsi un faible escarpement (10 à 20 m d'épaisseur). Cette unité, qui est en transition avec le Tournaisien inférieur, a été reconnue en forage dans de nombreux puits plus au nord qui sont des réservoirs d'hydrocarbures (Coquel et Latrèche, 1989 ; Latrèche et Coquel, 1996 ; Zeroug et al., 2007).

5. Carbonifère

Le Carbonifère affleure bien dans la partie orientale du Bassin d'Illizi, où il est décrit par plusieurs auteurs. La coupe type (Attar et al., 1980) est la suivante, de bas en haut:

a. Formation d'lssendjel

La Formation d'Issendjel correspond à une succession argilo-gréseuse à caractère transgressif, puissante sur une épaisseur d'environ 500 m, comprenant de minces niveaux gréso-calcaires ainsi que des lumachelles à brachiopodes. Dans sa partie médiane, immédiatement au-dessus des grès d'Issendjel, une association de goniatites a été mise en évidence. Cette faune permet d'attribuer un âge viséen à cet intervalle et suggère que le toit des grès d'Issendjel pourrait correspondre à la limite entre le Viséen inférieur et le Viséen supérieur. La succession se termine par un banc ferrugineux, constituant ainsi le sommet de la Formation d'Issendjel.

b. Formatoin d'Assekaifaf

La Formation d'Assekaifaf, d'une épaisseur d'environ 100 m, est constituée d'une succession argilo-calcaire dans sa partie inférieure, évoluant vers une série à dominante argilo-gréseuse dans sa partie supérieure. Elle débute par des niveaux calcaires à Collenia,

particulièrement bien développés vers l'est, où ils forment deux bancs distincts. L'étude des microfaunes et des macrofaunes a permis d'attribuer à cette formation un âge viséen, avec un caractère particulièrement terminal à sa base.

c. La Formation d'Oubarakat,

Sur une épaisseur d'environ 200 m, elle est constituée principalement d'assises argileuses présentant de nombreuses intercalations gréseuses, notamment les Grès de Tesselit, ainsi que des niveaux calcaréo-gréseux, marneux et calcaires, parmi lesquels se distingue le « Calcaire d'Oubarakat ». Les formations d'Assekaifaf et d'Oubarakat correspondent respectivement au Viséen terminal et au Namurien dans le bassin d'Illizi.

d. La Formation d'El Adeb Larache

La Formation d'El Adeb Larache, d'une épaisseur d'environ 180 m, est constituée à sa base d'un ensemble argileux à marneux de teinte verdâtre, comportant des intercalations de niveaux gréso-calcaires, ainsi que des bancs de gypse et de calcaire. L'étude de la microfaune, particulièrement abondante dans cette formation, permet de lui attribuer un âge westphalien.

e. La Formation de Tiguentourine

D'une épaisseur d'environ 100 m, est constituée principalement d'argiles de teinte brun-rouge et est attribuée au Stéphanien. Les variations latérales de faciès, parfois importantes, rendent toutefois difficile la corrélation et la détermination des limites des différentes formations décrites précédemment au niveau des sondages, à l'exception de la limite entre les formations de Djebel Illerène et d'Issendjel.

6. Mésozoïque

À l'échelle du Bassin d'Illizi, une grande partie du Mésozoïque forme «le continental intercalaire» (définit par Killian, 1931), qui repose en discordance sur les dépôts paléozoïques, recouverte à leur tour par la transgression marine du Cénomanien supérieur (Lefranc & Guiraud, 1990). Les Formations ont été définies pour la première fois par (Lapparent & Lelubre, 1948).

a. Série Tiguentourine

(Carbonifère supérieur-Permien inférieur) La base du Continental intercalaire se situe au sein de la série de Tiguentourine. Alors que la partie inférieure de cette série est composée de argiles gypseuses d'origine lagunaire, sa partie supérieure continentale est constituée de grès fins contenant quelques restes végétaux. Elles ont souvent été légèrement déformées avant le dépôt des niveaux triasiques.

b. Série de Zarzaïtine (Trias-Lias)

Elle repose de manière discordante sur la Formation de Tiguentourine ou sur des couches plus anciennes à l'Est (Lefranc et Guiraud, 1990). À sa base, on trouve des grès fins contenant des argiles et des conglomérats. Le gypse n'est pas visible sur le terrain. Des dolomies, appelées membre de Teknioune (Lefranc, 1958), forment souvent des couches plates au milieu de la série. L'épaisseur totale dépasse les 100 mètres. On y trouve du bois fossiles, les rides de courant observées indiquent un écoulement vers le sud-ouest.

c. La série de Taourartine (Malm-Crétacé inférieur)

Elle repose de manière discordante sur la «Formation de Zarzaïtine». Elle est composée de grès grossiers, avec plusieurs intercalations de gypse, d'argiles et de siltites, et peut atteindre jusqu'à 250 mètres d'épaisseur. La succession montre également des concrétions nodulaires limonitiques, des paléosols et des couches conglomératiques. Certains niveaux supérieurs contiennent la fougère Weichselia ainsi que divers restes de vertébrés.

d. La série de Djoua

D'environ 120–200 m d'épaisseur, elle marque la fin du Continental intercalaire et le début de la transgression marine du Cénomanien supérieur. Elle se divise en trois unités principales (Zaagane et al., 2023): 1. Bone-bed Member: argiles sableuses et grès lenticulaires, contenant des ossements de vertébrés. 2. Isabelie Limestone: calcaire dolomitique brunâtre, affleurant de In Azar à Ifertas, daté de l'Aptien supérieur (**Lefranc, 1958**) ou de l'Albien (Busson, 1972). 3. Gypsum Member: argiles vertes et bigarrées avec veinules de gypse, texture sableuse à la base, argileuse au centre, marneuse au sommet, présence locale de couches calcaires (oolithes d'In Azar).

e. Série d'Aleg Abiod

Environ 300 m d'épaisseur, d'âge Turonien-Sénonien, elle est représentée par des marnes vertes à la base évoluant vers des argiles, des calcaires et dolomies à gypse se terminant par des grès et des calcaires argileux.

f. Le Sénonien (Crétacé supérieur)

Se compose de marnes plastiques avec intercalations de calcaires marneux.

7. Le Quaternaire

Près du tiers de la Wilaya d'Illizi est recouvert par des dépôts quaternaires représentés par les alluvions des oueds et les sables éoliens du grand 'Erg Oriental.

IV. Historique des travaux

Les affleurements carbonifères du bassin d'Illizi, anciennement désigné sous le nom de Fort-Polignac, furent signalés pour la première fois par Foureau en 1894. Une description plus détaillée fut ensuite proposée par Menchikoff, 1939, suivie par les travaux de de Lapparent & Lleubre 1948, qui distinguèrent notamment une « Série d'Assekaïfaf », attribuée au Viséen, surmontée par une « Série de Bourarhet ». Cette dernière fut rapportée au Moscovien par de Lapparent, 1950, qui réalisa également une première esquisse cartographique de la partie orientale du bassin.

Entre 1950 et 1960, les travaux des compagnies pétrolières contribuèrent largement à l'amélioration des connaissances stratigraphiques du bassin. Durif, 1959 proposa ainsi une subdivision du Carbonifère marin en quatre ensembles : la série d'Issendjel (Tournaisien–Viséen), la série d'Oued Assekaïfaf (Namurien inférieur), la série d'Oued Oubarakat (Namurien) et la série d'El Adeb Larache (Moscovien). En 1960, Remack-Petitot et Dubois publièrent de nouvelles données stratigraphiques fondées notamment sur l'identification de bancs-repères permettant de corréler les différentes successions du bassin.

Les travaux de Freulon, 1953, 1955, 1964 constituent une contribution importante sur la stratigraphie du Carbonifère d'Illizi, notamment concernant les limites des séries définies antérieurement. En 1965, la publication de la carte géologique de la région d'Illizi au 1/500 000 par le C.R.Z.A. constitua une nouvelle étape dans la synthèse des données disponibles, en intégrant plusieurs niveaux-repères et des informations paléontologiques. Malgré certaines

incertitudes concernant les limites stratigraphiques, cette carte permit d'améliorer la corrélation des formations carbonifères à l'échelle régionale.

À partir de 1965, l'étude stratigraphique du Carbonifère du bassin d'Illizi s'est progressivement développée à travers plusieurs travaux, notamment ceux de Mamet, Megart et Lejal-Nicol, 1972, qui ont apporté de nouvelles données paléontologiques et stratigraphiques. Parallèlement, les recherches menées dans le prolongement oriental du bassin, en Libye, ont permis à Massa, Termier et Termier, 1974 de proposer une subdivision stratigraphique du Carbonifère fondée notamment sur les données paléontologiques.

Plus récemment, Attar et al., 1980 ont consacré leurs travaux à l'étude de la microflore des formations carbonifères du bassin d'Illizi, depuis le Dévonien terminal jusqu'au Namurien. Leur étude a permis de distinguer plusieurs palynozones et de mettre en évidence certaines particularités des associations palynologiques sahariennes par rapport à celles d'Europe occidentale. Les auteurs soulignent notamment la forte influence gondwanienne sur la microflore du Viséen inférieur, ainsi que plusieurs différences dans les associations du Viséen et du Namurien, contribuant ainsi à préciser les corrélations biostratigraphiques du Carbonifère du bassin d'Illizi.

Chapitre II

Litho stratigraphie

I. Introduction

Le Carbonifère de la région d'Illizi a fait l'objet de plusieurs études géologiques, mais la plupart de ces travaux s'effectuaient en subsurface, à cause des nombreux forages réalisés par les sociétés pétrolières depuis longtemps, en outre, les niveaux sédimentaires sont souvent cachés ou érodés en affleurement.

Dans le présent travail, nous mettons en évidence la série sédimentaire du Carbonifère à partir des affleurements observés tout au long de la route reliant In Amenas avec la Wilaya d'Illizi. On note ici que les affleurements, généralement peu ou mal préservés ; offrent les plus amples informations géologiques par apport au subsurface.

II. Étude lithostratigraphique

Le Carbonifère affleure majoritairement au centre du Bassin d'Illiz, bien que les affleurements les plus étudiés se trouvent au Nord de l'arche de Tihemboka.

1. Formations et limites

1. 1 La Formation d'Issendjel

Cette formation peut être déterminée sur notre terrain par la série des grès et les niveaux lumachélliques à la base. Les niveaux de marnes à goniatites représentent un niveau repère. La limite inférieure est masquée par le piémont de la première colline (Fig. 8), cependant les niveaux de calcaires rougeâtres ou rouge brun riche en brachiopodes se développent, néanmoins que l'alternance est difficile à suivre dans le replat. Près de la limite de cette Formation, la sédimentation devient à cachet continentale avec l'absence complètement des paramètres marins. La fin de cette Formation est marquée au toit des grès à champignon, qui forment un niveau repère à l'échelle du Bassin d'Illizi (Legrand-Blain, 1976).

1.2 La Formation d'Assekaifaf

Cette Formation débute par le niveau inférieur des grès à champignons, et continue jusqu' au le niveau supérieur des grès à champignon. Cette dernière ne fait pas l'objet d'étude de notre travail, et sera décrite brièvement.

2. Localisation de la coupe

La coupe de la route d'Illizi se trouve près des carrières de Laarech Abdellah, de part et d'autre de la route vers In Amenas (fig. 5).

