



HAL
open science

Paléoenvironnements et dynamique sédimentaire des dépôts littoraux de l'Ordovicien de la Daoura, SW Algérie

Imene Metatla

► **To cite this version:**

Imene Metatla. Paléoenvironnements et dynamique sédimentaire des dépôts littoraux de l'Ordovicien de la Daoura, SW Algérie. Sciences de la Terre. Université de Lille; Université des Sciences et de la Technologie Houari-Boumediène (Algérie), 2023. Français. NNT : 2023ULILR077 . tel-04565980

HAL Id: tel-04565980

<https://theses.hal.science/tel-04565980>

Submitted on 2 May 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

à l'Université de Lille, France
Ecole doctorale SMRE (Science de la Matière du Rayonnement et de l'Environnement)

En cotutelle avec
L'Université des Sciences et Technologie Houari Boumediene Alger, Algérie

Paléoenvironnements et dynamique sédimentaire des dépôts littoraux de l'Ordovicien de la Daoura, SW Algérie



Soutenue publiquement le 21/12/2023 à Villeneuve d'Ascq devant le jury composé de :

Présidente du jury

Emmanuelle Vennin, Professeur, Université de Dijon

Rapporteurs

Emmanuelle Vennin, *Professeur, Université de Dijon*

Kader Ouali Mehadji, *Professeur, Université d'Oran*

Examineurs

Djelloul Belhai, *Professeur, USTHB*

Romain Vaucher, *Docteur, Université de Genève*

Co-encadrant de thèse

Jean François Ghienne, *Chercheur CNRS, EOST-Strasbourg*

Directeurs de thèse

Jean Yves Reynaud, *Professeur, Université de Lille*

Salamet Mahboubi, *Maitre de conférences HDR, Université de Tlemcen*

A la mémoire de mon père bien aimé, pour toujours et à jamais

Paix à ton âme

Et à ma maman la prunelle de mes yeux

Je vous aime



*Le désert est un océan où personne ne navigue,
Un océan où les vagues ne sont pas faites d'eau,
Mais de sable.*

William Langewiesche

Remerciements

Voilà la thèse touche à sa fin, et c'est difficile de le réaliser !!! Quand j'ai commencé je pensais que j'avais tout mon temps, car trois ans (et un peu plus) c'est long. Pourtant, les mois et les années ont défilé, avec leur lot de moments de doute, de larmes, d'euphorie et de déprime. A certains moments, l'idée de tout abandonner m'a traversé l'esprit, car cette thèse a été parsemée de problèmes, d'embûches et d'obstacles en tout genre depuis le début. Mais malgré ces difficultés, ces moments délicats étaient souvent suivis par des périodes de détermination, de persévérance et de joie puis la fin est devenue de plus en plus proche.

Pendant la phase de rédaction, mes nuits sans fin m'ont fait perdre la notion du temps, mais je n'ai jamais été seule. Tout au long de cette thèse, de nombreuses personnes m'ont accompagnée, aidée et soutenue. Leur contribution a été cruciale, et sans elles, ce travail n'aurait pas pu voir le jour. Un sincère merci à toutes.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, Jean Yves REYNAUD. Merci infiniment pour avoir accepté de superviser mes travaux de thèse, pour la confiance totale que tu m'as accordée, et pour avoir cru en mes compétences, ma persévérance, et ma détermination à mener cette thèse à son terme malgré les nombreux défis rencontrés. Ton soutien indéfectible, ta patience, et ta disponibilité ont été inestimables. Tu as toujours été là pour répondre à mes nombreuses questions, engager des discussions parfois interminables, mais toujours chaleureuses et motivantes, même quand elles duraient plus de quatre heures d'affilée. Les précieux conseils et corrections que tu m'as prodigués ont largement contribué au résultat final de cette thèse. Merci pour ton encadrement exemplaire, ton professionnalisme, ta maîtrise, et ton immense culture géologique.

Je tiens également à exprimer mes profonds remerciements à Jean-François GHIENNE de l'université de Strasbourg d'avoir accepté de co-diriger cette thèse. Ta générosité à partager ton expérience, tes connaissances et ta maîtrise du Paléozoïque du Sahara ont été d'une valeur inestimable, me permettant de progresser et de bénéficier de tes conseils éclairés tout au long de ce parcours. Les échanges approfondis que nous avons eus ont grandement contribué à ma maturation intellectuelle au cours de cette thèse. Merci pour ta disponibilité constante et ton suivi attentif de mes travaux.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance et mes vifs remerciements à ma co-directrice de thèse, Salamet MAHBOUBI de l'université de Tlemcen. Elle a su rejoindre le train déjà en marche et je la remercie sincèrement pour son aide précieuse, ses conseils éclairés et son soutien constant. Je tiens à exprimer ma gratitude envers le programme de Coopération Franco-algérien Profas B+, qui

a financé mes deux premières années de thèse, ainsi que le projet INSU CNRS qui a pris en charge le financement de mes missions sur le terrain dans le Sahara algérien.

Je remercie infiniment tous les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'avoir accepté de lire cette thèse, la discuter et la critiquer. J'ai bien conscience de la chance d'avoir dans ce jury Mme Emmanuelle Vennin, Professeur à l'université de Dijon, Mr Kader Ouali-Mehadji, Professeur à l'université d'Oran, Mr Djelloul Belhai, Professeur à l'USTHB et Romain Vaucher, Chercheur à l'université de Genève couvrant ainsi tous les domaines abordés dans cette thèse.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude à Flavia Girard, Philippe Razin et François Guillocheau, qui ont accepté de faire partie de mon comité de thèse au cours de ces années. Les discussions que nous avons eues ont joué un rôle déterminant dans l'identification et la caractérisation des difficultés auxquelles j'ai été confronté. Leurs conseils et leurs observations m'ont permis de mieux cerner mon sujet de recherche et de le réorienter plus efficacement. Je les remercie chaleureusement pour leur perspective extérieure précieuse, qui a grandement contribué à la réussite de mon travail.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui ont contribué à l'élaboration de cette thèse. Un grand merci à Sébastien Clausen de l'université de Lille pour son identification des Tentaculites. Mes sincères remerciements vont à Olev Vinn de l'université de Tartu pour son aide, son expertise, et le temps qu'il a généreusement consacré, ainsi que pour avoir accepté de déterminer mes Cornulitides. Un merci particulier à Abder El Albani de l'université de Poitiers pour avoir réalisé une tomographie complète au city scan sur mes Shell bed.

Je souhaite remercier vivement les personnes qui ont joué un rôle significatif dans le déroulement de ma mission de terrain dans le sud Algérien. Tout d'abord, je remercie du fond du cœur mon meilleur ami Chakib, je t'appelle souvent Chewbacca, mais pendant cette thèse, tu as été mon Superman. Un grand MERCI pour m'avoir accompagné dans toutes mes missions de terrain. Sans toi, je n'aurais jamais pu les mener seule. Tu as toujours été là pour moi, me soutenant tout au long de cette aventure doctorale. Merci pour ta bonne humeur, nous avons parcourus des kilomètres ensemble pour lever mes coupes sans jamais nous disputer, même si tes blagues n'étaient pas toujours très drôles. En écrivant ces lignes, d'incroyables souvenirs me reviennent en mémoire. On a débuté nos études de géologie ensemble, entamé le doctorat simultanément, et on soutiendra nos thèses à quelques mois d'intervalle. Je te souhaite tout le courage nécessaire pour la suite et de soutenir ta thèse brillamment. Tu es déjà un super géologue !

Mes remerciements vont à Jugurtha mon ami de fac qui a répondu présent lorsque je lui ai demandé de prendre part à cette mission ainsi qu' à Sarra ma cousine d'avoir partagé avec moi l'expérience « Tabelbela » de m'avoir accompagné sur le terrain pour remplir des sacs à dos de cailloux, Sarra merci

pour ta bonne humeur et nos fous rires qui nous faisaient oublier la fatigue du terrain et surtout d'avoir endossé le rôle de cuisinière pendant le séjour, avec tes fameuses pâtes au thon à la tomate, plutôt que de manger la "Mella" le plat de la région.

Un immense merci aux guides, chauffeurs et à l'agence Nboujiw. Ahmed, je ne pourrai jamais oublier ton rôle essentiel lors de notre expédition vers Djouf Naam, même lorsque notre véhicule s'est enlisé dans les dunes qui séparaient notre route du Djbel Djouf Naam. À un moment où je craignais que nous ne puissions jamais atteindre notre destination et pensais que c'était la fin, tu m'as rassurée en me disant que tu me conduirais jusqu'au fin fond du désert pour que je puisse trouver les cailloux dont j'avais besoin. Tu as tenu ta parole, et pour cela, je te remercie du fond du cœur.

El Hadj, ta connaissance approfondie de la Daoura et ta maîtrise des itinéraires ont été d'une aide précieuse. Grâce à toi, nous avons pu traverser le Djbel Ben Tadjine et rouler au-dessus de la dalle à lingules. Merci pour ta compétence et ton dévouement.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance envers Moustapha et sa famille du village de Tabelbela pour leur accueil chaleureux, leur hospitalité, les repas partagés et nos longues conversations ont été des moments précieux et enrichissants. Merci d'avoir rendu notre séjour mémorable.

Je me dois également de remercier le président de la commune de Tabelbela, qui, lors de chacune de nos missions, nous a accueillis très chaleureusement et nous a ouvert les portes de la maison d'hôte de la commune (Dar Diaf).

Je remercie également les militaires qui nous ont accompagnés sur le terrain qui ont veillé sur notre sécurité et qui ont très gentiment et naturellement aidé à porter mon sac à dos rempli d'échantillons.

Je souhaite également exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de cette thèse. Un grand merci à Clair Deyrick pour sa bonne humeur et ses réponses à mes questions sur mes spécimens. Mes remerciements vont à Alexandre pour la préparation de mes lames minces, à Marion pour son implication dans les analyses d'argiles. Enfin, je tiens à remercier chaleureusement Sandra pour les nombreuses heures que nous avons passées ensemble au MEB, ainsi que pour ses solutions ingénieuses en ce qui concerne le microscope.

Je voudrais aussi remercier Hubert Loisel, notre directeur de laboratoire, pour avoir approuvé et soutenu toutes mes démarches administratives en les signant. Merci pour ta disponibilité, tes conseils réguliers et ton soutien lors de tes visites à mon bureau.

Tous mes remerciements vont aux membres du labo qui veillent à son bon fonctionnement et qui parviennent à rendre les démarches administratives presque agréables. Merci à Sophie Cornil- Capron et Marie Christine Guillot. Je tiens particulièrement à remercier Monique Gentric, tu es magique avec une solution pour tout problème. Merci de rendre les démarches administratives faciles (commandes, frais de mission, réservation), ainsi que pour ta gentillesse, ta disponibilité et ton efficacité.

Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance envers l'ensemble des professeurs et chercheurs, notamment Nicolas, Béatrice, Alain, Viviane et Éric, ainsi qu'au personnel technique du SN5. Les moments conviviaux partagés lors des pauses déjeuner de midi ou des pauses café ont été particulièrement appréciés. Merci pour votre amabilité, votre bienveillance et votre disponibilité. Un remerciement spécial à nos voisins géographes Franck Bodin, Marie-lavande Laidebeur et Emiliano de toujours demander si on tenait le coup moi et Rachid pendant les derniers moments de rédaction.

Merci à Malika d'avoir illuminé notre couloir avec sa douce voix en chantant des musiques orientales. Chaque matin, elle prenait le temps de passer au bureau pour prendre de mes nouvelles et me soutenir.

Je tiens également à remercier chaleureusement Emilie, Gaia, Roy, Mathou, Yensi, Fabien et même « Romain » (Bien qu'il vient simplement pour me proposer des pauses soussou). Ils prennent régulièrement le temps de passer à notre bureau pour apporter leur soutien, tant à moi qu'à Rachid, durant la période de rédaction de la thèse. Merci pour vos encouragements et pour la bonne ambiance.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers notre professeur junior, Roy, pour sa bonne humeur, ses conseils et son partage des délices de la cuisine libanaise. C'est toujours un plaisir de déguster ses falafels. Je tiens également à remercier la diva tunisienne du labo Chafia ainsi qu'à notre Aya Nakamura Yensinga pour les moments partagés ensembles.

Les journées au laboratoire ont également été rythmées par des pauses café et des pauses « soussou » en compagnie de personnes que j'ai appris à connaître et à apprécier. Merci à Maïwenn, Romain, Gaia, Fabien, Jorge, Mathilde, Roy, Erine, Léa, Zhenyu, Aboubacar, Marina, Maxime, Alan, Loulou, César, Franck, Louise et Marie, pour les moments de convivialité, les apéros, les sorties et les activités que nous avons partagées ensemble.

Je ne peux conclure cette liste du SN5 sans mentionner la personne qui a partagé avec moi les journées et les nuits au bureau de la « team Dz », Rachid. Nous avons commencé le doctorat à quelques mois d'intervalle et allons soutenir nos thèses à seulement deux jours d'intervalle. Nous nous sommes mutuellement soutenus, aidant l'un et l'autre à surmonter les difficultés et à se relever. Tu m'as supportée tout au long de ces années de thèse. Merci pour ta bonne humeur qui égayait le bureau

avec ta voix de casserole quand tu mettais tes écouteurs. Merci pour ces moments agréables passés ensemble à échanger des potins, à discuter de nos vies, à voyager et à sortir.

Mes débuts dans le Ch'nord ont été rendus plus simples grâce à toi, Sarah B. Je t'exprime ma gratitude pour m'avoir accueillie et assistée dans la recherche de mon super appartement à Lille. Merci également de m'avoir fait apprécier cette ville que je redoutais initialement en raison de sa réputation pour le froid. Au fil du temps, j'ai appris à l'aimer et à la percevoir comme chaleureuse.

Ma vie à Lille a pris une tournure différente depuis que j'ai rencontré mon âme sœur, ma Tunisienne préférée, Sarah. Jamais je n'aurais imaginé qu'en si peu de temps, nous deviendrions les meilleures amies, évoluant ensuite vers un lien encore plus fort, celui de sœurs. Dans la grisaille de Lille, tu as été mon rayon de soleil, partageant avec moi des moments de joie et de déprime. À chaque étape, tu as été mon pilier, me réconfortant quand j'en avais besoin. Merci pour les instants de bonheur, les sorties mémorables et nos voyages inoubliables.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers ma deuxième famille ici en France. Avec eux, la vie est devenue un peu plus facile dans ce pays. Un grand merci à Norah d'avoir été là pour moi, de m'avoir soutenu pendant ces années de thèse, et merci de venir me chercher chaque fois à l'aéroport de Charles de Gaulle avec mes valises remplies de cailloux. Karima, tu es la grande sœur que je n'ai pas eue, merci de m'avoir écoutée pendant des heures quand j'étais déprimée. À chaque fois que je racontais mes problèmes, tu arrivais à me remonter le moral, tu as été une source de bonheur pour moi tu arrivais à me faire rire même dans les moments les plus difficiles mais tu savais aussi m'écouter quand il le fallait je t'aime ma Kari.