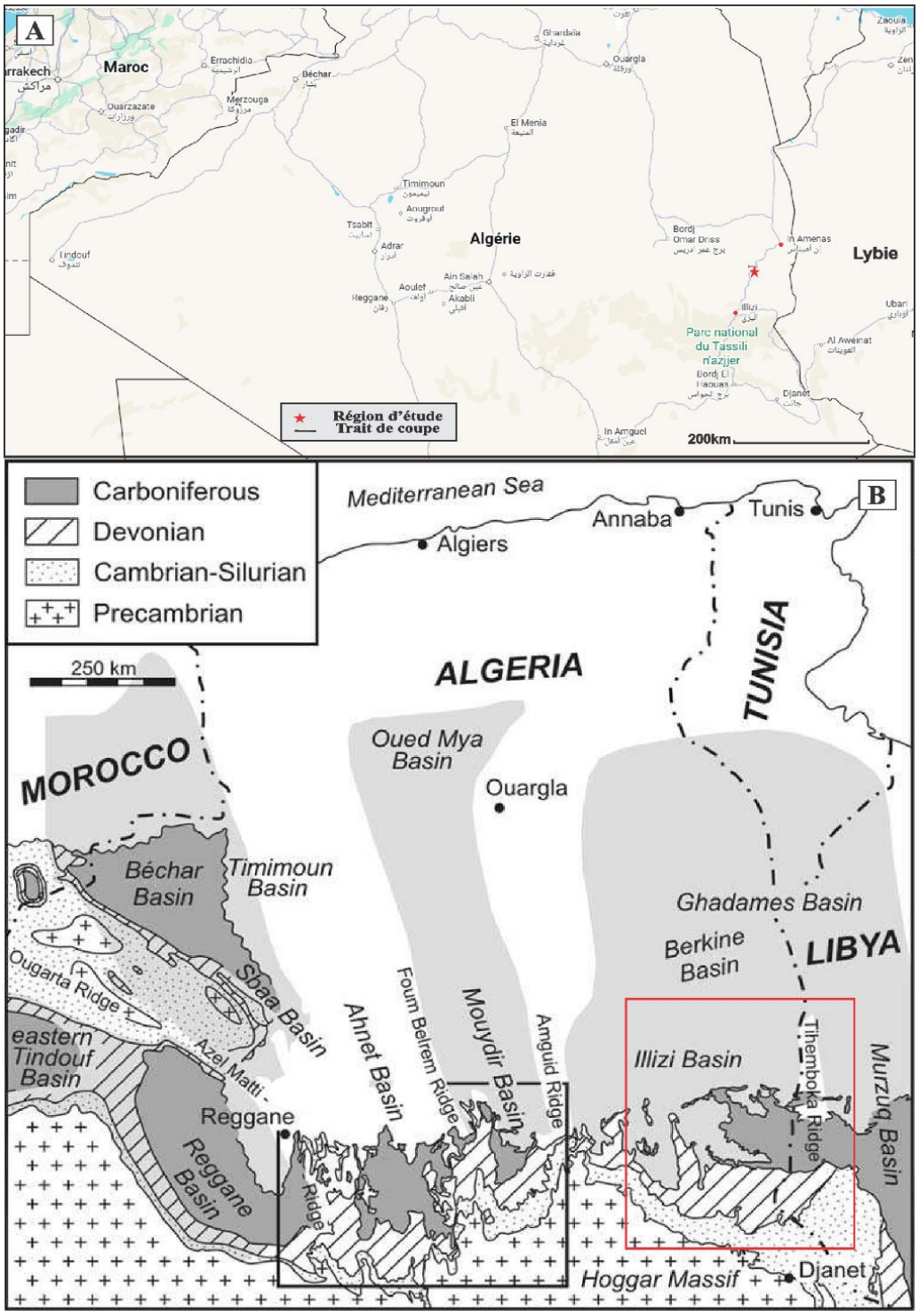


Fig. 5 : A ; Carte Google Maps et localisation de la coupe levée. **B:** Palaeozoic basins and ridges on the northern margin of the Hoggar Massif (modified from Lüning et al. 2004 *in* Wendt et al., 2009).

3. Description de la coupe (fig. 6)

Le premier membre est coiffé par une petite barre de calcaire dolomitique oolithique qui varie dans l'épaisseur de part et d'autre (0.2 – 0.8m), cette barre est surmontée par une alternance marno-calcaire (membre 2) fossilifère riche en brachiopodes avec quelques rares goniatites pyriteuses (Fig. 8). Les marnes ici sont verdâtres, friables et franchement marins, la présence remarquable de faune bien préservée (brachiopodes et goniatites) indique le maximum d'inondation (MFS). Jusqu'ici on compte 5 niveaux de brachiopodes (Fig. 6).

Après le dernier niveau de brachiopodes (L5) à rare goniatites, la série devienne monotone, des petites alternances de marno-calcaires fossilifères à brachiopodes et polypiers, surmontées par des niveaux centimétriques de grès en plaquette (Fig. 9). Les niveaux de calcaires, de couleur rougeâtre ou rouge brique ou encore rouge brunâtre, sont souvent oolithiques, bioclastiques et présentent une concentration remarquable de brachiopodes (fig. 9B). Les grès sont généralement fins à moyen, d'épaisseur millimétrique à centimétrique et se délattent en plaquette. Quelques bancs renferment des traces fossiles comme les MISS, Sandcrack, terriers…etc (Fig. 9C, D).

Ensuite vient de se déposer une alternance de grès – argiles rougeâtre, jaunâtre ou rouge-brunâtre (membre I), les niveaux de grès sont dure, carbonatés ou siliceux renfermant quelques rides de courant, HCS, chenaux avec la présence de quelques gastéropodes et brachiopodes. Les argiles (ou marnes) sont souvent friables, de couleur verdâtre. Dans la même succession, on note la présence de quelques niveaux de microconglomérats avec des nodules de calcaire bioclastique indiquant un régime transgressif.

Ce type de faciès caractérise les plates-formes peu profondes sous régime de transgression – régression (shalow water), la présence de figures d'émersion (MISS Wrinkles, Mudcraks) indiquent l'installation d'un régime régressif en général (séquence régressive générale).

La faune est abondante, les brachiopodes de petites tailles récoltés entres les bancs de calcaires sont remarquablement bien préservés, alors ceux trouvés dans les bancs sont de t normale (L5 – L15). Cette faune de brachiopodes est associée avec les polypiers et les restes de crinoïdes.

Au piedmont d'une petite colline, on peut voir quelques restes de niveau de grès rougeâtre et des polypiers, ensuite la série de cette colline commence par un banc de calcaire gris bioclastique à entroques, HCS et des brachiopodes (Fig. 7).

3.2 Formation d'assekaifaf

Cette unité est caractérisée par une sédimentation purement détritique. La Formation se résume par une alternance argilo-gréseuse à abondance de grès. A l'affleurement, on peut voir dans le replat des buttes témoins (Fig. 10) de cette série de grès à cachet continental. La Formation se résume entre les deux niveaux de grès champignon.

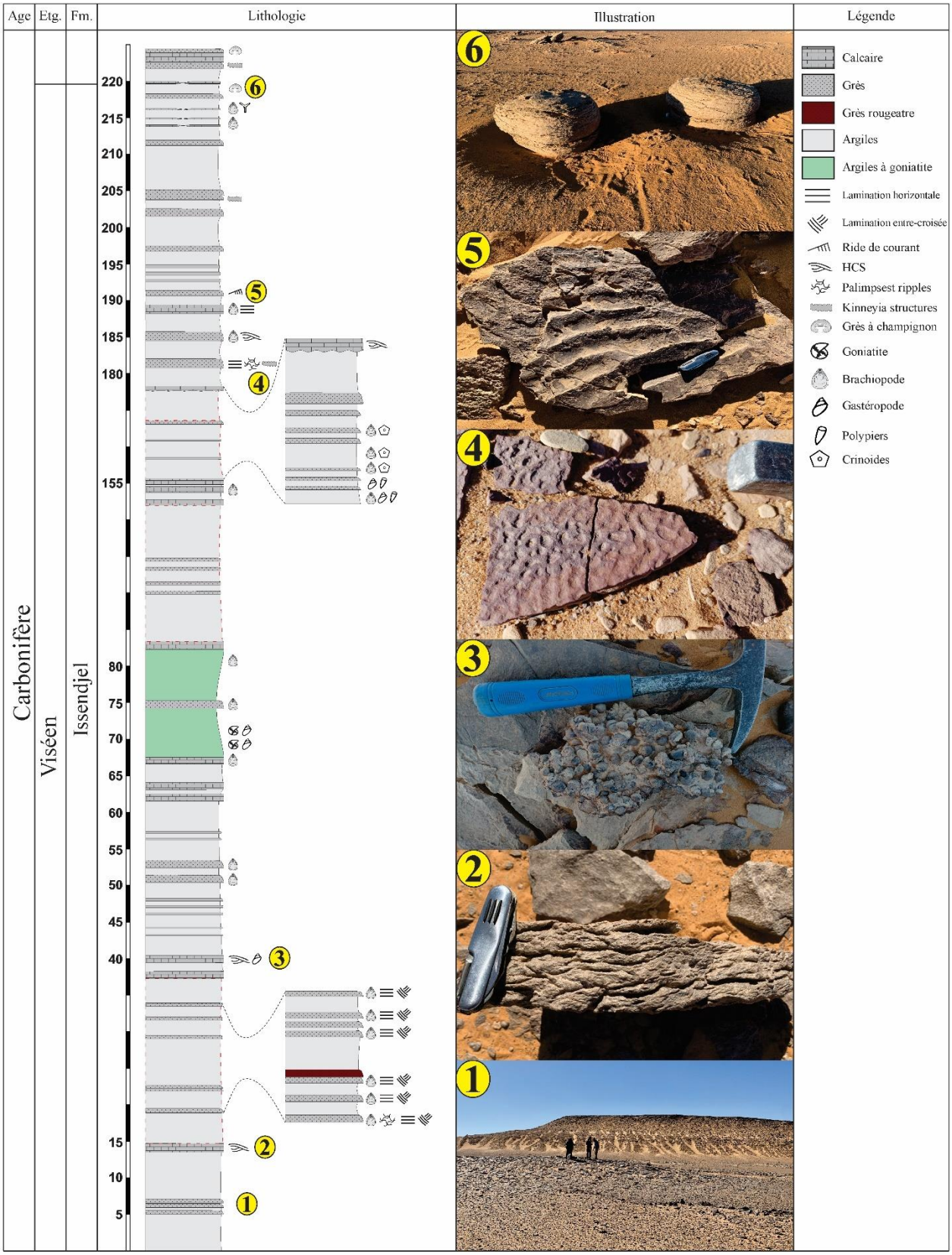


Fig. 6: Coupe lithostratigraphique d une suuccesion Carbonifère du viséen (Bassin d Illizi).

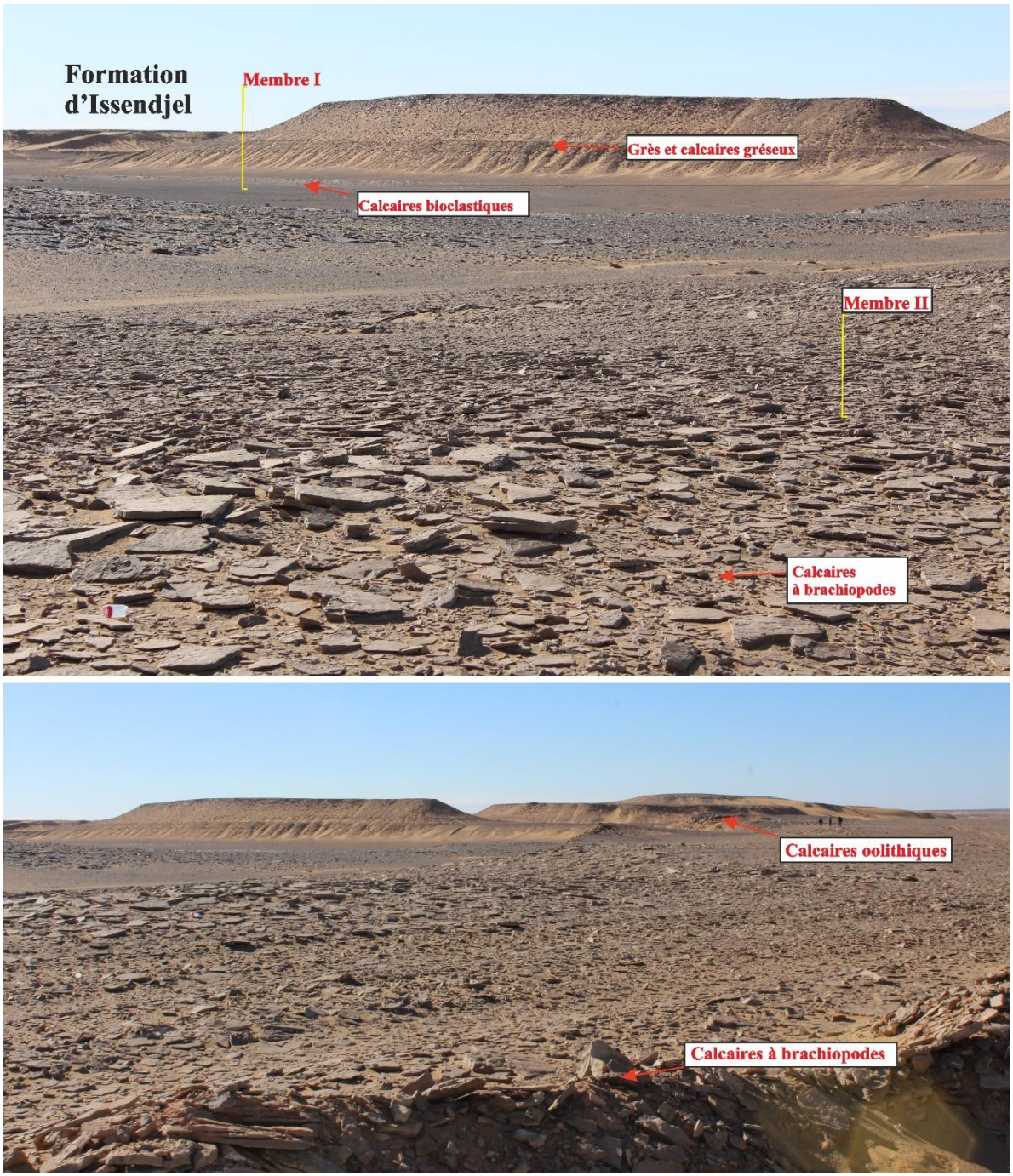


Fig. 7 : En haut le premier membre de la Formation d'Issendjel avec les calcaires bioclastiques à la base et les bancs de grès et grès conglomératiques au milieu et au centre de la colline, dans le membre II, on observe les calcaires oolithiques et bioclastiques à brachiopodes, en bas on observe la barre oolithique qui surmonte la colline.

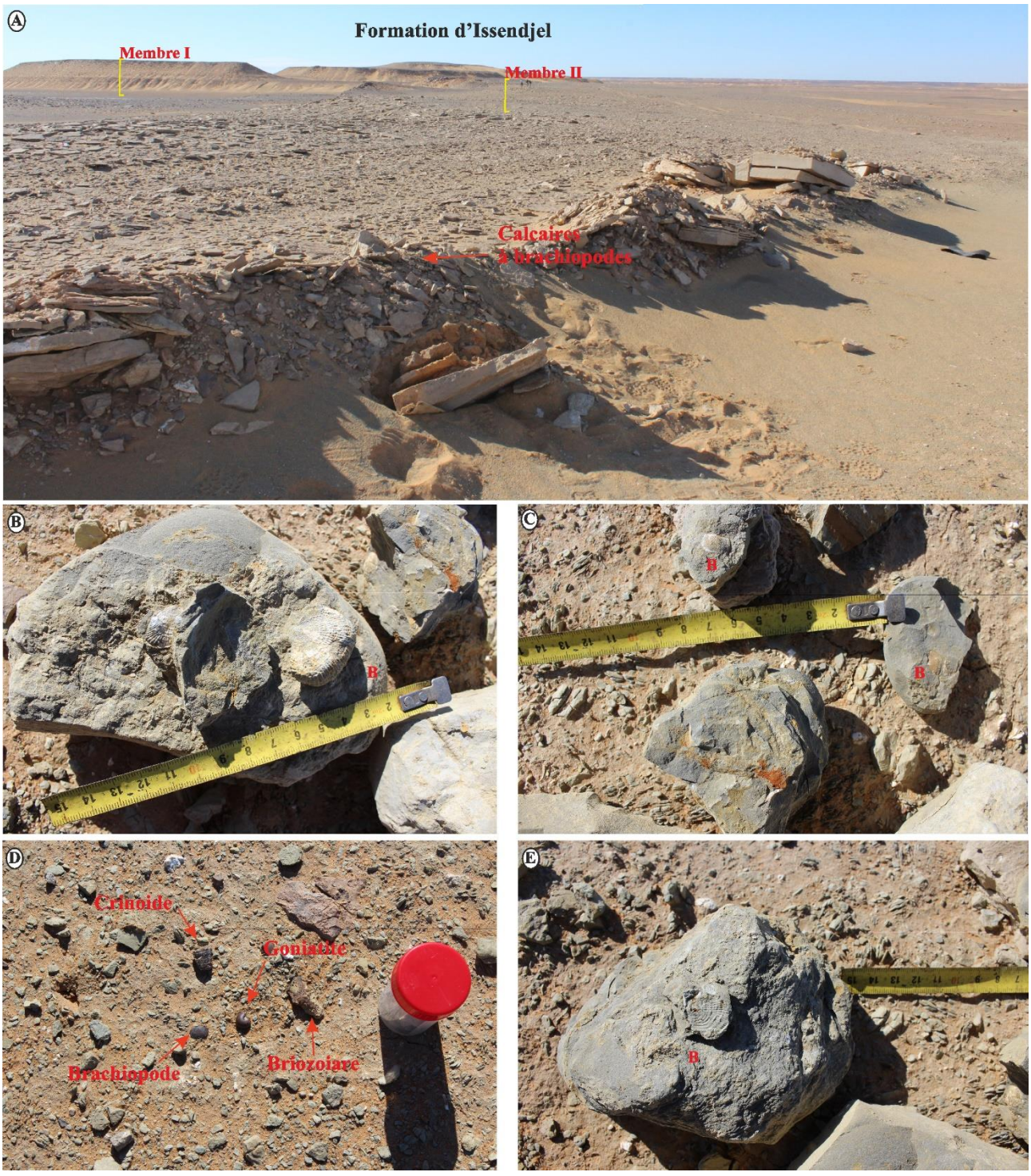


Fig. 8: A ; les deux membres de la F. d'Issendjel, avec les calcaires et calcaires gréseux à brachiopodes, **B – E** ; les niveaux marno-calcaires fossilifères à Brachiopodes, Goniatites, Bryozoaires et Crinoïdes.

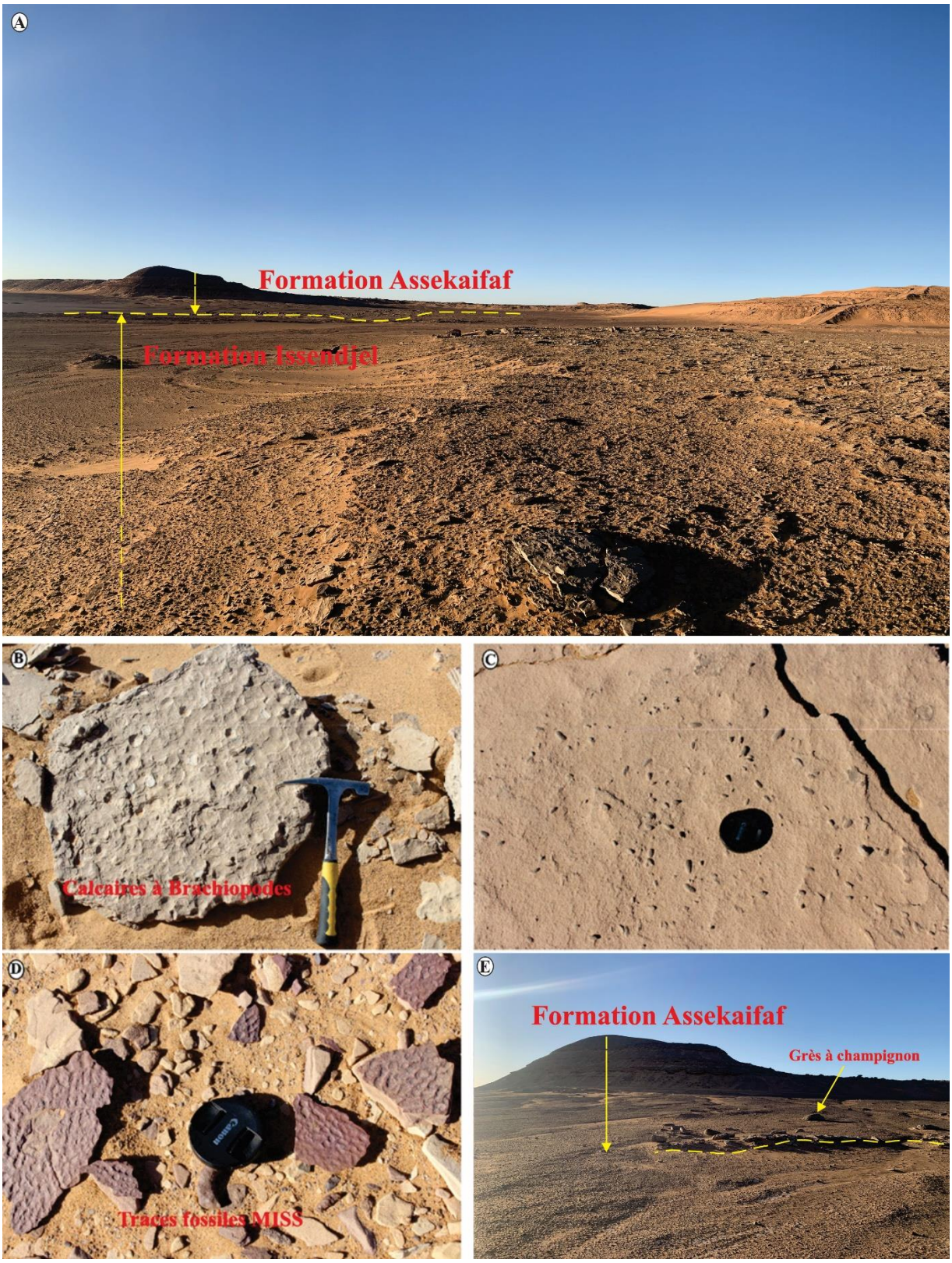


Fig. 9 : A ; montre la succession des deux formations Issendjel et Assekaifaf, **B ;** Calcaires à brachiopodes**, C et D ;** traces fossiles**, E :** La limite des deux formations d'Issendjel et Assekaifaf.