Merci à mes amis de France Nabil, Malia, Wissem, Raouf, Manel et Celia pour ces moments de partage et nos virées weekend.

Un merci particulier à ma copine d'amour Amina, la sœur que je n'ai jamais eue. Tu es ma confidente, et ta présence a été constante, que ce soit dans les moments de joie ou dans les moments les plus difficiles. Même séparées par des milliers de kilomètres, tu as toujours su m'épauler et me soutenir dans tout ce que j'entreprends.

Un grand merci à Abir, ma meilleure amie. Tu as toujours été là pour moi, partageant mes problèmes comme s'ils étaient les tiens. Je te suis reconnaissant de m'avoir soutenu et encouragé à terminer cette thèse. Même si on ne se parle pas souvent, "loin des yeux, près du cœur" s'applique parfaitement. Tu es une amie exceptionnelle, et je suis convaincu que tu seras une maman extraordinaire.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers mes amis d'Alger, la famille que j'ai choisie. Merci de m'avoir soutenu et épaulé dans les moments difficiles de ma vie, et d'avoir partagé mes moments de joie également. Votre constance et votre présence, malgré la distance de milliers de kilomètres, sont inestimables.

Un merci à mes super nanas Fliflou, Sarah, Ghazy, Sissi, Badilia, Amelia, Marie ainsi qu'à mes amis Mounir, Zazi, Oussy, Karim. Je vous suis reconnaissante pour les moments mémorables que nous avons partagés ensemble, que ce soit lors de nos voyages, sorties, ou même nos soirées Loup-Garou. Pour finir je veux remercier ma moitié Nazim, tu m'as soutenu à ta façon « à l'algérienne », tu as toujours répondu présent à chaque fois que je te sollicitais, merci pour les bons moments qu'on a passés ensemble.

Je tiens à dire un énorme merci à mes chers tontons, Boukrit Smail, Bessaha Rani et Kla Salih pour avoir été là à chaque étape de cette aventure doctorale. Votre soutien inconditionnel, vos encouragements chaleureux, et votre aide pour surmonter les défis liés à cette thèse ont été d'une importance capitale. Merci du fond du cœur pour vos encouragements et pour avoir toujours été là pour me pousser à aller de l'avant.

Un énorme merci à mon grand frère Hatem, mon roc depuis le début de cette thèse. Tu es bien plus qu'un simple soutien, tu as été là avec moi à travers la période la plus difficile de ma vie. Merci d'avoir été là pour m'épauler et me relever, tu as également fait preuve de beaucoup de patience avec tous mes caprices. Ta présence et ton soutien sont inestimables.

Je termine ces remerciements par les personnes les plus importantes dans ma vie : mes parents. Merci à mon défunt papa qui est parti avant que je n'achève cette œuvre, comme il aimait l'appeler. Il m'a accompagnée tout le temps et m'a encouragée à donner le meilleur de moi-même. Tu étais le meilleur papa du monde et tu es parti si tôt, tu me manques tellement. J'aurais aimé que tu sois là pour voir ta fille devenir docteur. Repose en paix, papa. Ta fille a suivi ton parcours, a relevé le défi et a réalisé son rêve.

Un immense merci à ma maman, ma meilleure amie, mon pilier dans cette vie. Tu as toujours été là pour m'accompagner, m'encourager à travailler dur et ne jamais abandonner. Tu m'as soutenu dans tout ce que j'entreprends. Ton exemple et ton inspiration ont été constants. Tu es une femme exceptionnelle, unique, et je t'aime de tout mon cœur. Tu es la personne la plus précieuse de ma vie, et mes remerciements ne seront jamais assez grands.

Table des matières

Résumé	21
Abstract	22
Introduction générale.....	23
Chapitre I : Généralités sur la région d'étude	27
1. Etat des connaissances sur le Nord-Gondwana	27
1.1. Cadre paléogéographique	27
1.1.1. Le Néoprotérozoïque	27
1.1.2. Le Paléozoïque inférieur.....	28
1.2. Cadre géodynamique et structural du Nord-Gondwana.....	33
1.2.1. L'orogénèse panafricaine	33
1.2.2. La période infracambrienne	43
1.2.3. Les déformations ultérieures	46
1.3. Cadre stratigraphique et sédimentaire	48
2. Les monts d'Ougarta	53
2.1. Introduction	53
2.2. Contexte physiographique des monts d'Ougarta	54
2.3. Contexte structural des monts d'Ougarta.....	57
2.4. Cadre lithostratigraphique	59
2.4.1. Le soubassement panafricain.....	59
2.4.2. La couverture sédimentaire paléozoïque	60
Chapitre II : Méthodologie	68
1. Introduction.....	68
2. Matériels et méthodes	70
2.1. Campagnes de terrain	70

2.2.	Ichnologie	74
2.3.	Tomographie City Scan	76
2.4.	Microscopie	77
3.	Le Cambrien de la Daoura	77
3.1.	Formation de Djouf Naam (Infracambrien - Cambrien inférieur)	77
3.2.	Formation de Djbel Bassala (Cambrien supérieur).....	79
Chapitre III : Un littoral dominé par les tempêtes et influencée par la marée		82
1.	Introduction	82
2.	Rampe dominée par les vagues.....	89
2.1.	Association de rampe externe	89
2.1.1.	Offshore transition (offshore supérieur)	89
2.2.	Association de rampe interne.....	91
2.2.1.	Shoreface inférieur.....	91
2.2.2.	Shoreface supérieur	92
3.	Faciès à influence tidale	94
3.1.	Shorefaces hétérogènes	96
3.1.1	Shoreface à shell beds.....	96
3.1.2	Shoreface hétérolithique	99
3.2.	Foreshore	101
3.2.1.	Barres de déferlement	101
3.2.2.	Estran sableux	104
3.2.3.	Barres tidales.....	107
4.	Discontinuités des faciès	110
5.	Organisation spatiale des faciès.....	112
5.1.	Cortèges de rampe dominée par les tempêtes	114

5.2. Cortèges de faciès à influence tidale.....	116
Chapitre IV : Architecture stratigraphique de l'Ordovicien de la Daoura	119
1. Description de la coupe de Ben Tadjine	119
1.1 Formation du Djebel Ben Tadjine	119
1.2. Formation de Hassi Chaamba	124
2. Description de la Coupe de Tabelbela	131
5.3. Formation du Djebel Ben Tadjine	131
2.2. La formation de Hassi Chaamba	135
Chapitre V : Relations entre biota et hydrodynamisme sur une plate-forme silicoclastique	153
1. Introduction.....	153
2. Shell Beds in Ordovician storm- to tide-dominated deposits, Daoura (Ougarta range), Algeria	156
2.1. Introduction	158
2.2. Geological setting	159
2.3. Materials and Methods	163
2.4. Siliciclastic facies embedding the shell beds	165
2.4.1. Wave-dominated offshore transition	165
2.4.2. Wave-dominated shoreface to foreshore.....	165
2.5. Shell beds	166
2.5.1. Shell bed on the field.....	167
2.5.2. Shell bed microfacies	172
2.5.3. Cornulitids observed at the bed surface	172
2.5.4. Petrography in thin sections	173
2.5.5. Shell-bed fabric in tomography.....	175

2.6. Discussion	177
2.6.1. Shell beds in transgressive ravinements.....	177
2.6.2. Autoecology and biota behaviour.....	178
2.6.3. The interplay of tides	181
3. Conclusion.....	183
Chapitre VI. Discussion	185
1. Un paléolittoral sableux	185
2. Signature tidale des shell beds	186
3. Relation entre dynamique tidale et physiographie	188
4. Position des biota dans le modèle de dépôt.....	189
5. Le tidal dans la stratigraphie séquentielle	190
6. Comparaison avec les régions limitrophes	194
Conclusion	197

Table des figures :

Fig. I.1 Reconstitution paléogéographique entre 800 et 750Ma.....	25
Fig. I.2 : Reconstitution paléogéographique au Cambrien (500 Ma).....	26
Fig. I.3 : Reconstitution paléogéographique à l'ordovicien moyen (458 Ma).....	27
Fig. I.4 : Paléogéographie du Gondwana à l'Ordovicien supérieur et Silurien inférieur.....	28
Fig. I.5 : Variation du niveau marin et l'évolution des calottes de l'ordovicien supérieur.....	30
Fig. I.6 : Le super-continent Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque (540 Ma).....	32
Fig. I.7 : Eléments du Craton Ouest Africain.....	34
Fig. I.8 : Carte géologique simplifiée du Bouclier touareg.....	35
Fig. I.9 : Carte géologique simplifié de l'Anti-Atlas marocain.....	37
Fig. I.10 : Reconstitution géodynamique de l'Anti-Atlas pendant l'orogénèse panafricaine.....	38
Fig. I.11 : Anomalie de Bouguer.....	39
Fig. I.12 : Carte structurale de l'Afrique du nord.....	40
Fig. I.13 : Accident Majeur de l'Anti-Atlas séparant la zone mobile de la zone cratonique.....	41
Fig.I.14 : Raccordement entre la région d'Ougarta et le domaine du Hoggar.....	43
Fig. I.15 : Carte structural et stratigraphique des bassins paléozoïques.....	45
Fig. I.16 : Coupe synthétique du Paléozoïque inférieur au Sahara.....	47
Fig. I.17 : Carte paléogéographique du Cambrien de la marge nord gondwanienne.....	48
Fig. I.18 : Extension de la plate-forme nord gondwanienne.....	49
Fig. I.19 : log stratigraphique montrant la succession Cambro-ordovicienne dans l'Ougarta.....	50
Fig. I.20 : Carte isopaque du Paléozoïque inférieur dans le nord-ouest d'Afrique du nord.....	51
Fig. I.21 : Carte géologique de l'Algérie avec les formations du paléozoïque.....	52
Fig. I.22 : Image google Earth montrant la situation géographique des monts d'Ougarta.....	54
Fig. I.23 : Carte géologique simplifiée des Monts d'Ougarta montrant les principales localités.....	55
Fig.I.24 : Intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord.....	57

Fig.I.25 : vue générale des conglomérats de Ben Tadjine au niveau du faisceau de la Daoura.....	59
Fig.I.26 : Corrélation des successions Cambro-ordoviciennes de l'Ougarta.....	65
Fig. II.1 : Log stratigraphique de la Daoura avec description lithologique et faunistique.....	67
Fig. II.2 : Carte géologique des affleurements du Cambro-Ordovicien de Tabelbela 1/ 200.000.....	69
Fig. II.3 : Image satellite de Google Earth montrant la Région de Ben Tadjine (Daoura).....	70
Fig.II.4 : Image satellite de Google Earth montrant la Région de Tabelbela (Daoura).....	71
Fig. II.5 : L'indice de bioturbation (BI).....	73
Fig. II.6 : Classification des biofaciès en fonction de l'oxygénation du milieu.....	74
Fig. II.7 : Vue d'ensemble de la formation de Djouf Naam Cambrien inférieur.....	76
Fig. II.8 : Cambrien inférieur de Djouf Naam.....	77
Fig. II.9 : Cambrien supérieur de Djouf Naam.....	79
Fig. III.1 : Faciès d'offshore supérieur.....	87
Fig. III.2 : Offshore supérieur.....	88
Fig. III.3 : Offshore transition.....	89
Fig. III.4 : Faciès de shoreface inférieur.....	90
Fig. III.5 : Shoreface supérieur.....	91
Fig. III.6 : Shoreface supérieur.....	92
Fig. III.7 : Shoreface supérieur.....	93
Fig. III.8 : Shell beds (F6a).....	95
Fig. III.9 : Shell beds (F6b).....	96
Fig. III.10 : Shell beds.....	97
Fig. III.11 : Shoreface hétérolithique.....	98
Fig. III.12 : Faciès de barres de déferlement.....	100
Fig. III.13 : Grès à pipe rocks de Skolithos.....	101
Fig. III.14 : Traces fossiles dans les faciès de barres de déferlement.....	102

Fig. III.15 : Faciès d'estran inférieur.....	103
Fig. III.16 : Facies d'estran supérieur.....	104
Fig. III.17 : Barre tidale (F10a).....	105
Fig. III.18 : Faciès F10b/.....	106
Fig. III.19 : Biota au sein du faciès F10b.....	107
Fig. III.20 : Surface durcie ferrugineuse.....	108
Fig. III.21 : remplissage d'incision.....	109
Fig. III.22 : Modèles de faciès pour les faciès de l'Ordovicien de la Daoura.....	112
Fig. III.23 : Succession régressive typique des faciès de rampe dominée par les tempêtes.....	113
Fig. III.24 : Model de facies de rampe dominé par les vagues	114
Fig. III.25 : Association de faciès de dépôts de foreshore tidal.....	115
Fig.III.26 : Model de faciès montrant un environnement de dépôt dominé par les vagues et influencé par les marées	116
Fig. III.27 : relations géométriques latérales et verticales entre les faciès de foreshore tidal.....	116
Fig. IV.1 : Log levé en 2020 dans l'Ordovicien de la Daoura dans la région de Ben Tadjine.....	118
Fig.IV.2 : Log levé en 2023 dans l'Ordovicien de la Daoura dans la région de Tabelbela.....	119
Fig. IV.3 : Coupe de Ben Tadjine. Formation du Djebel Ben Tadjine.....	120
Fig. IV.4 : Coupe de Ben Tadjine.....	121
Fig. IV.5 : Unité 4 de la formation de Ben Tadjine.....	122
Fig. IV.6 : Photo satellite montrant la coupe de Ben Tadjine.....	123
Fig. IV.7 : Unité 1 de la formation de Hassi Chaamba.....	124
Fig. IV.8 : Dalle à brachiopodes (<i>Dalmenelloide</i> sp.).....	125
Fig. IV.9 : . Unité 2 de la formation de Hassi Chaamba.....	126
Fig. IV.10 : Organismes caractérisant les shell beds.....	127
Fig. IV.11 : Moule externe ventral d'un strophomenide rafinesquinid, de l'espece <i>Tafilatia</i>	128
Fig. IV.12 : Unité 4 de Hassi Chaamba + Unité 1 de Glib Zegdou.....	129