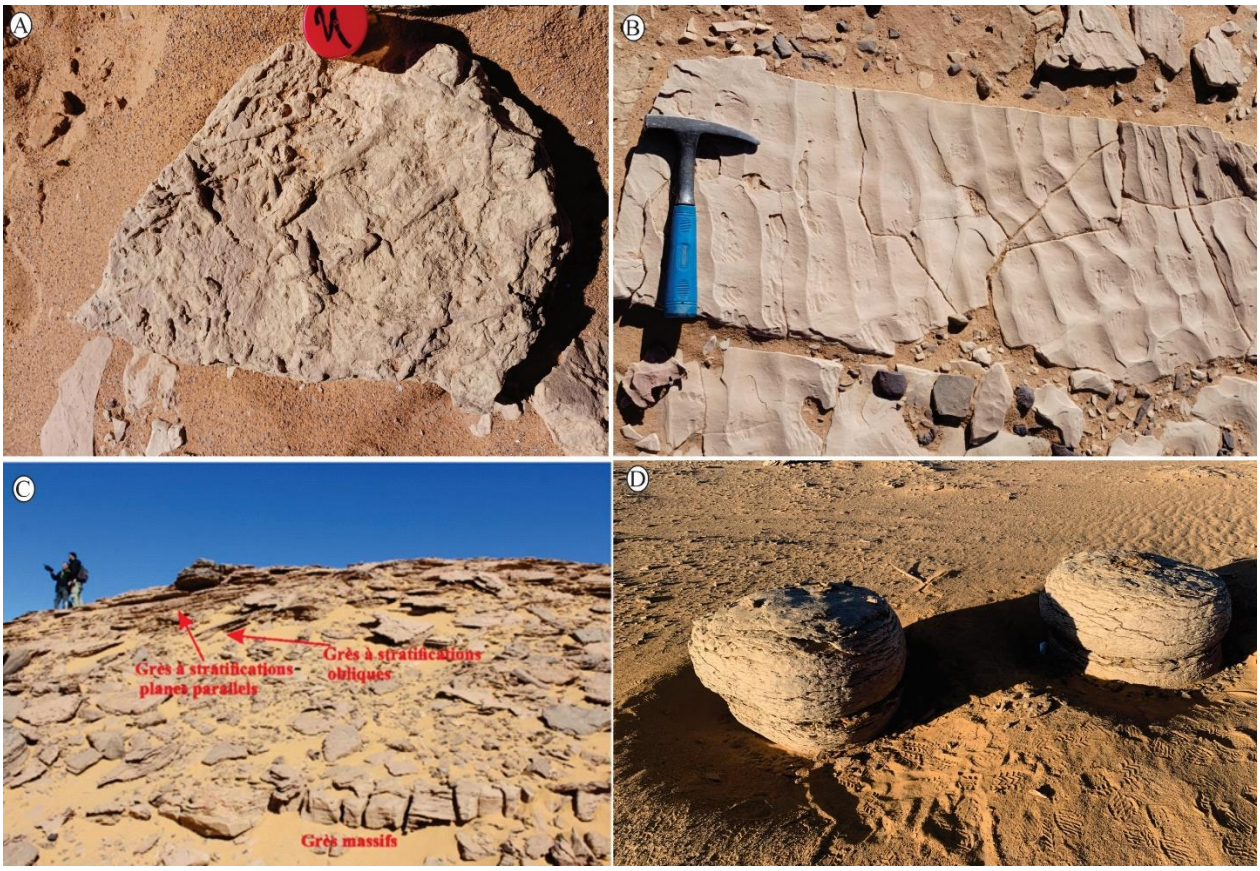


Fig. 10 : A ; Sandcracks, **B ;** Ride de courant**, C ;** Calcaires à brachiopodes, **D ;** Grès à champignon

4. Attribution stratigraphique

La faune récoltée dans cette série permette une attribution biostratigraphique précise, dans l'attente de la détermination de cette faune par des spécialistes, on peut avancer des attributions par corrélation et par comparaison avec les autres coupes levées dans d'autres région du bassin.

4.1 Formation d'Issendjel

La Formation d'Issendjel débute à une succession argilo-gréseuse à caractère transgressif, puissante sur une épaisseur d'environ 50 m, comprenant de minces niveaux gréso-calcaires ainsi que des lumachelles à brachiopodes. Dans sa partie médiane, immédiatement au-dessus des grès, quelques formes pyriteuses de goniatites ont été récoltés avec des brachiopodes bien préservés.

Par la suite, la succession argilo-calcaire évolue vers une série à dominance argilo-gréseuse dans sa partie supérieure. Elle débute par des niveaux calcaires à brachiopodes. L'étude des microfaunes et des macrofaunes est toujours en cours mais elle pourrait d'attribuer à cette formation un âge viséen à sa base.

III. Conclusion

Trois unités ont été mis en évidence dans la coupe du Carbonifère de la route vers Illizi. Le travail sur terrain et au laboratoire a permet de subdiviser la série en unités (formations) et en membres.

La première unité correspond à la Formation d'Issendjel. Elle est de dominance argilo-gréseuses avec des intercalations de calcaires bioclastiques et quelques niveaux de brachiopodes et de bryozoaires. Elle corresponde à une succession argilo-gréseuse à caractère transgressif, puissante sur une épaisseur d'environ 205 m, comprenant de minces niveaux gréso-calcaires ainsi que des lumachelles à brachiopodes. Dans sa partie médiane, immédiatement au-dessus des grès d'Issendjel, une association de goniatites a été mise en évidence. Cette faune permet d'attribuer un âge viséen à cet intervalle. La succession se termine par un banc ferrugineux, constituant ainsi le sommet de la Formation d'Issendjel. Le dépôt continue avec une succession argilo-calcaire dans sa partie inférieure, évoluant vers une série à dominante argilo-gréseuse dans sa partie supérieure. Elle débute par des niveaux calcaires à brachiopodes. L'étude des microfaunes et des macrofaunes est toujours en cours mais elle pourrait d'attribuer à cette formation un âge viséen.

La deuxième unité correspond à la Formation d'Assekaifaf, sur une épaisseur d'environ 30 m, elle est constituée principalement d'assises argileuses présentant de nombreuses intercalations gréseuses, notamment les des grès (Grès de Tesselit), ainsi que des niveaux calcareux-gréseux, marneux et calcaires. Les formations d'Assekaifaf et d'Oubarakat correspondent respectivement au Viséen terminal et au Namurien dans le bassin d'Illizi.

Chapitre III

Sédimentologie

I. Introduction

Ce chapitre traite l'analyse des données sédimentologiques des deux formations du Carbonifère de la coupe de la route dans le Bassin d'Illizi. Cette analyse sera principalement basée sur les caractéristiques lithologiques décrites sur terrain (macrofaciès) et en lames minces (microfaciès). Elle nous permettra d'interpréter les faciès et proposer des environnements de dépôt pour ces formations.

II. Description et interprétation des faciès

1. Faciès FT 1. Grès à conglomérat

Faciès FT 1a. Grès

Ces grès sont généralement moyens à grossier associés souvent à des éléments conglomératiques à stratifications en auge et HCS. Ce sous faciès affleure dans la partie sommitale de la première unité, en bancs gris-verdâtre, de 0.10 à 0.30m, avec des surfaces basales de type érosif. L'extension latérale est centimatrique. L'interface des bancs montre des laminations et des stratifications de type obliques en mamelons de petites et de grandes tailles (HCS « Hummocky Cross Stratification »), «Mud drap –HCS», «Méga -SCS» (Fig. 11, 19, et 20). La surface des bancs montre des rides de courants asymétriques.

Interprétation

Faciès FT 1b : Conglomérats polygéniques

Ce facies est constitué de clastes arrondis à subanguleux de lithologies variées (carbonates et quartzites). Ils présentent une séquence grano-décroissante vers le sommet (fining-upward), débutant par des éléments de taille galet à caillou à la base, puis passant progressivement à des clastes de taille granulaire vers le sommet.

Interprétation

La présence de clastes arrondis à subanguleux, de nature carbonatée et quartzitique, suggère le remaniement et l'érosion de reliefs avoisinants ainsi que du substratum local exposé. Les clastes quartziques arrondis indiquent un transport relativement long, tandis que les clastes carbonatés subanguleux reflètent un transport plus court, issu principalement du

remaniement de dépôts carbonatés préexistants exposés. La séquence granodécroissante vers le sommet (fining-upward), caractérisée par le passage de galets et cailloux à la base vers des éléments de taille granulaire au sommet, traduit une diminution progressive de l'énergie du milieu de dépôt.



Fig. 11 : HCS et SCS en accrétion latérale, Unité1, avant le niveau à Goniatites.



Fig. 12 : Calcaire à concentration de brachiopodes (Brachio-tico-rosso). Unité 1.

2. Faciès FT 2. Grès massifs et en plaquettes

Ce faciès est localisé vers la fin de la coupe, dans les buttes témoins de l'unité 2 (Fig. 18). Caractérisé par l'absence de faunes avec quelques structures hydrodynamiques.

Interprétation

Ce faciès caractérise généralement les dépôts fluviatiles ou fluvio-deltaïque ou encore les tidal flate.

3. Faciès FT3. Argiles

Argiles verdâtres ou rougeâtres

Ce faciès est constitué de niveaux argileux verdâtres, observés au sommet de la coupe de la formation, en association avec des niveaux grès.

Interprétation :

La dominance d'une fraction fine argileuse, associée à l'absence de bioclastes marins, indique un dépôt en milieu calme à très faible énergie hydrodynamique. L'association de ce faciès avec des grès traduit une alternance entre des épisodes de forte énergie responsables du transport et du dépôt des éléments grossiers, et des phases de décantation en milieu calme permettant l'accumulation des argiles.

Ainsi, ce faciès suggère un environnement continental (fluviatile) ou mixte (tidal flat). Sa position stratigraphique, au-dessus des niveaux à méga-nodules calcaires confirme une phase régressive marquée et l'installation temporaire de conditions continentales.

4. Faciès FT 4. Calcaires

Calcaires à pisoïdes Rudstones

Il est représenté par quelques bancs décimétriques de couleur grisâtre. Il est formé par des nodules qui sont irréguliers, séparés par des *Sandcracks*. L'espace intergranulaire est colmaté par de la spartie formant ainsi une texture rudstone (Fig. 13, 17, 21, et 22).

Interprétation

Les calcaires à pisoïdes bréchiques rudstones traduisent des conditions de pédogenèse et d'exposition subaérienne, typiques des environnements supratidaux. Ils pourraient aussi traduire une pédogenèse marquée par le développement de nodules incipients (glaebules) et de fissures de retrait sparitiques.

Calcaires oolithiques grainstone / packstone.

Ce faciès occupe la partie sommitale et se présente sous forme de bancs centimétriques à décimétriques, généralement grisâtres, à base ravinée. Les ooïdes sont de petite taille, bien classées, à cortex micritique et noyaux souvent bioclastiques ou micritiques. L'espace intergranulaire est colmaté majoritairement par de la sparite, la micrite est présente par endroit, donnant ainsi une texture grainstone à packstone (Fig. 13, 17, 21 et 22).

Interprétation :

Les ooïdes se forment généralement dans un environnement à énergie forte, via des processus physico-chimiques (Flügel, 2010), ou par des processus microbiens comme a été prouvé récemment (Diaz et al., 2017). Le bon classement des ooïdes et la prédominance d'une texture grainstone dans les deux faciès indiquent des conditions de haute énergie permanente permettant un vannage intense de la matrice fine (Vincent, 2001 ; Flügel, 2010). De telles conditions correspondent à un environnement peu profond marquant une barrière (shoals).

Calcaires bioclastiques à crinoïdes et brachiopodes rudstones

Ce facies est représenté par des bancs centimétriques à décimétriques formant le sommet de la formation de Kef Sidi Ammar et celle de Djorf Touka. Il est caractérisé par l'abondance des bioclastes de crinoïdes liés par des ciments syntaxiaux. Ce faciès comporte aussi d'autres types de bioclastes tels que les brachiopodes. Le tout est emballé dans une sparitique, par endroit micritiques, formant ainsi une texture rudstone.

Calcaires bioclastique rudstone.

Il est représenté par des bancs centimétriques, intercalés par endroit par de minces joints marneux. Microscopiquement, il est matérialisé par des calcaires très riches en bioclastes, tels que les brachiopodes, gastéropodes, formant une texture rudstone.

Interprétation

Ce faciès riche en bioclastes à matrice micritique pourrait être interprété comme des dépôts de tempête (tempestites) mis en place lors d'épisodes énergétiques ponctuels, puis accumulés durant des phases de moindre énergie hydrodynamique.

Interprétation

L'abondance des crinoïdes et des brachiopodes, indique un milieu marin ouvert, bien oxygéné et représentatif de conditions marines normales (Sadji et al., 2025). La surcroissance des ciments syntaxiaux indique un milieu peu profond à forte énergie.

5. Faciès FT 5. Marnes

Marnes à Goniatites et brachiopodes

Ce niveau se localise après les faciès transgressifs de l'unité1, les marnes sont franchement marines et renferment des goniatites avec des brachiopodes.

Interprétation.

Ce faciès indique un milieu marin ouvert dans un régime transgressif (rampe externe). Dans une telle série sédimentaire, il marque bien le MFS et dans la stratigraphie génétique, il sert un niveau repère pour les corrélations à l'échelle du bassin.



Fig. 13 : Petite barre de calcaire oolithique chenalisée (unité 1).

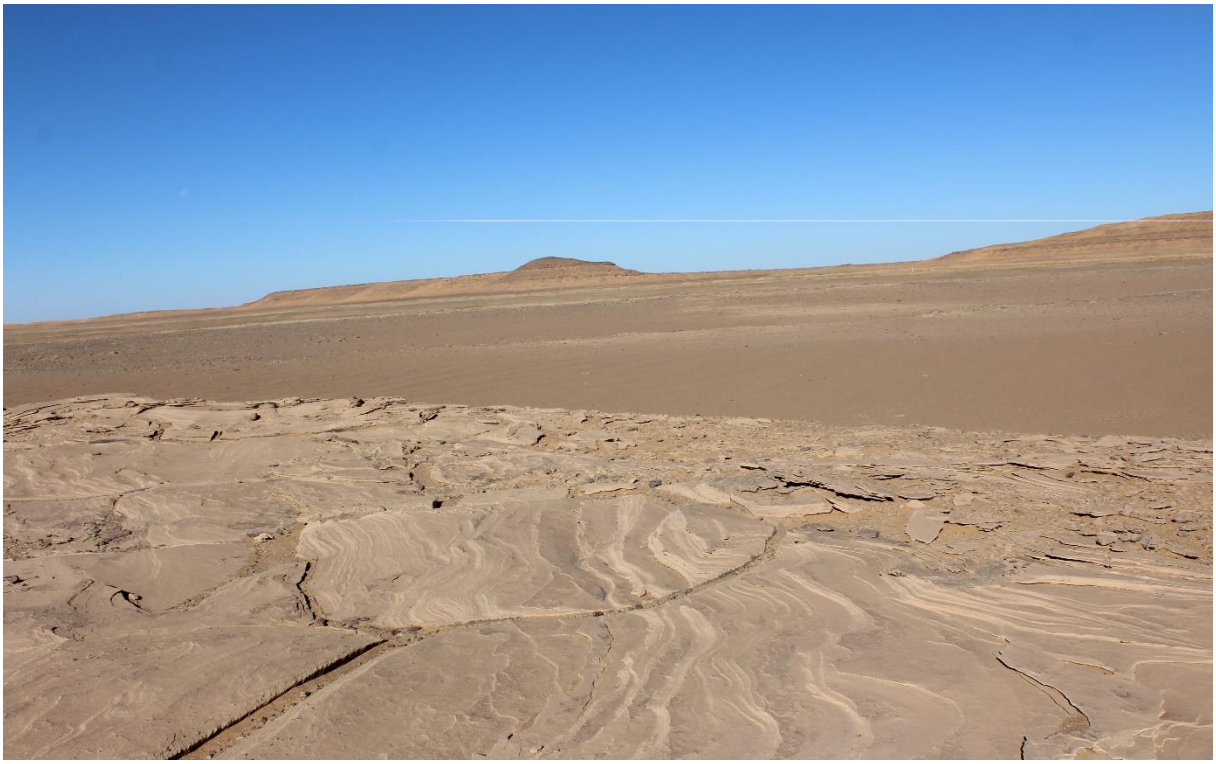


Fig. 14 : Grès en plaquettes de l'unité 1.



Fig. 15 : traces fossiles d'activité microbienne MISS.

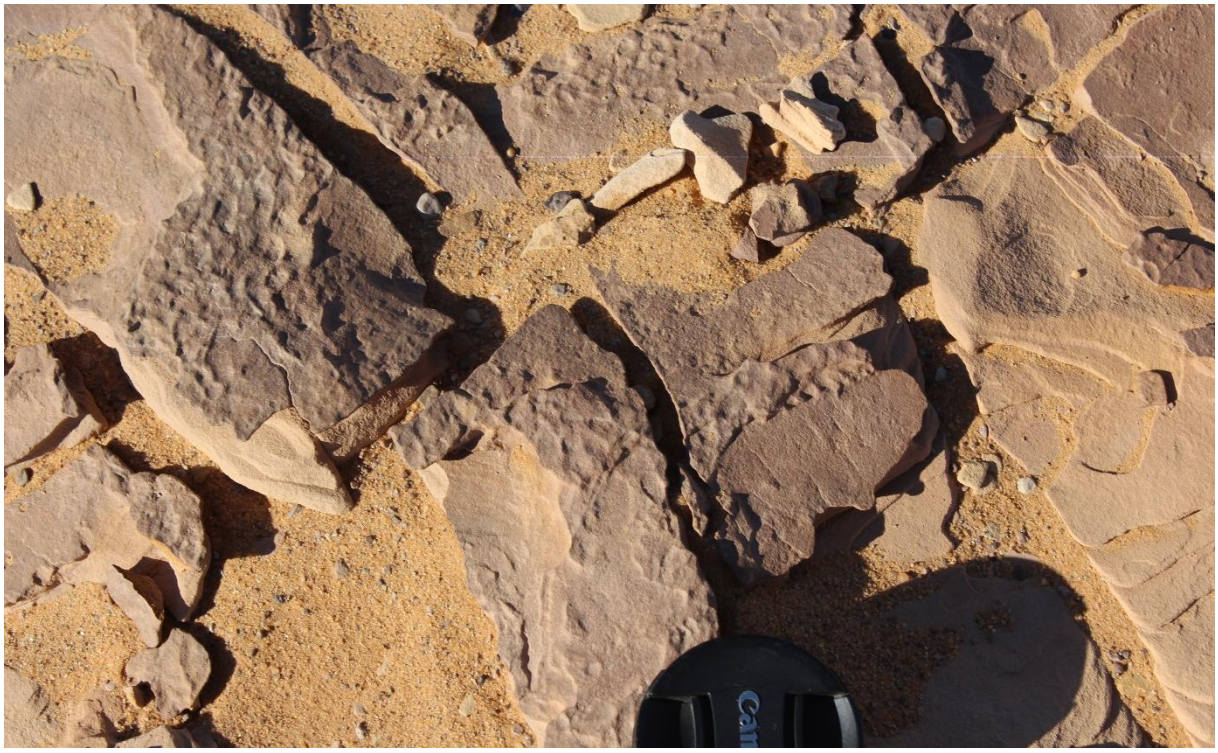


Fig. 16 : Traces fossiles d'activité microbienne MISS surmontant un niveau gréseux (unité 1).



Fig. 17: Calcaire à concentration de brachiopodes et bioclastes de brachiopodes (unité 1).



Fig. 18 : Argilo-gréseux de l'unité 2 à quelques stratification obliques et parallèles (unité 2).

6. Microfacies

L'unité I se distingue par une grande diversité de textures. On y observe des rudstones à restes de brachiopodes et des rudstones à bryozoaires, fréquemment associés à des ooïdes et des cortoïdes. Les microfaciès de type grainstone à ooïdes sont particulièrement bien représentés ; ils présentent des ooïdes bien calibrés, dont le diamètre varie de 0,3 à 0,4 mm.

Différents types ont été identifiés, incluant des ooïdes superficiels, des ooïdes concentriques, ainsi que des cortoïdes et des bioclastes associés (Fig. 13). L'analyse microscopique révèle également une abondance de bioclastes entiers et fragmentés, ainsi que des structures elliptiques et circulaires caractéristiques (Fig. 13 et 17). Concernant les niveaux gréseux, ils sont composés de grains de quartz fins à très fins, localement intercalés de fines couches argileuses, ces dernières étant parfois bioturbées.

Cette unité est principalement constituée de grainstones à ooïdes, bioclastes et cortoïdes. Les bioclastes y sont divers et comprennent des brachiopodes ponctués, des bryozoaires et des gastéropodes. Comme le montrent les lames minces (Fig. 21 et 22), cette unité se caractérise par un enchevêtrement complexe de fragments squelettiques et d'ooïdes, témoignant d'un environnement de dépôt à forte énergie hydrodynamique.

L'unité II est quant à elle composée de grains de quartz fins à moyens, renfermant quelques rares restes de brachiopodes. La caractéristique la plus marquante de ces grès est la présence de structures sédimentaires induites par des microbes (MISS), se présentant sous la forme d'une fine couche organique ou microbienne au sommet du lit gréseux (Fig. 16), dont les détails sont discutés dans la section dédiée.

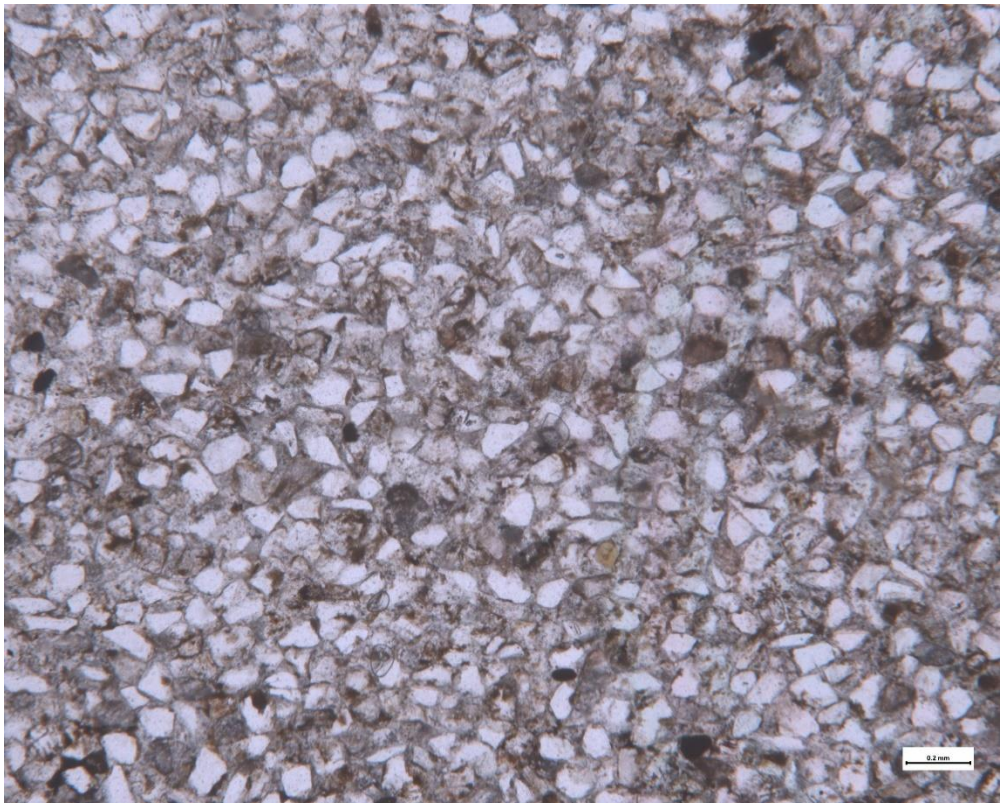


Fig. 19: Grès fin à moyen du membre 1 de l'unité 1.