Fig. IV.13 : Dalle à Lingules.....	130
Fig. IV.14 : Coupe de Tabelbela.....	132
Fig. IV.15 : Formation de Ben Tadjine dans la coupe de Tabelbela.....	133
Fig. IV.16 : Première unité de la formation de Hassi Chaamba.....	134
Fig. IV.17 : Partie inférieure de la première unité de la formation de Hassi Chaamba.....	135
Fig. IV.18 : Grès fins à HCS hétérolithique présentant des drapages silteux.....	136
Fig. IV.19 : Bioturbations de la première unité de la formation de Hassi chaamba.....	137
Fig. IV.20 : Deuxième unité de la Formation de Hassi Chaamba.....	138
Fig. IV.21 : Partie inférieure de la deuxième unité de la formation de Hassi Chaamba.....	139
Fig. IV.22 : Partie supérieure de la deuxième unité de la formation de Hassi Chaamba.....	140
Fig. IV.23 : Niveau condensé.....	141
Fig. IV.24 : Quatrième unité de la formation de Hassi Chaamba.....	142
Fig. IV.25 : Les dépôts constituant l'incision dans la coupe de Tabelbela.....	143
Fig. IV.26 : Vue vers le nord de la formation de Hassi Chaamba (1).....	144
Fig. IV.27 : Vue vers le nord de la formation de Hassi Chaamba (2).....	145
Fig. IV.28 : log stratigraphique de la coupe de Ben Tadjine et son découpage stratigraphique.....	146
Fig. IV.29 : log stratigraphique de la coupe de Tabelbela et son découpage stratigraphique.....	147
Fig. IV.30 : Image satellitaire de Ben Tadjine montrant les séquences de 2em ordre.....	149
Fig. IV.31 : Image satellitaire de Tabelbela montrant les séquences de 2em ordre.....	150
Fig. V.1: Geological setting.....	158
Fig. V.2: Log of Ordovician formations of Daoura and correlations with Saoura.....	159
Fig. V.3: location of studied section.....	162
Fig. V.4: Log of study section.....	166
Fig. V.5: Pictures of facies on the logged section.....	167
Fig. V.6: Facies F6b and F6c.....	168
Fig. V.7: Details of cornulitids at the top surface of a shell bed of facies F6b.....	171
Fig. V.8: Thin sections.....	172
Fig. V.9: Cornulitids in thin sections.....	173

Fig. V.10: Tomographic images of Cornulitids.....	174
Fig. V.11: Facies model of Hassi Chaamba shell beds.....	178
Fig. VI.1 : Modèle des faciès tidaux dans le profil influencé marée de l'Ordovicien de la Daoura.....	187
Fig.VI.2 : corrélation de plusieurs succession de facies.....	189
Fig.VI.3 : Transect idéalisé qui suggère la présence d'une vallée incisée.....	190
Fig.VI.4 : corrélation entre la coupe de Ben Tadjine et Tabelbela montrant que l'influence tidale.....	191
Fig.VI.5 : Comparaison de la présence du tidal de la Daoura avec les régions limitrophes.....	193

Résumé

Cette thèse explore la sédimentologie de l'Ordovicien de la plate-forme saharienne dans la Daoura, au SW de l'Algérie. Les derniers travaux dans ce secteur, ayant conduit à la cartographie grande échelle, au découpage des formations, et à leur attribution stratigraphique au niveau des systèmes, datent des années 60. Pourtant, cette région, au sud de l'Ougarta mieux connu, est un relais essentiel entre l'intérieur du Craton Ouest Africain et la plate-forme nord-gondwanienne affleurant dans l'Anti-Atlas. L'objectif de ce travail est de documenter les environnements de dépôt et la stratigraphie séquentielle, et leurs relations avec l'apparition et le développement des biota fossilifères. En particulier, l'accent est mis sur les passages des environnements littoraux dominés par les tempêtes à des secteurs dominés par les marées, sans que des vallées incisées aient pu être mises en évidence jusque-là. Deux coupes à haute résolution ont été réalisées dans les chaînons de Tabelbela et du Djebel Ben Tadjine, recoupant la limite Cambrien-Ordovicien et la limite entre l'Ordovicien supérieur marin et glaciaire. Ces coupes montrent une bonne corrélation entre elles et avec la Saoura plus au nord, et confirment l'absence de vallées incisées au moins jusque dans l'Ordovicien moyen. Les faciès étudiés, principalement gréseux, indiquent un profil de dépôt de type rampe dominée par les vagues, préservés sous forme de cycles d'empilement de paraséquences. Sur une coupe détaillée du Dariwillien, des niveaux à lumachelles riches en Brachiopodes et Cornulites sont préservés dans des tempestites localisées au-dessus des surfaces de ravinement transgressif qui coiffent les paraséquences. L'architecture de ces tempestites suggère une influence indirecte de la marée, qui se traduit, d'une part, par des interstratifications de faciès à lit plan supérieur et HCS anisotropiques et, d'autre part, par des rythmes haute fréquence dans le litage des lumachelles. L'augmentation du marnage que cette évolution implique sur un profil de rampe serait favorisée par l'augmentation d'accommodation générée dans le shoreface au début des transgressions. Cette modification de la dynamique côtière et l'extension associée du shoreface serait favorable aux biota, qui étaient absents dans les intervalles régressifs sous-jacents et qui pourraient alors proliférer jusque dans l'offshore supérieur. Les mécanismes de cette adaptation restent à élucider mais l'étude tomographique des lumachelles montre que les Cornulites, lophophoriens sessiles, résistent étonnamment à la dynamique des vagues et peuvent rapidement recoloniser le shoreface après les tempêtes.

Abstract

This thesis explores the Ordovician sedimentology of the Saharan platform in the Daoura, SW Algeria. The latest work in this sector, leading to large-scale mapping, the division of formations, and their stratigraphic attribution at the system level, dates back from the 1960s. However, this region, south to the better known Ougarta Range, is a bridge between the interior of the West African Craton and the Anti-Atlas basin. The objective of this work is to document depositional environments and sequence stratigraphy, and their relationship with the development of fossiliferous biota. In particular, attention is paid on the transitions from coastal environments dominated by storms to those dominated by tides, in the absence of evidence of incised valleys. Two high-resolution sections were made in the Tabelbala and Djebel Ben Tadjine ranges, crossing the Cambrian-Ordovician limit and the limit between the marine and glacial Upper Ordovician. These sections show a good correlation between them and with the Saoura and confirm the absence of incised valleys at least until the Middle Ordovician. The facies indicate a wave-dominated ramp-type depositional profile, mainly preserved as parasequences. On a detailed section of the Darriwillian, shell beds rich in Brachiopods and Cornulites are more particularly studied. They are preserved in tempestites located above the transgressive ravinement surfaces which cap the parasequences. The architecture of these tempestites suggests an indirect influence of the tide, which results, on the one hand, in interstratifications of upper plane beds and anisotropic HCS and, on the other hand, in rhythmic bedding of the shell beds. The increase in tidal range that this evolution implies on a ramp profile would be favored by the increase in accommodation generated in the shoreface at the start of the transgressions. This modification of coastal dynamics and the associated shoreface extension would be favorable to biota, which were absent in the underlying regressive intervals and which could then proliferate into the upper offshore. The mechanisms of this adaptation remain to be elucidated but the tomographic study of shell beds shows that Cornulites, sessile lophophorians, are surprisingly resistant to wave dynamics and can quickly recolonize the shoreface after storms.

Introduction générale

Pendant la période cambro-ordovicienne, des changements significatifs ont eu lieu sur le plan paléogéographique et paléoclimatique. La majeure partie des continents étaient regroupés pour former le super continent Gondwana, qui occupait environs 20% de la surface de terre et était situé dans les hautes latitudes de l'hémisphère Sud ([Scotese et al., 1999](#); [Torsvik and Cocks, 2009, 2011](#)). Au début du cambrien, après l'érosion et la pénéplanation des orogènes panafricains, d'immenses systèmes de plate-forme se sont développés, évoluant dans un contexte tectonique stable.

Ces vastes plate-formes marines s'étendaient sur toute l'Afrique du nord et l'Arabie, allant du Maroc à l'ouest jusqu'au golfe persique à l'est, couvrant une superficie de 1500km de largeur et de 6000km de longueur. Elles étaient principalement composées de sédiments silicoclastiques et n'ont pas d'équivalent actuel ([Coward and Ries, 2003](#); [Veevers, 2005](#)). Ces plate-formes représentaient le plus grand volume de sédiments détritiques jamais mis en place sur une croûte continentale ([Avigad et al., 2005](#)).

Pendant l'Ordovicien, la partie nord du Gondwana se caractérisait par un environnement marin peu profond sur une rampe silicoclastique. Les processus de dépôt étaient dominés par l'action de la houle et des tempêtes, avec une influence notable des marées ([Veevers, 2005](#); [Ghienne et al., 2007](#); [Marante, 2008](#); [Loi et al., 2010](#); [Meddour, 2016](#); [Vaucher, 2017](#)).

Au cours de l'Ordovicien supérieur et jusqu'à l'ordovicien terminal (Hirnantien), un changement climatique majeur a entraîné la formation d'une vaste calotte glaciaire s'étendant du pôle Sud aux régions périphériques du paléocontinent Gondwana. Cette glaciation est enregistrée à l'échelle du Nord Gondwana, notamment sur les plate-formes nord gondwaniennes ([Beuf et al., 1971](#); [Clerc, 2012](#); [J. Ghienne et al., 2007](#); [Ghienne et al., 2003](#)).

De nombreuses études ont été menées pour comprendre le fonctionnement de ces systèmes de plate-forme silicoclastique complexes et leur évolution, notamment dans les régions de l'Anti-Atlas et l'Ougarta. Cependant, la région de la Daoura n'a pas fait l'objet d'études approfondies depuis les premières investigations de Beicip en 1972. Mon travail de

thèse visait d'abord à revisiter la stratigraphie du Cambro-ordovicien de la Daoura. Cependant, en raison de la pandémie du covid-19 et de la fermeture des frontières, il est devenu impossible d'effectuer des travaux sur le terrain couvrant l'ensemble du Cambro-Ordovicien. Par conséquent, le sujet de la thèse a été réorienté pour se concentrer uniquement que sur les séries ordoviciennes de la Daoura.

Le principal objectif de cette thèse de doctorat est la reconstruction des environnements de dépôt préservés au sein de la séquence ordovicienne. Cette recherche s'est concentrée sur l'analyse de deux coupes géologiques situées dans la région de la Daoura, en utilisant une approche multidisciplinaire qui englobe la sédimentologie, l'ichnologie et la paléontologie.

Les environnements des plate-formes silicoclastiques nord-gondwaniennes sont dominés par des processus liés aux vagues et aux tempêtes, tout en étant influencés par les marées, mais leur enregistrement faciologique, monotone de prime abord, ne met pas en évidence de façon directe ces processus combinés. Nous avons dans un premier temps réalisé une typologie des faciès le long de deux coupes choisies pour leur continuité et leur accessibilité dans les djebels de Ben Tadjine et Tabelbela. Ceci nous a conduit à nous intéresser à des faciès particuliers : les Shell beds, et à les étudier également du point de vue paléoécologique.

Dans une seconde phase, nous avons analysé les successions de faciès en cherchant à corréler les coupes de la Daoura entre elles, puis avec la Saoura plus au nord de l'Ougarta, puis enfin en discutant des corrélations possibles avec l'Anti-Atlas et le Hoggar. Nous n'avons pas assez de données pour réaliser une synthèse de bassin et ce n'était pas l'objectif premier, mais nous avons tenté de voir ce qui pouvait, dans ces corrélations, évoquer une paléogéographie qui puisse expliquer la localisation des bassins influencés par la marée.

Ce manuscrit de thèse s'organise en six chapitres :

Le **chapitre I** présente le contexte général de cette étude, englobant l'évolution géodynamique, paléogéographie et la lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur, ainsi que les caractéristiques des plate-formes gondwaniennes.

Le **chapitre II** se consacre à la présentation de la région de la Daoura. Il résume les différentes techniques et méthodes d'analyses utilisées dans ce travail, et propose un aperçu de la stratigraphie du Cambrien telle qu'observée sur le terrain.

Le **chapitre III** est consacré à la description et l'interprétation des paléoenvironnements résultant d'une dynamique de houle et de tempêtes dans les dépôts ordoviciens de la Daoura.

Le **chapitre IV** correspond à l'étude élargie de l'Ordovicien au niveau des coupes de Ben Tadjine et Tabelbela, montrant l'organisation stratigraphique et séquentielle générale des dépôts, ainsi que les processus sédimentaires dominants.

Le **chapitre V** reproduit un article accepté au Bulletin Of Geoscience intitulé: Shell Beds including Cornulitids in Ordovician storm-to tide- dominated deposits, Daoura (Ougarta range), Algeria. Cet article présente une analyse des caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques des faciès de l'Ordovicien moyen sur une section spécifique de la coupe de Ben Tadjine.

Le **chapitre VI** constitue une synthèse générale sur l'Ordovicien de la Daoura, incluant une discussion sur l'influence tidale des successions ordovicienne de la Daoura et une comparaison avec les régions limitrophes de l'Anti-Atlas et du Hoggar.

Chapitre I : Généralités sur la région d'étude

1. Etat des connaissances sur le Nord-Gondwana

1.1. Cadre paléogéographique

1.1.1. Le Néoprotérozoïque

Durant le Méso-néoprotérozoïque, un supercontinent nommé Rodinia s'est formé (Torsvik, 2003; Zhao et al., 2018), il s'agissait d'une vaste masse continentale entourée par l'océan Mirovoi (Fig. I.1). La dislocation de Rodinia a eu lieu entre 750 et 600Ma (Cawood et al., 2007; Meert, 2001; Meert and Torsvik, 2003) conduisant à la formation de deux supercontinents : Le Gondwana et Laurasia séparés par l'océan Panthalassa.

Sur le plan climatique, un épisode glaciaire « Snow Ball Earth » a eu lieu à la fin du Précambrien entre 620 et 590 Ma (Donnadieu et al., 2004, 2002) qui s'est étendu jusqu'aux tropiques. Cet évènement se clôture au Cambrien inférieur, suivi d'une hausse du niveau marin (Fabre, 2005).

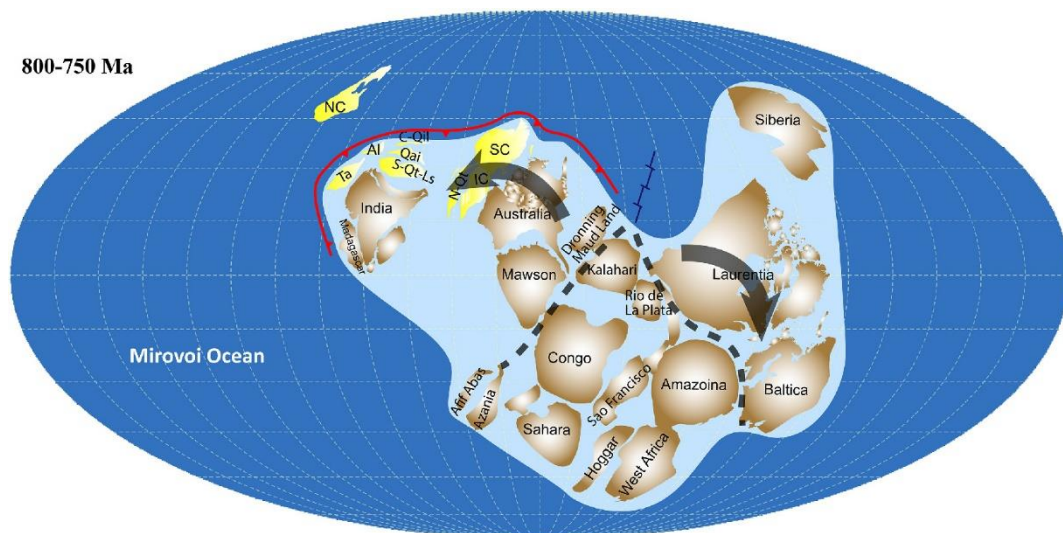


Fig. I.1 Reconstitution paléogéographique montrant le supercontinent Rodinia entre 800 et 750Ma (Zhao et al., 2018).