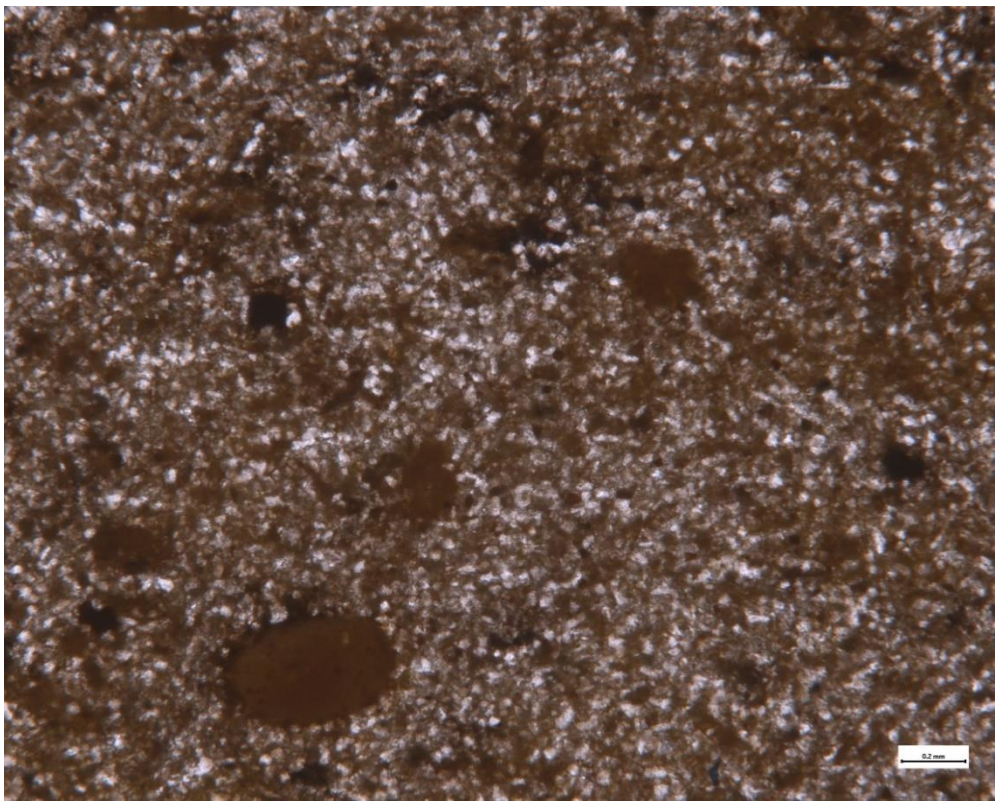


Fig. 20 : Grès fin à moyen ferrugineux du membre 1 de l'unité 1.

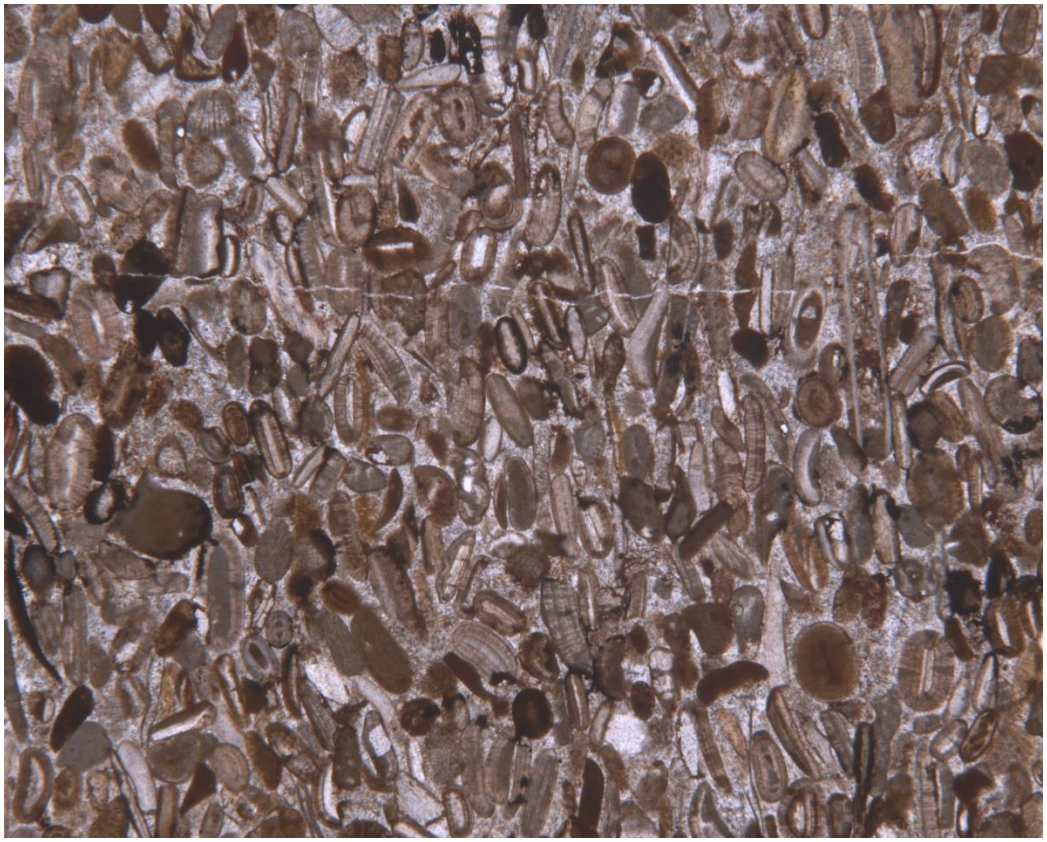


Fig. 21: Calcaires (grainstone) oolithiques de l'unité 1.

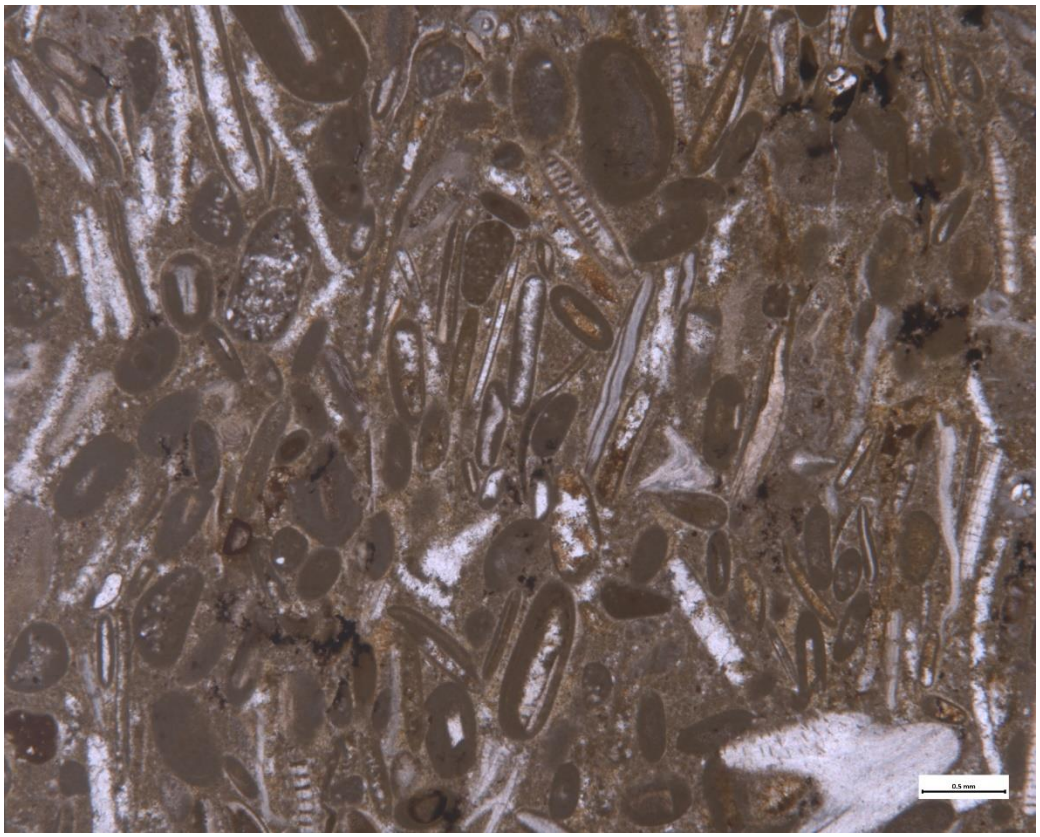


Fig. 22 : Calcaires (grainstone) oolithiques à bioclastes de brachiopodes de l'unité 1.

III. Associations de faciès et environnements de dépôt

Une association de faciès s'avère indispensable afin de pouvoir interpréter les environnements de dépôts. En se basant sur la définition et l'interprétation des faciès et des sous-faciès rencontrés dans les formations étudiées, quatre associations peuvent être distingués, allant du cône alluvial jusqu'au rampe externe (Tab. 2, Fig. 23).

1. Association AF. 1

Les grès sont fins à très fins avec des éléments conglomératiques indiquant le début d'une transgression, les intercalations de calcaires bioclastiques en témoignent.

2. Association AF. 2

Une alternance de calcaires oolithiques, bioclastiques à brachiopodes, bryozoaires et crinoïdes, avec des inter-bancs de marnes friables, surmontés par des petits niveaux de grès fins à moyens en plaquettes, renfermant quelques rares restes de brachiopodes. La caractéristique la plus marquante de ces grès est la présence de structures sédimentaires induites par des microbes (MISS), se présentant sous la forme d'une fine couche organique ou microbienne au sommet du lit gréseux.

3 Association AF. 3

A la fin du l'unité 1, vient de se déposer une petite alternance de marno-calcaires à goniatites et brachiopodes indiquant le maximum de transgression, ce faciès caractérise les rampes externes dans les domaines sahariens.

4 Association AF. 4

Au milieu de la deuxième formation, on observe quelques niveaux de calcaires microbiens MISS surmontant des grès fins à moyens, ces niveaux reflètent des conditions d'émersion qui permettent l'activité microbienne.

5. Association AF. 5

Une alternance argileux gréseuse à dominance de grès, absence de faune, avec des structures hydrodynamiques comme les stratifications obliques et parallèles indiquant un transport.

Association	Faciès	Paléoenvironnement
Association de faciès 1 (AF1)	**Grès à éléments conglomératique et marnes, intercalés par des calcaires bioclastiques**	**Plateforme interne à haute énergie**
Association de faciès 2 (AF2)	**Marno-calcaires oolithiques et bioclastes à brachiopodes avec des grès fins**	**Zone de barrière (Shoals) et environnement de rampe interne**
Association de faciès 3 (AF3)	**Marno-calcaires à Goniatites et Brachiopodes bien préservés**	**Rampe externe**
Association de faciès 4 (AF4)	**Grès fins surmontés par un tapis micobien MISS**	**Intertidal à supratidal**
Association de faciès 5 (AF5)	**Argileux grèseux à Str obliques et paralleles**	**Milieu tidal / marges de plateforme (Intertidal à supratidal)**

Tableau 2. Associations de faciès et interprétation des paléoenvironnements.