1.1.2. Le Paléozoïque inférieur

La période cambrienne est connue par l'apparition de deux continents issus de la tectonique panafricaine et localisés dans l'hémisphère sud : Gondwana au sud et Laurentia au nord, séparés par l'océan Iapétus, tandis que l'océan Panthalassa recouvrait l'hémisphère nord (Fig. I.2).

Au Cambrien, le Gondwana s'étendait du pôle sud jusqu'à l'équateur. Cette période commence par une élévation générale du niveau marin, résultant de la fonte des glaces de la snow-ball earth (Fabre, 2005), ainsi qu'à l'expansion des rides océaniques responsables de l'ouverture de l'océan Iapétus. Cette dynamique extensive a conduit à la formation d'une vaste plate-forme épicontinentale dans la partie nord du Gondwana (Beuf et al., 1971; Torsvik & Cocks, 2011). La structuration des grands bassins sédimentaires, notamment au niveau des structures décrochantes panafricaines réactivées en failles normales (Beuf et al., 1971; Coward and Ries, 2003), a favorisé la subsidence de ces bassins et leur remplissage par une puissante série silicoclastique de plate-forme épicontinentale (Fabre, 1988; Scotese et al., 1999; Coward et Ries, 2003; Avigad et al., 2005) (Fig. I.2).

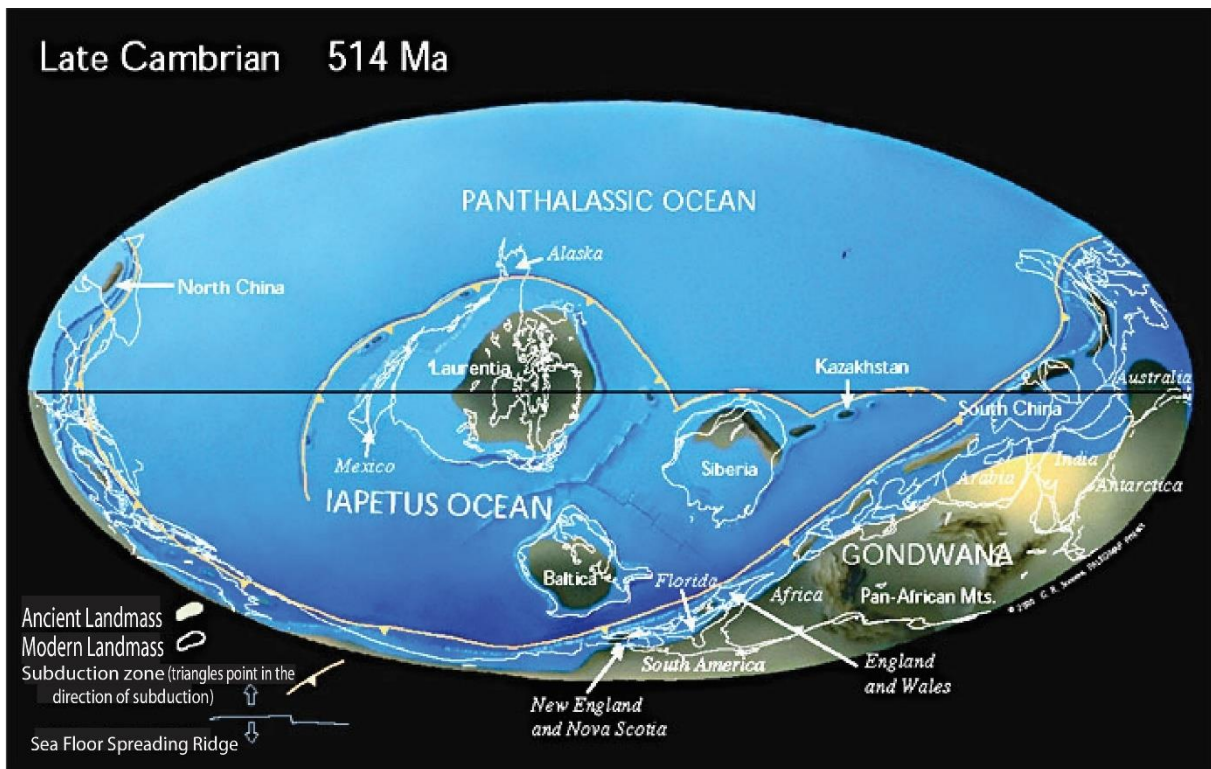


Fig. I.2 : Reconstitution paléogéographique au Cambrien (500 Ma) (d'après Scotese, Paleomap Project, 2001).

Le climat pendant cette période était plutôt chaud, de type « green house » (Scotese, 1999; Avigad *et al*, 2005) , probablement facilitant la diversification de la vie au Cambrien et l'émergence des premiers organismes à coquille.

Durant l'Ordovicien, le Gondwana migre vers le sud, tandis que l'océan Iapétus se referme au bénéfice de l'ouverture de l'océan Rhéique et de la paléo-Téthys (Fig. I.3). Sur les reconstitutions paléogéographiques, l'Afrique du nord est toujours bordée par des bassins marginaux à l'est, mais par une grande plate-forme épicontinentale subsidente à l'avant de l'actuel Sahara.

La subsidence perdure jusqu'à l'Ordovicien supérieur sur cette plate-forme, recouvrant cette partie du Gondwana de mers peu profondes avec des dépôts de plus en plus fossilifères.

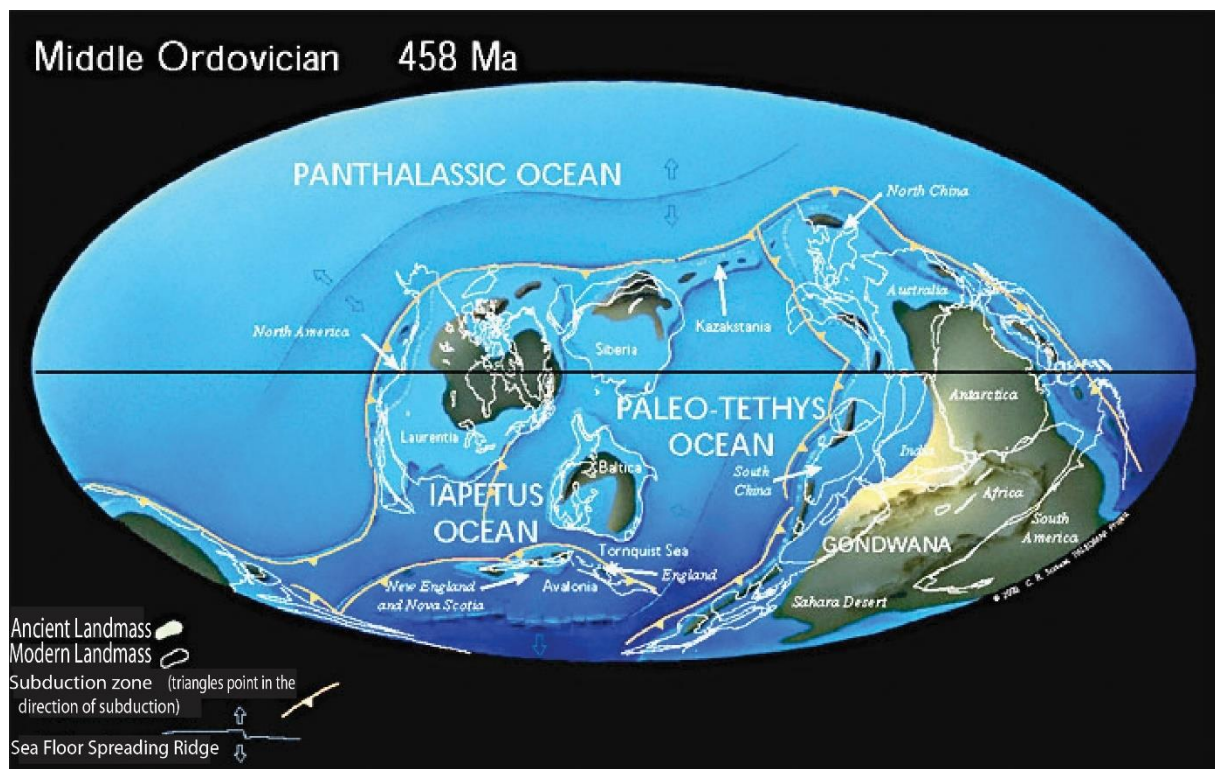


Fig. I.3 : Reconstitution paléogéographique à l'ordovicien moyen (458 Ma) (d'après Scotese, Paleomap Project, 2001).

Le climat pendant cette période ordovicienne est toujours chaud de type « Green house », associé à un haut niveau marin global qui atteint son apogée au Caradoc.

A l'Ordovicien supérieur, la partie du Gondwana correspondant à l'Afrique de l'ouest est situé au pôle sud (Scotese, 1999; Cocks & Torsvik, 2002), où s'installe une immense calotte glaciaire s'étendant sur la partie occidentale du Gondwana, de la péninsule arabique à l'Amérique du sud et du Maroc à l'Afrique du sud (Fig. I.4) (Beuf et al., 1971; Coward et Ries, 2003; Ghienne et al., 2003; Young et al., 2004; Fabre, 2005; Veevers, 2006; Ghienne et al., 2007). Cette calotte glaciaire résulte d'un changement climatique global qui provoque une chute importante du niveau eustatique et la disparition de près de 85% des espèces et 60% de genres marquant la plus grande extinction de l'histoire de la terre.

Deux hypothèses sont envisagées concernant la taille de la calotte glaciaire :

- Mise en place d'une seule et immense calotte glaciaire avec un diamètre de 8000km supérieur à la taille de la calotte glaciaire actuelle de l'antarctique.
- Développement de plusieurs calottes de tailles plus petites (Ghienne et al., 2007).

Cet évènement climatique est donc marqué par une glaciation à l'Hirnantien entre 445.6 et 443.7 ± 1.5 Ma (Gradstein et al., 2004), considéré comme un épisode rapide, intense et très court de 1 à 2 Ma, restreint à l'Hirnantien.

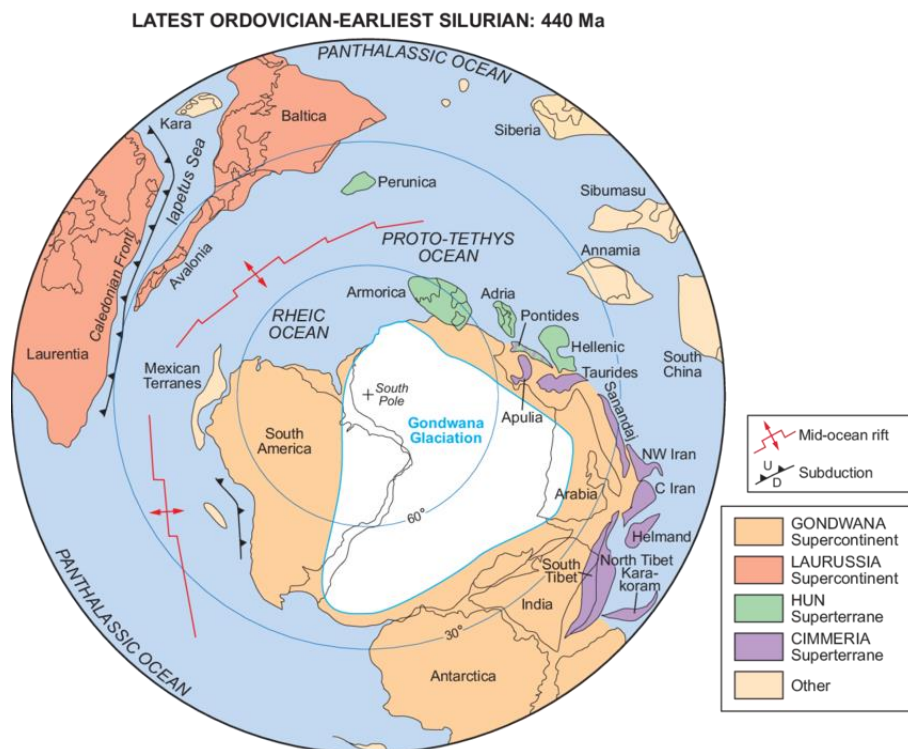


Fig. I.4 : Paléogéographie du Gondwana à l'Ordovicien supérieur et Silurien inférieur (D'après Ruban & al., 2007).

L'origine de la glaciation Hirnantienne demeure un sujet de débat. Selon Deconinck (2006), plusieurs mécanismes ont été avancés pour expliquer cet événement climatique majeur. La première proposition met en avant la diminution de la teneur en dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique, associée à une intense altération des continents et la formation de vastes plates-formes carbonatées au cours des périodes Caradoc et Ashgill aurait contribué au pompage du CO₂ atmosphérique. De plus, le développement des plantes au Katien inférieur aurait agi comme un puits à carbone, induisant une baisse significative de la pression partielle du CO₂ (pCO₂). L'ensemble de ces mécanismes aurait engendré un refroidissement progressif, par ailleurs c'est le stockage du carbone organique dans les séries sédimentaires qui aurait déclenché un refroidissement abrupt, conduisant à la mise en place de cette glaciation.

Pendant le Katien, trois régressions forcées majeures avec une chute du niveau de la mer > 40m, suivies de transgressions eustatiques annoncent la croissance des calottes glaciaires dans les zones internes du Gondwana. La calotte aurait évolué à travers plusieurs grands cycles glaciaires polyphasés (Sutcliffe *et al*, 2000 ; Ghienne *et al*, 2003 ; Loi *et al*, 2010) (Fig. 1.5).