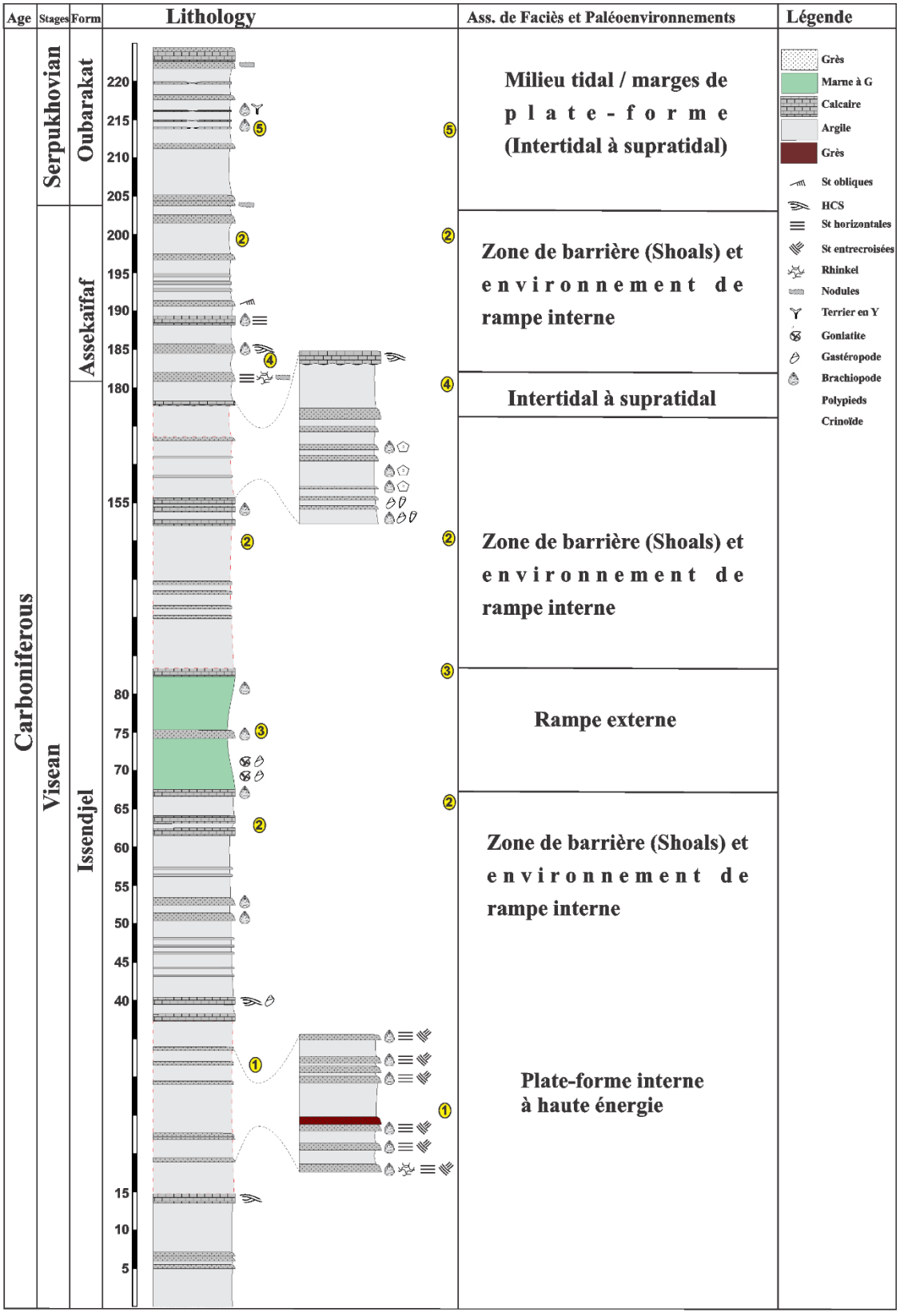


Fig. 23 : Succession lithostratigraphique et associations de faciès.

6. Microfacies

L'unité I se distingue par une grande diversité de textures. On y observe des rudstones à restes de brachiopodes et des rudstones à bryozoaires, fréquemment associés à des ooïdes et des cortoïdes. Les microfaciès de type grainstone à ooïdes sont particulièrement bien représentés ; ils présentent des ooïdes bien calibrés, dont le diamètre varie de 0,3 à 0,4 mm.

IV. Conclusion

Interprétation et discussion

La succession globale (du wackestone au rudstone, avec des intercalations gréseuses) indique un environnement de plateforme carbonatée (rampe ou plateforme interne) soumis à des variations importantes du niveau marin relatif et de l'hydrodynamisme, avec des apports terrigènes épisodiques.

Unité I : Plateforme interne à haute énergie (Dépôts de "Shoals" et lagunes)

- Texture et hydrodynamisme : La prédominance des grainstones à ooïdes bien calibrés (0,3 – 0,4 mm) et des rudstones à bioclastes indique un environnement de très haute énergie (zone de shoals oolitiques, barres de sable sous-marines ou dunes hydrauliques). L'énergie du milieu est suffisante pour trier les grains et former des enveloppes corticales (ooïdes concentriques).

- Productivité biologique : La richesse en brachiopodes, bryozoaires (souvent dans les rudstones) et gastéropodes suggère un milieu marin franc, bien oxygéné et nutritif (zone photique). La présence de fragments de coquilles épaisses (rudstones) témoigne d'un transport et d'un remaniement intense.

- Bioturbation et arrivées terrigènes : L'intercalation de grès fins avec des niveaux argileux bioturbés reflète des épisodes de progradation deltaïque ou d'apports fluviatiles (influx silicoclastique). La bioturbation intense de ces niveaux suggère des périodes de faible taux de sédimentation (condensation), permettant aux organismes benthiques de remanier le sédiment et de coloniser les fonds.

Zone de barrière (Shoals) et environnement de rampe interne

- Environnement : Cette unité, dominée par des grainstones à ooïdes, bioclastes et cortoïdes, représente la continuité ou la migration des barres oolitiques (shoals) de haute énergie, mais avec un mélange plus important de matériel biologique.

- Assemblage bioclastique : La présence de brachiopodes ponctués (indicateurs d'un substrat stable et d'eaux tempérées à chaudes), de bryozoaires (souvent indicateurs de milieux plus frais ou plus profonds) et de gastéropodes (souvent associés à des milieux d'eau peu profonde à salinité variable) suggère un environnement de plateforme interne à moyenne énergie, située entre les shoals actifs et les lagunes protégées. Les cortoïdes indiquent également une agitation modérée du fond marin.

- Source des débris : L'enchevêtrement complexe de fragments observé (Fig. 21 et 22) témoigne d'un mélange de sédiments autochtones et allochtones, où les grains remaniés des zones plus profondes ou latérales sont mélangés aux ooïdes formés in situ.

Unité II : Milieu tidal / marges de plateforme (Intertidal à supratidal)

- Transition silicoclastique : Le passage à des quartz fins à moyens indique un retrait de la ligne de côte ou une diminution de la production carbonatée, favorisant l'influence des apports continentaux (sable éolien ou fluviatile). Cela correspond souvent à des phases de bas niveau marin relatif.

- Signification des MISS (Microbially Induced Sedimentary Structures) : C'est l'élément clé de cette unité. La présence d'une fine couche microbienne (Fig. 16) au sommet du lit gréseux est un indicateur diagnostique d'un environnement de plaine tidale (tidal flat) ou d'un milieu très peu profond, calme, et souvent émergé (supratidal).

- Conditions : Les tapis microbiens (MISS) se forment généralement dans des environnements où l'activité des métazoaires (bioturbateurs) est fortement réduite (stress environnemental : salinité élevée, émergence périodique, exposition au soleil). Cela indique que l'unité III correspond à la partie la plus interne de la plateforme ou au sommet d'un cycle de progradation, en passe de devenir un environnement émergé.

Conclusion

Conclusion générale

Deux unités ont été mis en évidence dans la coupe du Carbonifère de la route vers Illizi. Le travail sur terrain et au laboratoire a permet de subdiviser la série en unités (formations) et en membres.

La première unité correspond à la Formation d'Issendjel. Elle est de dominance argilo-gréseuses avec des intercalations de calcaires bioclastiques et quelques niveaux de brachiopodes et de bryozoaires. Elle corresponde à une succession argilo-gréseuse à caractère transgressif, puissante sur une épaisseur d'environ 50 m, comprenant de minces niveaux gréso-calcaires ainsi que des lumachelles à brachiopodes (membre 1). Dans sa partie médiane, immédiatement au-dessus des grès d'Issendjel, une association de goniatites a été mise en évidence (membre 2).

La Formation continue par une succession argilo-calcaire dans sa partie inférieure, évoluant vers une série à dominante argilo-gréseuse dans sa partie supérieure. Elle débute par des niveaux calcaires à brachiopodes. L'étude des microfaunes et des macrofaunes est toujours en cours mais elle pourrait d'attribuer à cette formation un âge viséen.

La deuxième unité correspond à la Formation d'Assekaifaf, sur une épaisseur d'environ 30 m, elle est constituée principalement d'assises argileuses présentant de nombreuses intercalations gréseuses, notamment les des grès (Grès de Tesselit), ainsi que des niveaux calcareux-gréseux, marneux et calcaires. La formations d'Assekaifaf correspond un age Serpukhovien.

Sur le plan sédimentologique, La succession globale (du wackestone au rudstone, avec des intercalations gréseuses) indique un environnement de plateforme carbonatée (rampe ou plateforme interne) soumis à des variations importantes du niveau marin relatif et de l'hydrodynamisme, avec des apports terrigènes épisodiques.

L'unité I corresponde à un environnement de Plateforme interne à haute énergie (Dépôts de « Shoals » et lagunes). La prédominance des grainstones à ooïdes bien calibrés (0,3 – 0,4 mm) et des rudstones à bioclastes indique un environnement de très haute énergie (zone de shoals oolitiques, barres de sable sous-marines ou dunes hydrauliques). L'énergie du milieu est suffisante pour trier les grains et former des enveloppes corticales (ooïdes concentriques).

La richesse en brachiopodes, bryozoaires (souvent dans les rudstones) et gastéropodes suggère un milieu marin franc, bien oxygéné et nutritif (zone photique). La présence de fragments de coquilles épaisses (rudstones) témoigne d'un transport et d'un remaniement intense.

Les intercalations de grès fins avec des niveaux argileux bioturbés reflète des épisodes de progradation deltaïque ou d'apports fluviatiles (influx silicoclastique). La bioturbation intense de ces niveaux suggère des périodes de faible taux de sédimentation (condensation), permettant aux organismes benthiques de remanier le sédiment et de coloniser les fonds.

La suite de cette Formation corresponde à un environnement de Zone de barrière (Shoals) et environnement de rampe interne. Cette unité, dominée par des grainstones à ooïdes, bioclastes et cortoïdes, représente la continuité ou la migration des barres oolitiques (shoals) de haute énergie, mais avec un mélange plus important de matériel biologique. La présence de brachiopodes ponctués (indicateurs d'un substrat stable et d'eaux tempérées à chaudes), de bryozoaires (souvent indicateurs de milieux plus frais ou plus profonds) et de gastéropodes (souvent associés à des milieux d'eau peu profonde à salinité variable) suggère un environnement de plate-forme interne à moyenne énergie, située entre les shoals actifs et les lagunes protégées. Les cortoïdes indiquent également une agitation modérée du fond marin. L'enchevêtrement complexe de fragments observé témoigne d'un mélange de sédiments autochtones et allochtones, où les grains remaniés des zones plus profondes ou latérales sont mélangés aux ooïdes formés in situ.

Unité II corresponde à un environnement de tidal / marges de plateforme (Intertidal à supratidal). Le passage à des quartz fins à moyens indique un retrait de la ligne de côte ou une diminution de la production carbonatée (Transition silicoclastique), favorisant l'influence des apports continentaux (sable éolien ou fluviatile). Cela correspond souvent à des phases de bas niveau marin relatif. La présence des MISS (Microbially Induced Sedimentary Structures) C'est l'élément clé de cette unité. La présence d'une fine couche microbienne (Fig. 15 et 16) au sommet du lit gréseux est un indicateur diagnostique d'un environnement de plaine tidale (tidal flat) ou d'un milieu très peu profond, calme, et souvent émergé (supratidal).

Enfin, les grès conglomératiques et les calcaires bioclastiques à HCS de la première unité s'inscrivent dans un régime transgressif (membre1), les marno-calcaires représentent le

maximum d'inondation MFS. Les marno-calcaires oolithique et bioclastiques représentent le haut niveau marin avec des chutes épisodiques du niveau marin relatif.

Ce régime se poursuit jusqu'à les grès de la troisième unité, ou les influences continentales sont de plus en plus importantes.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdesselam-Rouighi, F. & Coquel, R. (1999). Carbonifère inférieur du Sahara occidental algérien : la Formation de Timimoun. Annales de la Société Géologique du Nord, 7 (2e série), 129–134.

Abdesselam-Rouighi, F. (1997). Spores, Acritarches et Chitinozoaires du Dévonien de la synéclise d'Illizi-Ghadamès (Sahara oriental). Systématique et biostratigraphie, mise en évidence de lacunes et de pièges stratigraphiques. Thèse de magistère, IST/USTHB, 190 p.