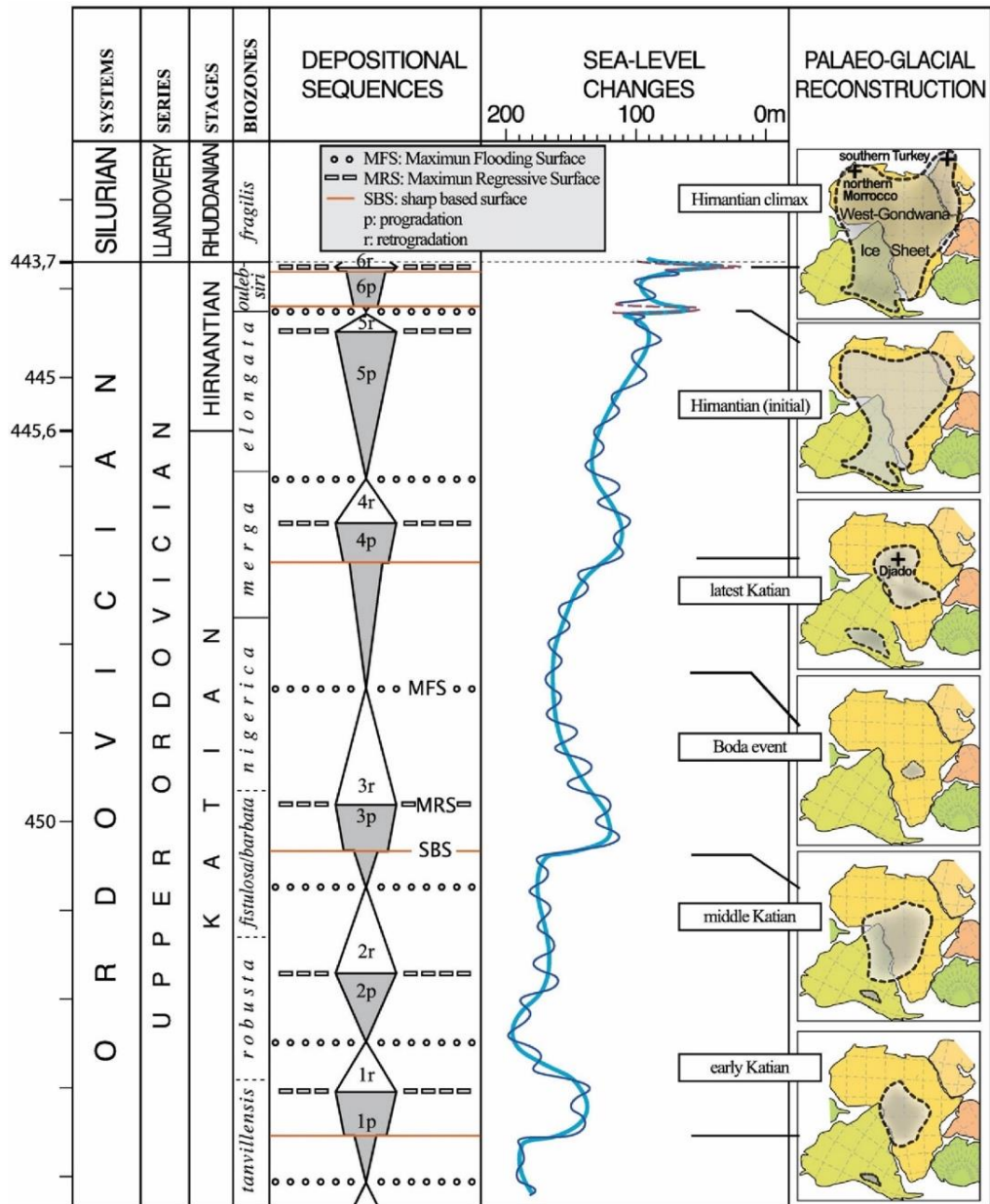


Fig. 1.5 : Variation du niveau marin et hypothèse de l'évolution des calottes de l'ordovicien supérieur (Loi et al, 2010).

Durant l'Hirnantien l'inlandsis du Gondwana est quatre fois supérieur à la calotte glaciaire antarctique actuelle, atteignant les 8000km de diamètre et s'étendant quasiment sur toute l'Afrique, la péninsule arabique, la Turquie et l'Amérique du sud (Ghienne et al., 2003; Young et al., 2004 ; Veevers, 2006 ; Ghienne et al., 2007).

Durant la période silurienne, un nouveau supercontinent commence à se former, Laurasia, suite à la fermeture de l'océan Iapétus et à l'orogénèse calédonienne, alors que le Gondwana est toujours en position de haute latitude dans l'hémisphère sud.

La fonte des glaces qui fait suite à la glaciation hirnantiennne provoque une hausse importante du niveau marin, conduisant au début du Silurien à la formation et au développement de nombreuses plate-formes peu profondes à bioconstructions : tabulés, algues, stromatopores, favorisées par un climat chaud de type « Green house ». C'est aussi le moment du dépôt d'argiles à Graptolites riches en matière organique (hot shales), constituant la roche mère principale des gisements d'hydrocarbures d'Afrique du nord (Fabre, 2005; Lüning, 2005).

1.2. Cadre géodynamique et structural du Nord-Gondwana

1.2.1. L'orogénèse panafricaine

L'orogénèse panafricaine est un événement tectono-thermique majeur dans l'évolution terrestre (Black, 1978; Coward and Ries, 2003; Kröner and Stern, 2005), au cours duquel le regroupement et la suture de l'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Antarctique, de l'Australie, de l'Inde et de la péninsule arabique sont à l'origine de la formation du supercontinent Gondwana il y a 500Ma (Gray *et al.*, 2008; Torsvik and Cocks, 2011). Le Gondwana se subdivise en deux parties : Gondwana Ouest et Gondwana Est (Fig. 1.6).

La zone de suture orientale soude l'Antarctique, l'Inde, l'Australie et la Péninsule Arabique avec le continent africain. Cette suture appelée Chaîne Est-Africaine, délimite le Gondwana Est du Gondwana Ouest et intègre la méga-chaîne du Mozambique. La zone de suture occidentale réunit l'Amérique du Sud (Craton Amazonien) et le Craton Ouest Africain avec l'Afrique centrale (méta-Craton saharien, Craton du Congo et Craton Kalahari) (Kröner and Stern, 2005).

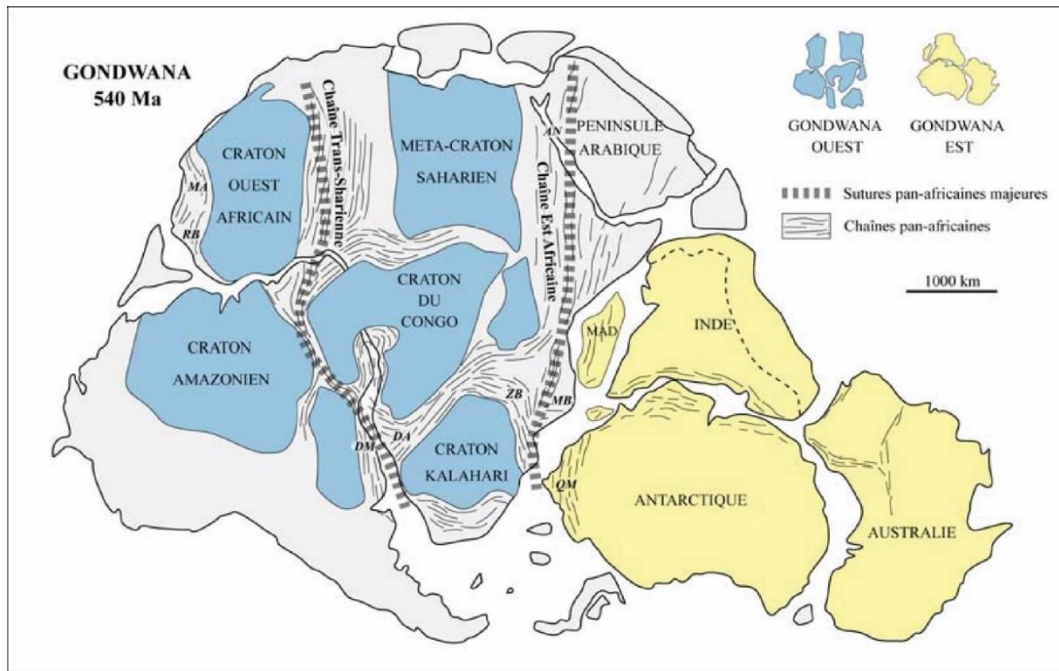


Fig. I.6 : Le super-continent Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque (~ 540 Ma) (d'après Gray et al., 2007). AN : Chaîne Arabie-Nubie ; DA : Chaîne Damara ; DM : Chaîne Dom Feliciano ; MA : Chaîne Mauritanide ; MB : Chaîne Mozambique ; ZB : Chaîne Zambezi.

Ces ceintures orogéniques sont le résultat d'une succession de collisions continentales et d'accrétion d'arc de nature variées localisés en bordure du Craton Ouest Africain. Plusieurs phases d'extension et de collision caractérisent l'orogénèse panafricaine s'échelonnant en bordure du Craton Ouest Africain (Fig. I.6) :

Entre 1.1 et 0.9 Ga : le Craton Ouest Africain évolue en marge passive sur laquelle vient se déposer des séquences de plates formes carbonatées et une importante plate-forme silicoclastique (Caby, 2003; Thomas et al., 2002). La phase d'extension atteint son paroxysme engendrant la formation de bassins et croûtes océaniques entre 900 et 700Ma.

La mise en place de ceintures de roches ultramafiques et de gabbros à 900- 800Ma (Black et al., 1979; Caby, 2003). Dans l'Anti-Atlas, les ophiolites de Bou Azzer ont été datées entre 740 et 790 Ma (Thomas et al., 2002). Dans l'Ougarta par contre on suppose une océanisation puis une subduction vers 685 Ma (Kurek and Priedl, 1987). A la fin du Néoprotérozoïque, ces bassins océaniques se referment et génèrent le développement de vastes zones de sutures.

La collision de ces ceintures orogéniques se marque dans la région d’Afrique du nord par la suture entre le craton ouest africain (COA) stable depuis 2 Ga et le bouclier touareg qui a engendré la fermeture des bassins océaniques qui séparaient les deux domaines.

La chaîne de l’Ougarta est située à la jonction entre le craton ouest africain et le Bouclier Touareg. Elle est traversée par des failles lithosphériques majeures séparant ses différents faisceaux (Daoura et Saoura), datant de cette époque et qui seront réactivées lors de l’orogénèse hercynienne.

1.2.1.1 *Le Craton Ouest Africain*

Le Craton Ouest Africain est un vaste domaine qui occupe l’Afrique nord-occidentale actuelle, stable depuis 2 Ga. Il est d’âge protérozoïque inférieur et archéen, formé de chaînes pénéplanées granitisées. Il affleure en deux parties :

- La partie nord appelée « Dorsale Reguibat ». Elle affleure entre l’Algérie, le Sahara occidental et la Mauritanie. En Algérie cette partie est appelée « le massif des Eglab ».
- La partie sud nommée la « Dorsale Leo ». Elle couvre une large région qui va du Liberia au Ghana en passant par la Guinée, le Mali, la Côte d'Ivoire et le Burkina-Faso.

Le craton ouest africain est limité par la chaîne panafricaine à l’Est (Bouclier Touareg), au SE par le Bouclier Nigérien, et au Nord Est par les monts d’Ougarta et l’Anti-Atlas. Le bassin de Taoudéni recouvre en discordance majeure le cœur du COA (Fig.1.7). Il représente aussi un gisement pétrolier entre le Mali, l’Algérie et la Maurétanie.

Le COA passe par deux phases orogéniques avant d’entrer en collision avec le Bouclier Targui (Liégeois *et al.*, 1994) : une première au Libérien (3.0-2.5 Ga) et une deuxième à l’Eburnéen (2.5-1.8 Ga).

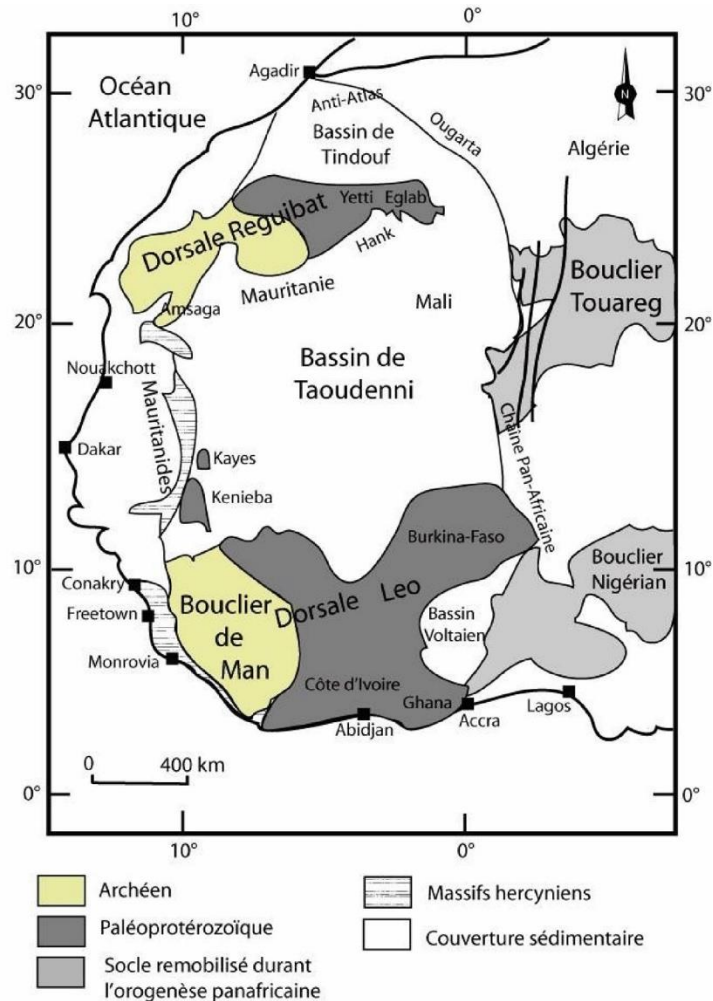


Fig. I.7 : Eléments du Craton Ouest Africain (Peucat et al., 2005).

1.2.1.2 Le bouclier Touareg

Appelé aussi bouclier Targui, c'est un vaste domaine ancien, très complexe de par sa composition et les différents âges des terrains qui le composent, allant de l'Archéen au Néoprotérozoïque. Sa partie nord occidentale affleure en Algérie dans le Hoggar.

Le bouclier Touareg a été affecté par trois événements tectoniques majeurs (Black et al, 1979; Caby, 2003), la première phase de distension a été datée vers 900 Ma où un arc magmatique s'est formé à l'aplomb d'une croûte continentale associé à une subduction orienté vers l'Ouest.

Entre 700 et 620 Ma le bouclier Touareg entre en collision avec le bloc LATEA associé à un métamorphisme de HP-BT (LATEA : Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egére-Aleksod). Ce

méta-craton africain qui représente une marge active est suturé au craton ouest africain lors de l'orogénèse panafricaine (620 -580 Ma). Il représente un domaine précambrien avec des séries plissées, métamorphisées et remobilisées au protérozoïque supérieur. Sa partie ouest, appelée « rameau pharusien », est celle où l'orogénèse panafricaine est la plus complète.

La phase panafricaine provoque une première surrection du massif du Hoggar et la mise en place de trois domaines structuraux séparés par des accidents majeurs orientés N-S et des grands cisaillements ayant fonctionné d'Ouest en Est en surfaces de charriages ou en décrochements (Caby, 2003): la chaîne pharusienne, le Hoggar central et le Hoggar oriental (Fig. 1.8).

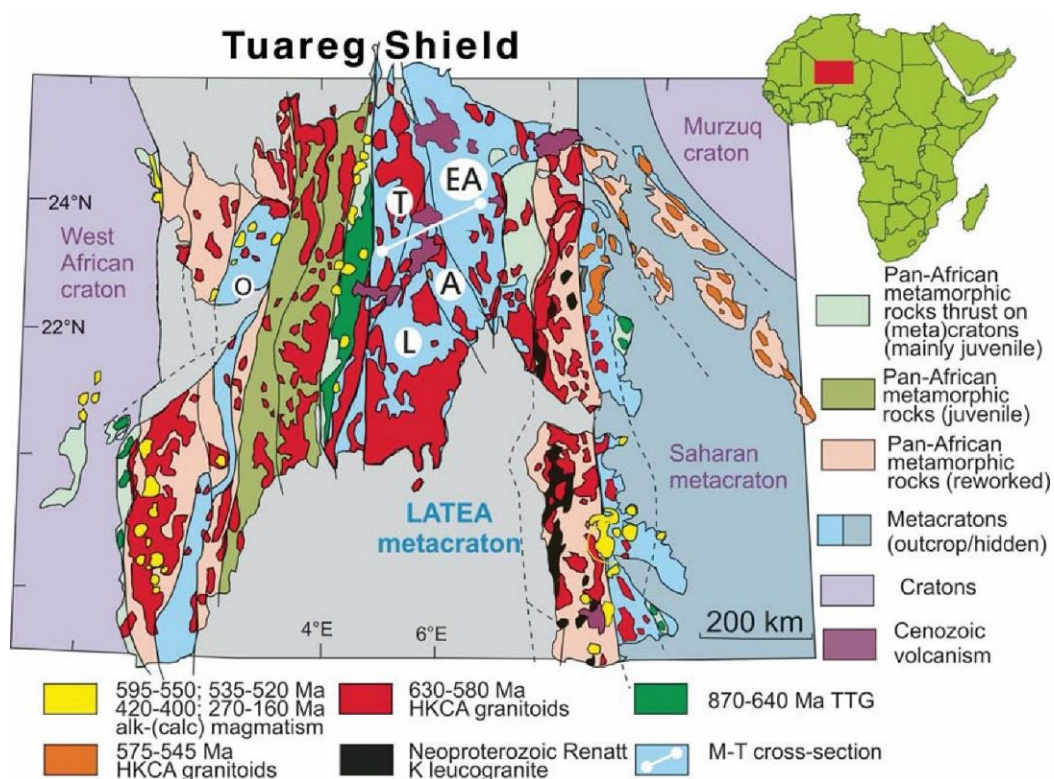


Fig. 1.8 : Carte géologique simplifiée du Bouclier touareg (Bouزيد et al., 2015). Quatre terranes forment le métacraton LATEA : L — Laouni , A — Azrou n’Fad, T — Tefedest, EA — Egéré-Aleksod. O - In Ouzal, terrane granulitique archéen. HKCA — batholithes calco-alkalins à K élevé. TTG — trondhjemitonaltite-grandiorite.

Les monts d’Ougarta se trouvent sur le prolongement ouest de la chaîne pharusienne par l’intermédiaire d’un ensemble de petits chaînons affleurant au Nord de l’Ahnet.

1.2.1.3 *La chaîne d'Ougarta*

Les monts d'Ougarta sont en partie dissimulés par une importante couverture paléozoïque et mésozoïque, où des affleurements volcaniques et volcano-sédimentaires sont localisés. Un épisode de subduction daté de 685 Ma est supposé avoir eu lieu avant la collision panafricaine qui est datée vers 600 Ma. Entre 600 et 500 Ma un volcanisme acide et intermédiaire (Rhyolite, andésite, dacite) se met en place dans l'Ougarta (Dostal et al., 2002). On revient en détail sur la géologie de l'Ougarta dans la partie 2.

1.2.1.4 *L'Anti-Atlas*

Mieux connu que son équivalent algérien (l'Ougarta), l'Anti-Atlas marocain appartient également à la ceinture orogénique panafricaine et s'étend selon une direction WSW-ENE (Fig. I.10).

L'Anti-Atlas est formé d'un socle cristallin précambrien recouvert en discordance par une couverture sédimentaire phanérozoïque légèrement plissée. Le socle précambrien affleure en boutonnières constituées du Précambrien I et II entourés d'un conglomérat et laves du précambrien III (Choubert, 1963). Il se subdivise en trois domaines : Anti-Atlas occidental, Anti-Atlas central, et l'Anti-Atlas oriental, ce dernier étant le prolongement de l'Ougarta en Algérie (Fig. I.9).

Cette subdivision s'est basée sur la présence d'un accident majeur de direction WSW-ENE qui sépare l'Anti-Atlas occidental (à socle éburnéen) de l'Anti-Atlas central et oriental (à socle panafricain).

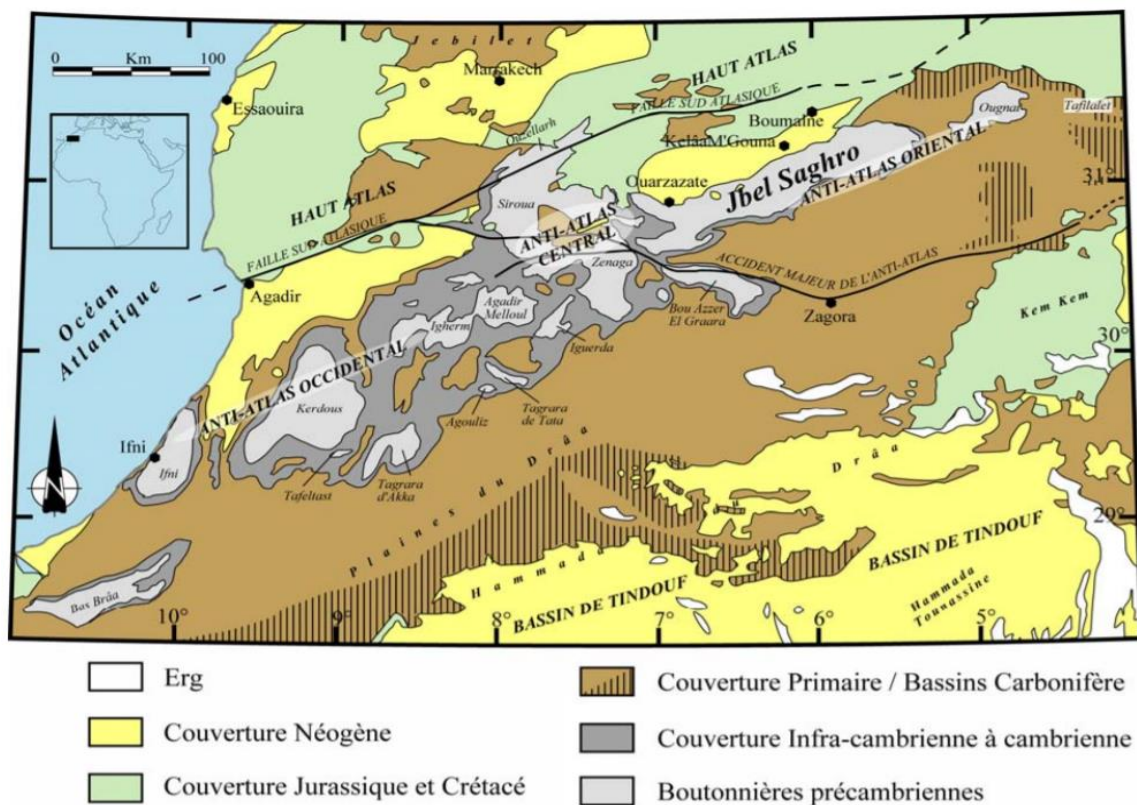


Fig. I.9 : Carte géologique simplifié de l'Anti-Atlas marocain (Choubert, 1963).

Les travaux concernant la géodynamique de l'Anti-Atlas sont nombreux (Ennih and Liégeois, 2001; Thomas *et al*, 2002, 2004). La phase panafricaine dans l'Anti-Atlas est marquée par une période de distension avec l'accrétion d'une croûte océanique dont les témoins sont les ophiolites de Bou Azzer, EL Graara et du Siroua datée à 743 ± 14 Ma (Rb/Sr) (Thomas *et al*, 2002), avec une signature de bassin d'arrière arc. L'Anti-Atlas a été ensuite affecté par un magmatisme calco-alkalin associé à une subduction entre 585 et 560 Ma (Fabre, 2005). Ce magmatisme est contemporain de l'accrétion des terranes du bouclier Touareg (Ennih and Liégeois, 2001).

Certaines interprétations géodynamiques de la bordure est du Craton Ouest Africain incluent les blocs Avalonia et Cadomia dans la structuration de l'Anti-Atlas (Ennih & Liégeois, 2001; Gasquet *et al*, 2008; Hefferan *et al*, 2000). Ces blocs auraient évolué en arcs et généré un magmatisme précoce entre 750 et 650 Ma. Vers 650Ma, ils auraient été accrétés au Gondwana pour développer un arc magmatique sur sa marge occidentale. Selon ces

interprétations, l'accident majeur de l'Anti-Atlas aurait joué le rôle d'une suture entre le Craton Ouest Africain et les blocs Avalonia-Cadomia (Fig. I.10).

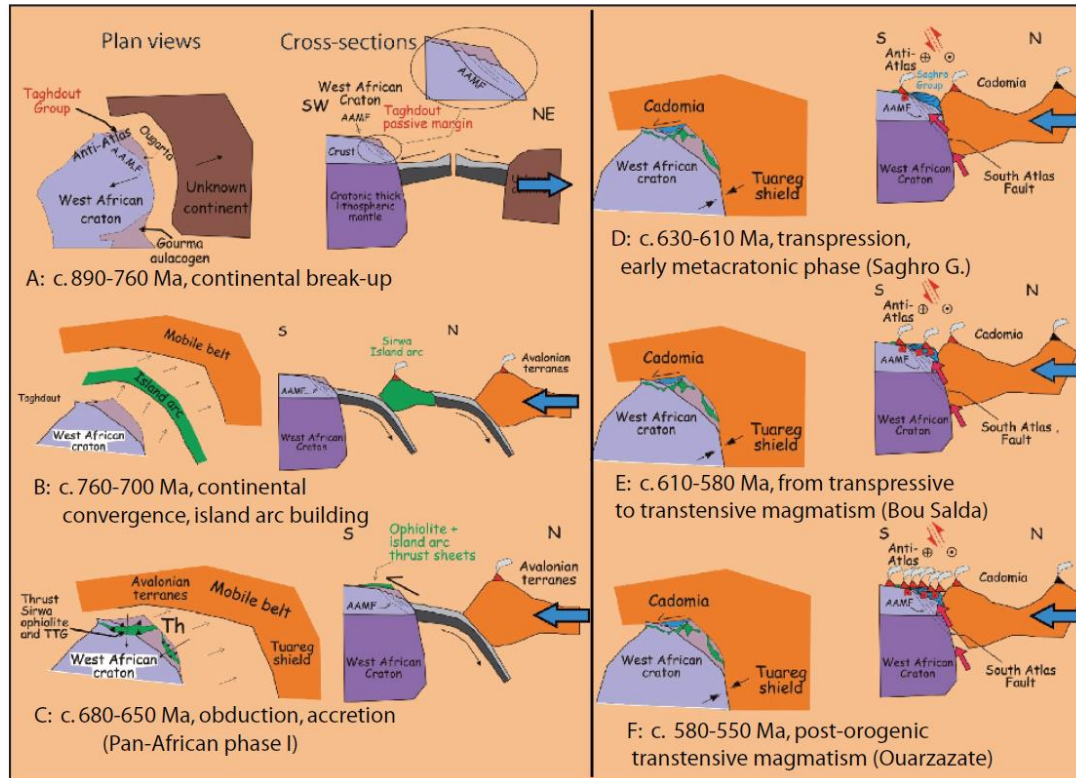


Fig. I.10 : Reconstitution géodynamique de l'Anti-Atlas pendant l'orogénèse panafricaine (Liégeois et al., 2006 ; in Gasquet et al., 2008).

1.2.1.5 La zone de suture panafricaine

La zone de suture est mise en évidence par des données gravimétriques sous la forme d'un alignement d'anomalies gravimétriques positives (Bayer and Lesquer, 1978; Brahimi et al, 2018) (Fig.I.11) liée à la présence d'ophiolites et de roches ultra-mafiques dans la région de Bou Azzer, dans l'Anti-Atlas, qui sont exposées le long des bords Est et Nord du craton ouest africain (Chikhaoui et al, 1978; Leblanc and Lancelot, 1980).

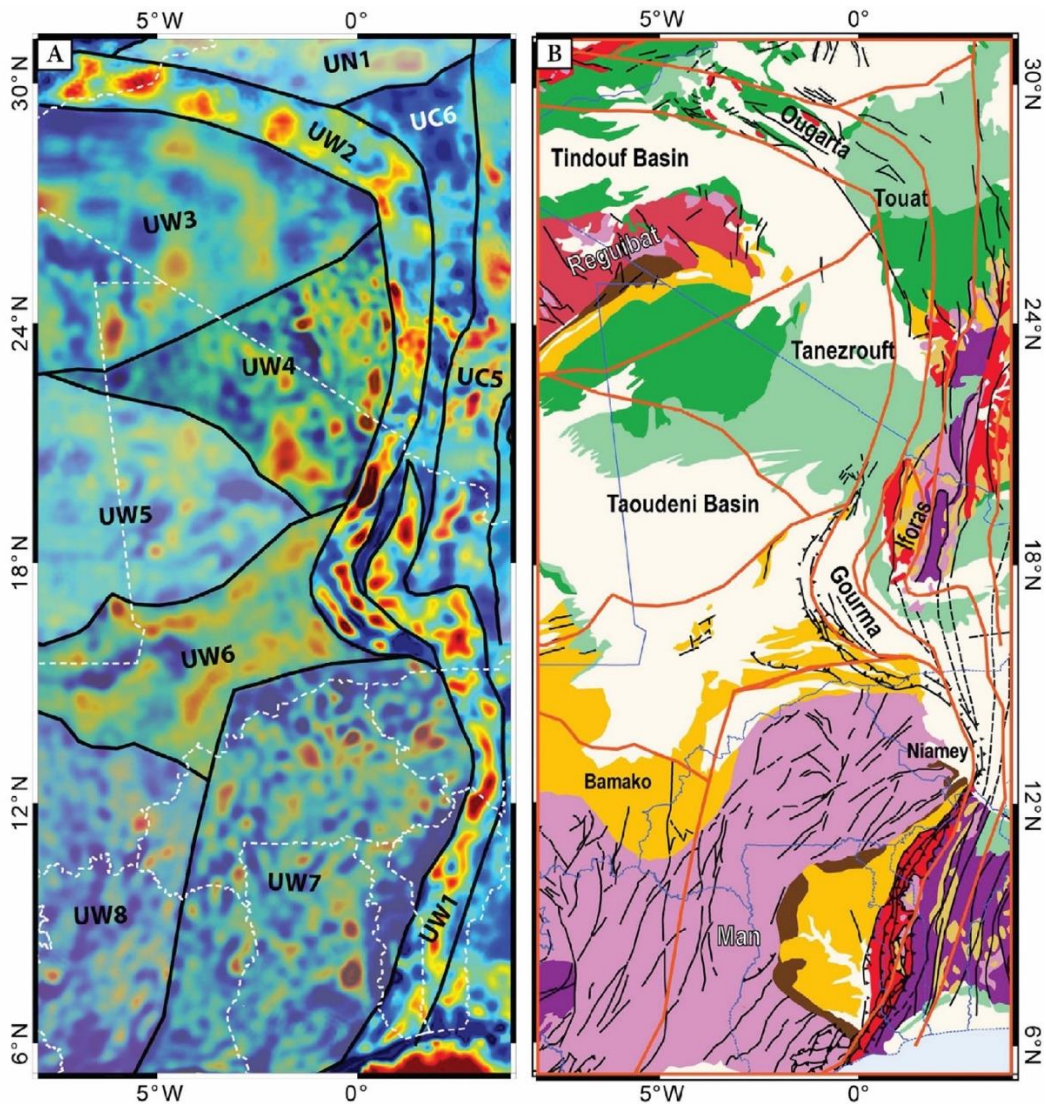


Fig. I.11 : Anomalie de Bouguer (à gauche) comparée à la carte géologique (à droite) la ceinture panafricaine à l'est du COA. L'unité ouest 2 (UW2) comprend l'Ougarta (Brahimi., 2018).