Abdesselam-Rouighi, F. (2000). Biostratigraphie du Dévonien et Carbonifère du bassin de Ghadamès. Biostratigraphie et paléogéographie. Premier séminaire national de stratigraphie, Boumerdès, p. 41.

Attar, A., Candilier, A.-M., Coquel, R. & Fournier, J. (1980). Étude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du bassin d'Illizi (Fort-Polignac), Algérie. Revue de l'Institut Français du Pétrole.

Beuf, S., Biju-Duval, B., de Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O. & Bennacef, A. (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara : sédimentation et discontinuités. Évolution structurale d'un craton. Paris, Éditions Technip, 464 p.

Busson, G. (1972). Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, nouvelle série, C, 19, 44 p.

Caby, R. & Moussu, H. (1967). Une grande série détritique du Sahara : stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la « série pourprée » dans l'Asegrad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). Bulletin de la Société Géologique de France, 7, 876–882.

Candilier, A.-M., Coquel, R. & Loboziak, S. (1982). Upper Devonian and Lower Carboniferous megaspores from the Illizi Basin, Algerian Sahara, and the Rhadames Basin, western Libya. Palaeontographica, Abteilung B, 183(4–6), 85–98.

Conrad, J. & Lemosquet, Y. (1984). Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahnet-Timimoun-Béchar, Sahara algérien, au cours du Carbonifère. Données paléoclimatiques. Bulletin de la Société Géologique de France, 26(6), 987–994.

Conrad, J. (1973). Les grandes lignes stratigraphiques et sédimentologiques du Carbonifère de l'Ahnet-Mouydir (Sahara central algérien). Revue de l'Institut Français du Pétrole, 28, 3–18.

Conrad, J. (1984). Les séries carbonifères du Sahara central algérien : stratigraphie, sédimentation et évolution structurale. Thèse de Doctorat d'État, Université d'Aix-Marseille, 370 p.

Conrad, J., Massa, D. & Weyant, M. (1986). Late Devonian regression and early Carboniferous transgression on the northern African platform. Annales de la Société Géologique de Belgique, 109, 113–122.

Coquel, R. & Latreche, S. (1989). Étude palynologique de la Formation d'Illerène (Dévono-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). Palaeontographica, Abteilung B, 212, 47–70.

Dubois, P. (1960). Le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac. Bulletin de la Société Géologique de France, 2(7), 94–97.

Eschard, R., Abdallah, H., Braik, F. & Desaubliaux, G. (2005). The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. First Break, 23, 27–36.

Fabre, J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien. Alger, SNED.

Fabre, J. (1988). Les séries paléozoïques d'Afrique : une approche. Journal of African Earth Sciences, 7, 1–10.

Fabre, J. (2005). Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren African Geoscience Collection, 108. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Belgique.

Flamand, G.-B.-M. (1902). Sur la présence du terrain carbonifèrien dans le Tidikelt (Archipel touatien), Sahara. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 134, 1533–1536.

Flamand, G.-B.-M. (1911). Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du Sud). A. Rey, Lyon, 1001 p.

Follot, J. (1951). Note préliminaire sur le Carbonifère de l'Ahnet et du Mouydir (Sahara central). Bulletin de la Société Géologique de France, 1(6), 119–125.

Follot, J. (1952). Ahnet et Mouydir. In 19e Congrès Géologique International, Monographies Régionales, Série Algérie 1, Alger, 1–80.

Follot, J. (1953). Le Carbonifère inférieur du Sahara central. In 19e Congrès Géologique International, Comptes Rendus, 2, 13–28.

Foureau, F. (1894). Sur la présence du terrain carbonifère dans le Sahara. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 109, 576–579.

Freulon, J.-M. (1964). Études géologiques des séries primaires du Sahara central (Tassili n'Ajjer et Fezzan). Publications du Centre de Recherches sur les Zones Arides, CNRS, Série Géologie, 3, 1–198.

Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J. & Druesne, D. (2010). Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview. Marine and Petroleum Geology, 27(1), 143–178. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.10.002.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. & Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. Journal of African Earth Sciences, 43, 83–143. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017.

Kilian, C. (1925). Essai de synthèse de la géologie du Sahara sud-constantinois et du Sahara central. In 13e Congrès Géologique International, Liège, Comptes Rendus, 2, 887–944.

Latreche, S. & Coquel, R. (1996). Stratigraphie, sédimentologie et palynologie de la Formation d'Illerène (Dévonien-Carbonifère) du bassin d'Illizi (Sahara algérien). Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, 7(1), 87–107.

Legrand-Blain, M. (1976). Les Gigantoproductus (Brachiopodes) du Sahara algérien. Gigantoproductus africanus (Stache, 1883) (Productida, Carbonifère) : désignation d'un lectotype et distinction de deux sous-espèces. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, 67(3–4), 119–123.

Legrand-Blain, M. (1976). Lithostratigraphie du Carbonifère marin du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental) : les formations d'Assekaifaf et de l'Oued Ou Barakat. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, 67(3–4), 103–118.

Legrand-Blain, M. (1979). Répartition des Productina et des Spiriferidina dans le Carbonifère du Sahara algérien. In 8e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Comptes Rendus, 3, 203–210.

Legrand-Blain, M. (1980). Le Carbonifère marin du bassin d'Illizi, Sahara oriental, Algérie : mise au point stratigraphique. Bulletin de la Société Géologique de France, 22(3), 81–83.

Legrand-Blain, M. (1980). Les Gigantoproductus (Brachiopodes) du Sahara algérien. Semiplanidae viséens et namuriens. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, 69(1–2), 3–85.

Legrand-Blain, M. (1983). Le Carbonifère marin du Sahara algérien. In J. Fabre (éd.), Lexique Stratigraphique International, nouvelle série, 1, 109–117. Pergamon Press, Oxford.

Legrand-Blain, M. (1986). Dynamique des Brachiopodes carbonifères sur la plateforme carbonatée du Sahara algérien : paléoenvironnements, paléogéographie, évolution. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université Bordeaux I, 315 p.

Legrand-Blain, M. (2002). Le Tournaisien au Sahara algérien : limites, échelles biostratigraphiques régionales. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, 11, 61–85.

Legrand-Blain, M., Conrad, J. & Coquel, R. et al. (1989). Carboniferous palaeobiogeography of North Africa. In XIe Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Beijing 1987, Comptes Rendus, 216–230.

Lüning, S., Craig, J., Loydell, D. K., Storch, P. & Fitches, B. (2000). Lower Silurian 'hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. Earth-Science Reviews, 49, 121–200.

Lüning, S., Wendt, J., Belka, Z. & Kaufmann, B. (2004). Temporal–spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new field data from the Ahnet Basin (Algeria). Sedimentary Geology, 163, 237–264.

Mamet, B. & Skipp, B. (1979). Lower Carboniferous foraminifera—paleogeographical implications. In 8e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Comptes Rendus, 2, 185–198.

Mamet, B. (1972). Considérations paléogéographiques déduites de l'étude des Foraminifères des couches de passage du Viséen au Namurien (bassins de Reggane et de Fort-Polignac, Sahara central). Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 48(8), 1–13.

Massa, D. (1988). Paléozoïque de Libye occidentale : stratigraphie et paléogéographie. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences, Université de Nice, 518 p.

Massa, D., Termier, G. & Termier, H. (1974). Le Carbonifère de Libye occidentale. Notes et Mémoires de la Compagnie Française des Pétroles, 11, 139–206.

Menchikoff, N. (1951). La paléogéographie du Sahara aux temps primaires. Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes, 7, 191–194.

Ounsa Fayçal (2025) . Le Dévonien du Bassin d'Illizi : Secteur de Fadnoun Aspects des MISS et ichnologique

Remack-Petitot, M.-L. (1960). Contribution à l'étude des conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar Reggane et du Jebel Béchar). Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire. Bulletin de la Société Géologique de France, 2(7), 240–262.

Sonatrach (1979). Géologie de l'Algérie : provinces pétrolières. In J.-L. Chardac (éd.), Well Evaluation Conference. Schlumberger, Paris, 1–26.

Sonatrach–BEICIP (1974–1975). Carte géologique de l'Algérie. Carte du Sahara, 1/200 000, 26 feuilles.

Sadji.R. , axel , M., MASSIMO (2026)

Wendt, J., Kaufmann, B. & Belka, Z. (2009). Devonian stratigraphy and depositional environments in the southern Illizi Basin (Algerian Sahara). Journal of African Earth Sciences, 54(3–4), 85–96.

Liste de figures et tableaux

Fig. 1: Situation géographique du Bassin d'Illizi, Algérie (document Sonatrach exploration, 1995) (D'après mémoire Ounsa Fayçal, 2025) 02

Fig. 2: Carte géologique du Bassin d'Illizi (Sonatrach-Beicip, 1974-1975) (D'après mémoire Ounsa Fayçal, 2025).....03

Fig. 3: Bassins et crêtes (môle) paléozoïques sur la marge nord du massif du Hoggar (d'après Lüning Lüning et al., 2004).....05

Fig. 4: Coupe stratigraphique de la succession du Paléozoïque Inférieur dans le Tassili n'Ajjer et interprétation séquentielle (Eschard et al., 2005). La lithostratigraphie des affleurements est d'après Beuf et al. (1971) et dans les bassins d'après Jardiné et Yapaudjian (1968).....08

Fig. 5 : A ; Carte Google Maps et localisation de la coupe levée. B: Palaeozoic basins and ridges on the northern margin of the Hoggar Massif (modified from Lüning et al. 2004 in Wendt et al., 2009) ……22

Fig. 6: Coupe lithostratigraphique d une suuccesion Carbonifère du viséen (Bassin d Illizi).....25

Fig. 7 : En haut le premier membre de la Formation d'Issendjel avec les calcaires bioclastiques à la base et les bancs de grès et grès conglomératiques au milieu et au centre de la colline, dans le membre II, on observe les calcaires oolithiques et bioclastiques à brachiopodes, en bas on observe la barre oolithique qui surmonte la colline.....26

Fig. 8: A ; les deux membres de la F. d'Issendjel, avec les calcaires et calcaires gréseux à brachiopodes, B – E ; les niveaux marno-calcaires fossilifères à Brachiopodes, Goniatites, Bryozoaires et Crinoïdes.....27

Fig. 9 : A ; montre la succession des deux formations Issendjel et Assekaifaf, B ; Calcaires à brachiopodes, C et D ; traces fossiles, E : La limite des deux formations d'Issendjel et Assekaifaf.....28

Fig. 10 : A ; Sandcracks, B ; Ride de courant, C ; Calcaires à brachiopodes, D ; Grès à champignon..29

Fig. 11 : HCS et SCS en accrétion latérale, Unité1, avant le niveau à Goniatites.....34

Fig. 12 : Calcaire à concentration de brachiopodes (Brachio-tico-rosso). Unité 1.....34

Fig. 13 : Petite barre de calcaire oolithique chenalisée (unité 1).....38

Fig. 14 : Grès en plaquettes de l'unité 1 38

Fig. 15 : traces fossiles d'activité microbienne MISS..... 39

Fig. 16 : Traces fossiles d'activité microbienne MISS surmontant un niveau gréseux (unité 1).....39

Fig. 17: Calcaire à concentration de brachiopodes et bioclastes de brachiopodes (unité 1).....40

Fig. 18 : Argilo-gréseux de l'unité 2 à quelques stratification obliques et parallèles (unité 2).....40

Fig. 19: Grès fin à moyen du membre 1 de l'unité 1.....42

Fig. 20 : Grès fin à moyen ferrugineux du membre 1 de l'unité 1.....42

Fig. 21: Calcaires (grainstone) oolithiques de l'unité 1.....43

Fig. 22 : Calcaires (grainstone) oolithiques à bioclastes de brachiopodes de l'unité 1.....43
Fig. 23 : Succession lithostratigraphique et associations de faciès.....46
Tableau. 1: Phases compressives et distensives affectant le socle (Boudjema, 1987).....04
Tableau 2. Associations de faciès et interprétation des paléoenvironnements.....45