Les structures panafricaines sont principalement orientées N-S dans le Hoggar et évoluent progressivement NE-SW dans l'Ougarta et l'Anti-Atlas occidental jusqu'à devenir E-W dans l'Anti-Atlas central et oriental (Coward and Ries, 2003) (Fig. I.12).

Les directions des failles et des grands décrochements suivent les directions de la suture panafricaine.

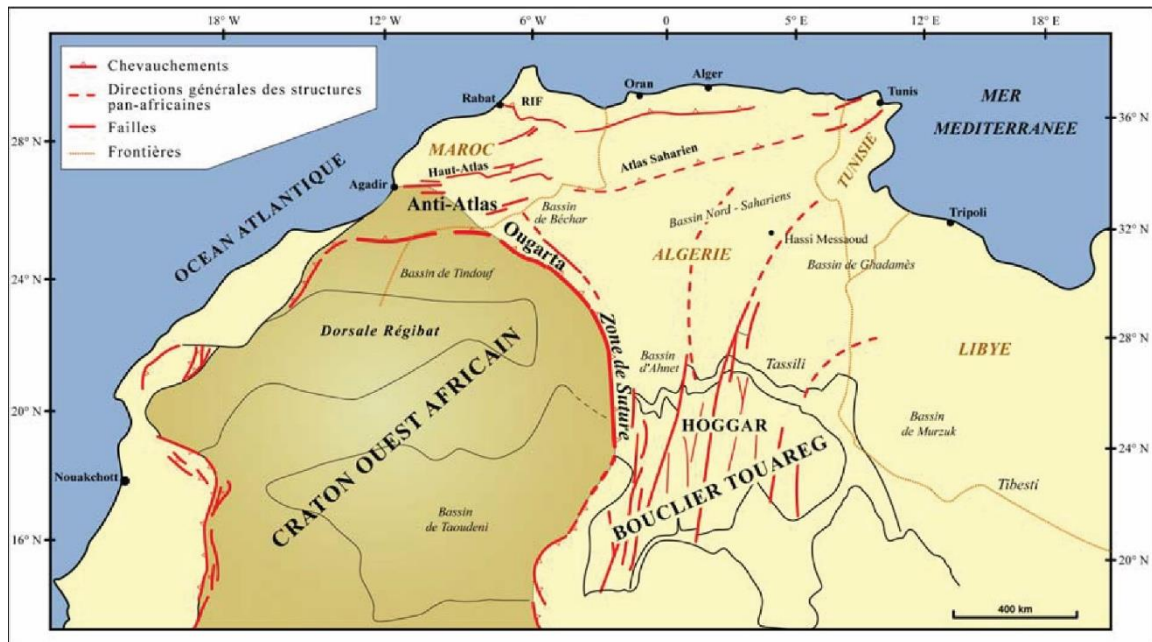


Fig. I.12 : Carte structurale de l'Afrique du nord montrant les structures panafricaines N-S dans le Hoggar, NE-SW sur la partie orientale de l'Algérie et en Libye, NW-SE dans l'Ougarta et E-W dans l'Anti-Atlas central et occidental (Coward et Ries., 2003).

Plusieurs hypothèses ont été émises sur la position exacte de la suture panafricaine sous la chaîne d'Ougarta. Elle serait localisée soit :

- le long de l'accident majeur de l'Anti-Atlas qui correspond à la bordure ouest de l'Ougarta et qui se prolonge vers le nord par l'intermédiaire de la faille sud atlasique (Hefferan *et al*, 2000; Soulimani *et al*, 2006).
- sur la bordure Est de l'Ougarta conformément à l'anomalie gravimétrique de la Saoura (Ennih and Liégeois, 2001). Dans cette interprétation, l'accident majeur de l'Anti-Atlas correspondrait à la bordure d'un rift avorté mis en place en bordure du COA (Fig. I.13).

La position de l'Ougarta et de l'Anti-Atlas à l'aplomb des grandes structures panafricaines constitue une zone mobile affectée par la subsidence post-panafricaine, et cela va permettre l'accommodation stratigraphique de milliers de mètres de sédiments silicoclastiques au Cambro-ordovicien.

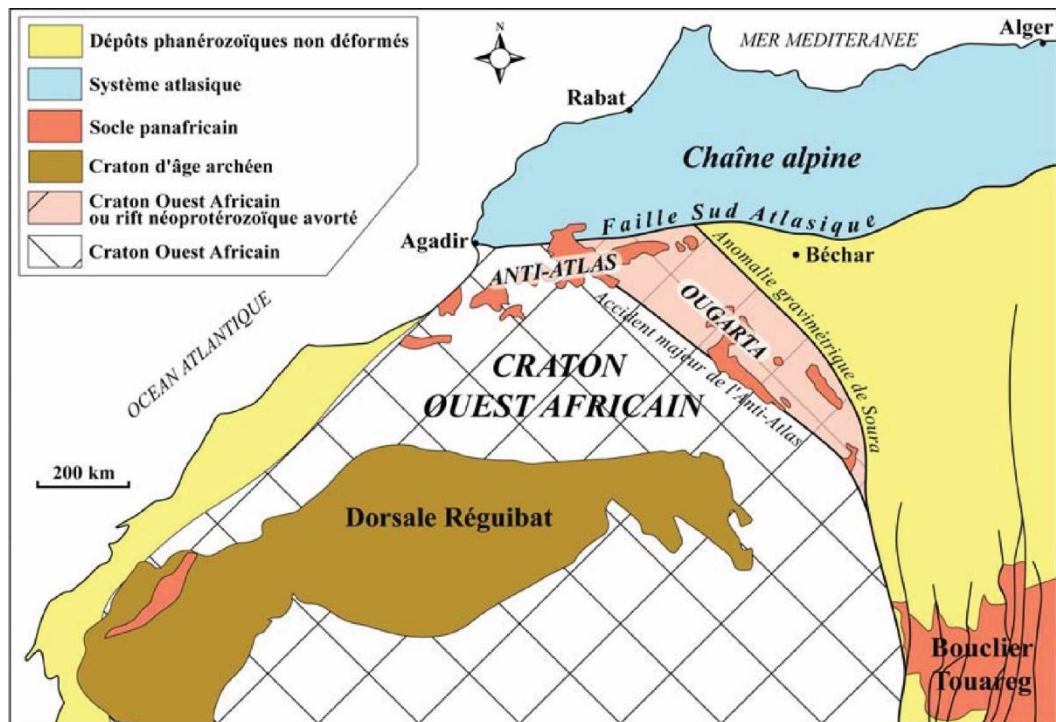


Fig. I.13 : Accident Majeur de l'Anti-Atlas séparant la zone mobile de la zone cratonique (D'après Ennih et Liégeois, 2001).

La destruction de la chaîne panafricaine se traduit par les dépôts d'une série molassique qui remplit les bassins intracratoniques très subsidents (Fig.I.14), cette dernière est appelée « série pourprée de l'Ahnet » (Ait kaci and Moussine-Pouchkine, 1987; Fabre, 1976).

1.2.2. La période infracambrienne

L'infracambrien est un ensemble à la fois stratigraphique et structural qui peut présenter des variations d'âge selon les localités. Selon Pruvost in Fabre (2005), il constitue un système stratigraphique s'étendant sur une durée d'environ 100 Ma, englobant des séries à différents niveaux du Protérozoïque supérieur et du Cambrien basal. Les séries infracambriennes sont considérées comme le premier terme sédimentaire peu ou pas déformé de la couverture des vieux cratons précambriens, précédant la transgression cambrienne (Fabre, 2005). L'infracambrien représente alors l'intervalle de temps pendant lequel la phase panafricaine se termine, suivie d'une période extensive post-orogénique

orientée NW-SE formant des bassins en pull-apart et des structures en demi-grabens, notamment au niveau des structures décrochantes panafricaines réactivées en failles normales (Beuf et al., 1996; Burkhard et al., 2006). Cette extension est associée à une subsidence post-orogénique favorisant le développement et l'individualisation de bassins paléozoïques dans une immense plate-forme épicontinentale (Avigad et al., 2003; Torsvik and Cocks, 2011). Cette vaste plate-forme gondwanienne est caractérisée par un faible taux de subsidence avec quelques milliers de mètres de sédiments déposés en 250Ma typique d'un contexte cratonique. En effet, cette marge connaît une stabilité tectonique globale, marquée par des épisodes compressifs qui engendrent des flexures de grande longueur d'onde ainsi que la réactivation des structures du socle. Ces périodes d'instabilité se sont matérialisées par de grandes discontinuités stratigraphiques corrélables à l'échelle suprarégionale (discordance tectonique de l'Ordovicien supérieur, discordance calédonienne qui marque la limite Silurien-Dévonien)

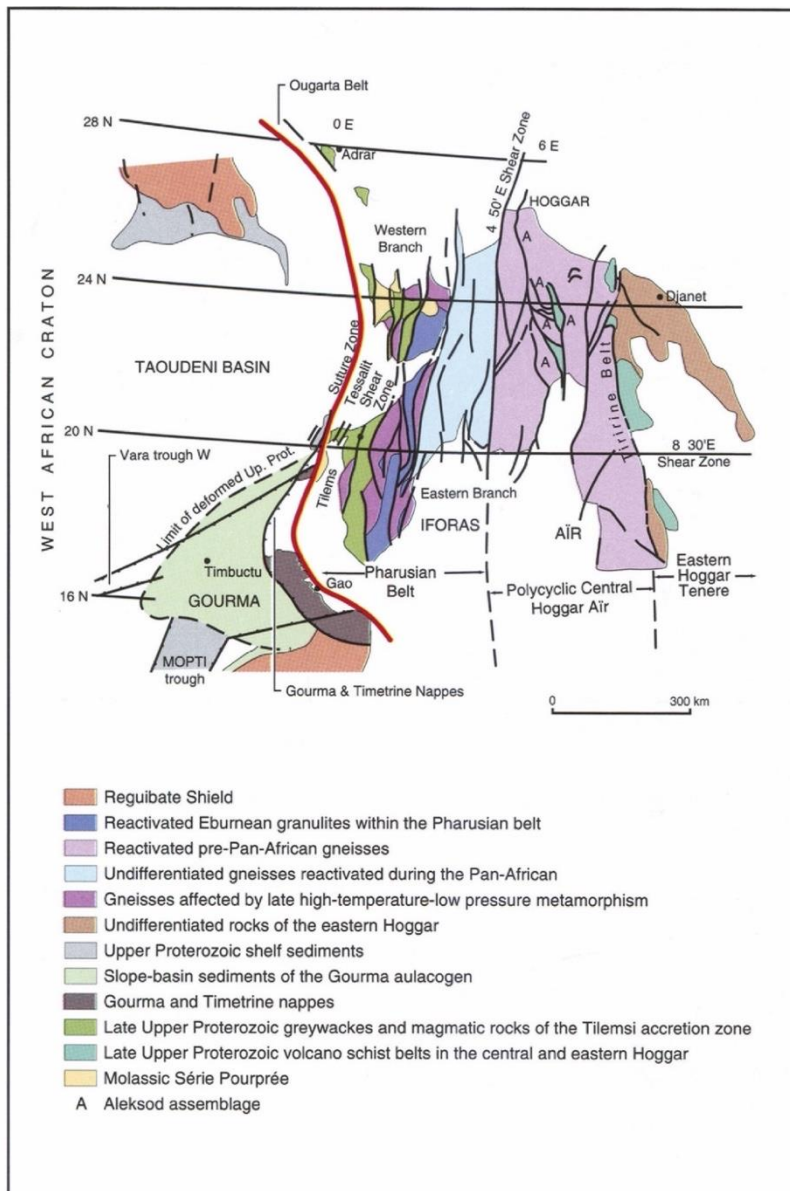


Fig.I.14 : Raccordement entre la région d'Ougarta et le domaine du Hoggar (D'après Cabyl, 1981 ; in Coward et Ries, 2003).

Cette extension infracambrienne est également associée à un volcanisme marqué par la mise en place de roches volcaniques acides localisées dans la chaîne d'Ougarta et dans l'Anti-Atlas.

La fin de l'évènement infracambrien est marquée par une phase d'érosion intense et de pénéplanation qui a nivelé le socle, créant ainsi la « discontinuité infracambrienne »

appelée aussi « discordance infra-tassilienne » en Algérie (Beuf et al., 1971). Cette dernière est affectée d'une paléo pente orientée vers le nord comme le montrent les directions du paléocourants (Ait kaci, 1990; Avigad et al., 2003; Beuf et al., 1971; Coward and Ries, 2003).

La surface infra-tassilienne marque la fin du Panafricain et correspond à la discordance qui sépare la couverture paléozoïque subhorizontale des séries précambriennes plissées. Cette surface est très remarquable par sa superficie qui est corrélable sur de très grandes distances, elle s'étend sur 2500 km depuis le Tchad jusqu'au nord-ouest du Hoggar.

Cette surface est matérialisée par des produits d'altération, des graviers et galets de type dreikanter due à l'érosion éolienne (Beuf et al., 1971).

La période infracambrienne en Afrique du nord est l'équivalent de l'évènement infracambrien occidental responsable de la mise en place des bassins salifères sur le Gondwana depuis l'Australie, le Pakistan, l'Iran et l'Oman, jusqu'en Afrique du Nord (Lüning, 2005).

1.2.3. Les déformations ultérieures

Après la phase extensive, le Paléozoïque pré-hercynien est une période qui connaît une succession de phases extensives et compressives. Il est affecté par le refroidissement post-extension de la lithosphère du nord Gondwana qui provoque une importante subsidence sur toute la marge gondwanienne. La réactivation des accidents du socle panafricain pendant ces ajustements conduit à l'individualisation des bassins de la plateforme saharienne (Fig. I.15) : Tindouf, Reggane, Ahnet, Bechar, Illizi et Murzuq qui correspondent à des « synéclises » de grande longueur d'onde (Beuf et al., 1971; Coward and Ries, 2003). Des uplifts locaux et les variations latérales du taux de subsidence auraient contribué à la subdivision de la plateforme en plusieurs grands domaines de sédimentation interconnectés.

Au paléozoïque inférieur, le taux de subsidence est modérée et homogène sur la plateforme nord gondwanienne indiquant une période relative de stabilité tectonique, ainsi cette plate-forme fonctionne comme un bassin intracratonique avec une tectonique synsédimentaire contrôlée uniquement par la subsidence intracratonique et les variations glacio-eustatiques (Beuf et al., 1971). Pendant cette période, des épisodes de rifting dans les

régions de l'Ougarta et à proximité des zones de sutures avec le Craton Ouest Africain sont encore enregistrés, suite à la réactivation des principales structures panafricaines (Coward and Ries, 2003).

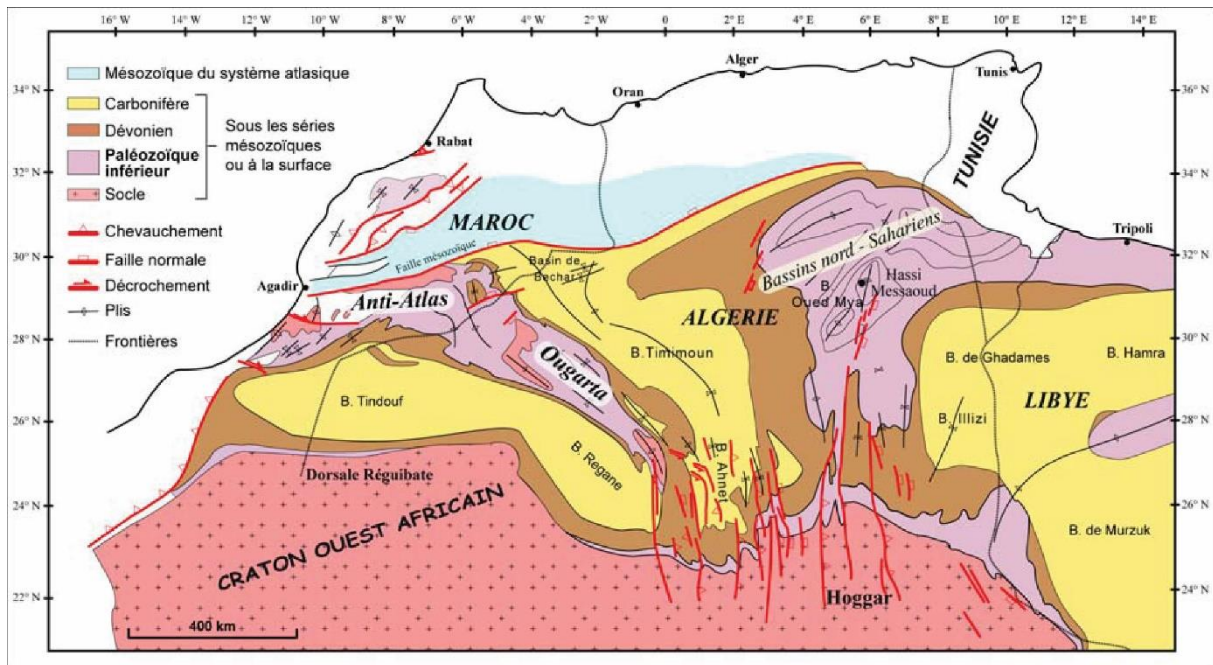


Fig. I.15 : Carte structural et stratigraphique montrant l'individualisation des bassins paléozoïques par réactivation des structures panafricaines (Coward et Ries, 2003).

A la transition entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur, des mouvements compressifs orientés E-W sont associés à la phase taconique (440 Ma) de l'orogénèse calédonienne, qui va permettre la différenciation des bassins dévoniens, associés à une subsidence réactivée (Lüning, 2005).

A la fin du Carbonifère, c'est l'orogénèse hercynienne qui résulte de la formation de la Pangée suite à la collision entre le Gondwana et Laurentia. Cette phase orogénique constitue un événement majeur entraînant le soulèvement et le plissement des séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur et le développement d'une surface d'érosion majeure. La réactivation des structures panafricaines (Craig et al., 2008) dans un raccourcissement NE-SW a engendré le soulèvement généralisé de la plateforme saharienne (Guiraud et al., 2005). C'est pendant l'orogénèse hercynienne que la chaîne d'Ougarta se forme. Elle est ensuite suivie d'une importante pénéplanation matérialisée par une discordance majeure, « la discordance hercynienne ».

Suite à l'orogénèse hercynienne, la dislocation de la Pangée engendre l'ouverture de l'Atlantique central au début du Trias, associée à un régime extensif. Ce dernier est marqué par la formation de rifts localisés sur des accidents hérités de la phase hercynienne (Maurin & Guiraud, 1993; Laville *et al.*, 2004).

Cette période de rifting est caractérisée par la présence de deux types de magmatisme distincts. Le premier épisode, d'âge triasique, est associé à un magmatisme d'affinité tholéitique, affleurant au niveau de l'Anti-Atlas et de la plateforme saharienne (Chabou *et al.*, 2007). Le deuxième type magmatique, d'affinité alcaline, se manifeste au Jurassique inférieur et au Crétacé.

La structuration actuelle de l'Afrique du nord est due à l'orogénèse alpine, résultat de la collision de la plaque africaine avec la plaque européenne. Elle se traduit par la formation de la chaîne atlasique au nord de la faille sud-atlasique, l'exhumation des monts d'Ougarta et, plus tardivement, par la surrection du massif du Hoggar lié au bombement thermique de la fin du Cénozoïque (Wilson and Guiraud, 1992).

1.3. Cadre stratigraphique et sédimentaire

Avant de détailler le cadre stratigraphique de l'Ougarta, il est intéressant de regarder le cadre stratigraphique et sédimentaire général de la plate-forme nord-gondwanienne et les caractéristiques de la sédimentation au cours du Paléozoïque inférieur.

La sédimentation au Paléozoïque inférieur sur la plate-forme silicoclastique intervient dans une phase tectonique extensive due à la dislocation du Gondwana, Avalonia et Armorica (Avigad *et al.*, 2003; Beuf *et al.*, 1971; Coward and Ries, 2003).

Les premiers dépôts paléozoïques sub-tabulaires reposent en discordance sur les séries plissées précambriennes par l'intermédiaire de la discontinuité infra-tassilienne (Fig. I.16). Ils s'accumulent sur une plate-forme à vergence nord, en constituant le plus important dépôt du Paléozoïque inférieur (15 millions de km³), qui s'étend sur toute l'Afrique du nord et l'Arabie sur une superficie de 1500km de largeur et de 6000km de longueur, du Maroc à l'ouest au golfe persique à l'est (Fig. I.17).

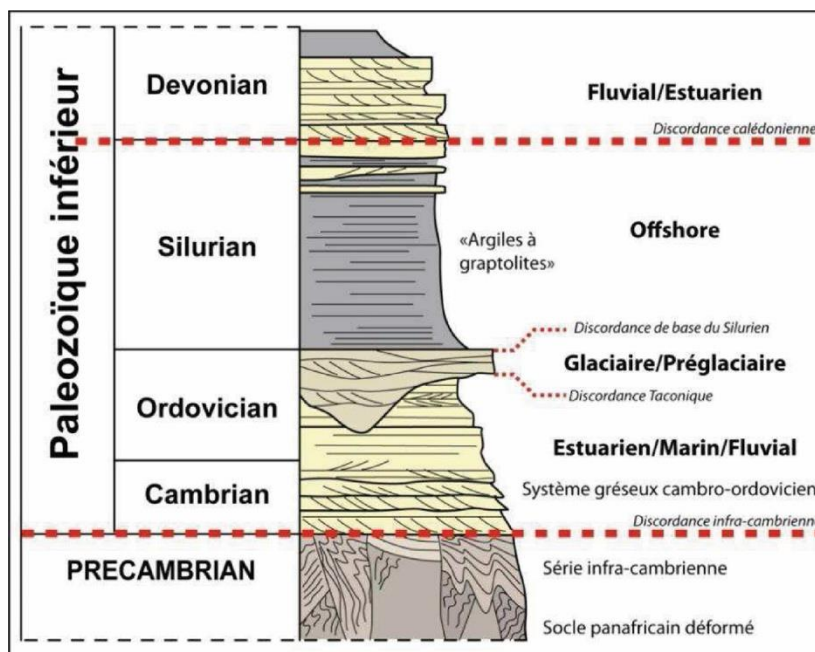


Fig. I.16 : Coupe synthétique du Paléozoïque inférieur au Sahara (d'après Beuf et al., 1971 in (Clerc, 2012).

Les dépôts du Cambrien inférieur enregistrent une sédimentation de grès grossiers à stratifications obliques riche en quartz dûs à un transport fluvial en tresse avec une direction de paléocourants vers le nord à travers l'Afrique du nord et l'Arabie (Ait kaci, 1990; Avigad et al., 2003; Beuf et al., 1971; Fabre, 1988) (Fig. I.18). Cette sédimentation évolue au Cambrien supérieur vers des faciès marins peu profonds au nord du bassin, prémices de la transgression ordovicienne qui va se généraliser sur tout le Sahara (Ghienne et al., 2007).

Les dépôts silicoclastiques du cambro-ordovicien d'Afrique du Nord et de l'Arabie sont riches en arkoses, leur composition minéralogique montre une maturité renforcée par le transport longue distance. Les zircons détritiques ont donné des âges néoprotérozoïques entre 550 et 650 Ma indiquant que les grès cambriens sont principalement issus de l'érosion des roches magmatiques formées à l'orogénèse panafricaine (Avigad et al., 2003). Des analyses isotopiques des carbonates du Cambrien au sud de la Palestine (Avigad et al., 2005) suggèrent que la pCO_2 atmosphérique était 20 fois plus importante. Ce dégazage, associé à la fin de l'orogénèse panafricaine avec un volcanisme alcalin riche en CO_2 , aurait provoqué cette augmentation de la pCO_2 atmosphérique. L'augmentation du CO_2 atmosphérique a conduit à une altération profonde du socle via les pluies acides et à la formation des grès riches en

quartz, auquel cas ces grès seraient le résultat d'une intense altération chimique sous un climat chaud et humide.

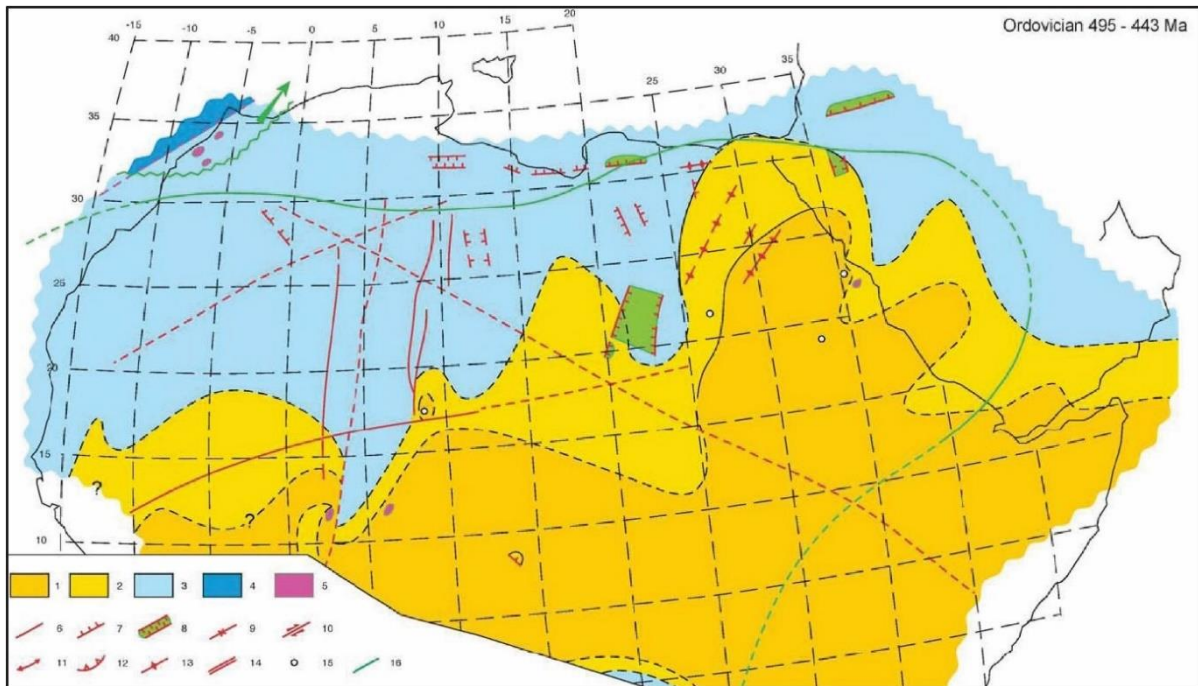


Fig. I.17 : Carte paléogéographique de l'Ordovicien de la marge nord gondwaniennne. 1. Terre émergée, 2. Bassin continental, 3. Plate-forme, 4. Marin profond, 5. Magmatisme effusif, 6. Faille, 7. Faille normale, 8. Rift actif ou bassin subsident, 9. Axe de dépo-centre, 10. Failles décrochantes, 11. Axe anticlinal, 12. Charriage, 14. Dorsale océanique, 15. Complexe alcalin, 16. Dyke (Guiraud et al., 2005).

Le système continental cambrien évolue progressivement vers des faciès estuariens à influences tidales, puis marins essentiellement constituées de grès bioturbés (inchnofaciès à *Skolithos*) à l'Ordovicien moyen, avec une dynamique littorale dominée par des tempêtes (Ghienne *et al.*, 2007; Marante, 2008; Vaucher *et al.*, 2017) (Fig. I.19).

L'Ordovicien supérieur enregistre une chute du niveau marin, associée au développement de la calotte glaciaire hirnantienne qui engendre une surface d'érosion majeure, corrélable sur de longues distances, parfois avec une forte amplitude (vallées en tunnel) sur laquelle se déposent les dépôts gréseux glaciaires fini-ordoviciens (Beuf *et al.*, 1971; Ghienne *et al.*, 2003; 2007; Veevers, 2006). La déglaciation s'accompagne une transgression généralisée de la plate-forme gondwaniennne, enregistrant le dépôt des argiles à graptolites siluriennes.



Fig. I.18 : Extension de la plate-forme nord gondwaniennne qui s'étend du Maroc à l'Oman, avec la direction des paléo-courants du sud au nord (Avigad et al, 2003).

Les séries du Paléozoïque inférieur, déposées durant 120 Ma atteignent 1000m dans l'Ougarta et 2500m dans l'Anti-Atlas (Ghienne *et al.*, 2007) (Fig. I.20). Ce sont les bassins situés au-dessus de la zone mobile de la suture panafricaine, où la subsidence était plus importante que sur le craton (Marante, 2008).

Les principales caractéristiques des séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur en Afrique du nord sont : (i) l'immense aire de sédimentation silicoclastique ; (ii) les faibles épaisseurs en dehors des bassins de la zone mobile ; (iii) des paléocourants du sud vers le nord, (iv) des dépôts carbonatés intercalés dans l'Ordovicien moyen et supérieur, (v) une grande homogénéité latérale des faciès, sauf pour les dépôts glaciaires.

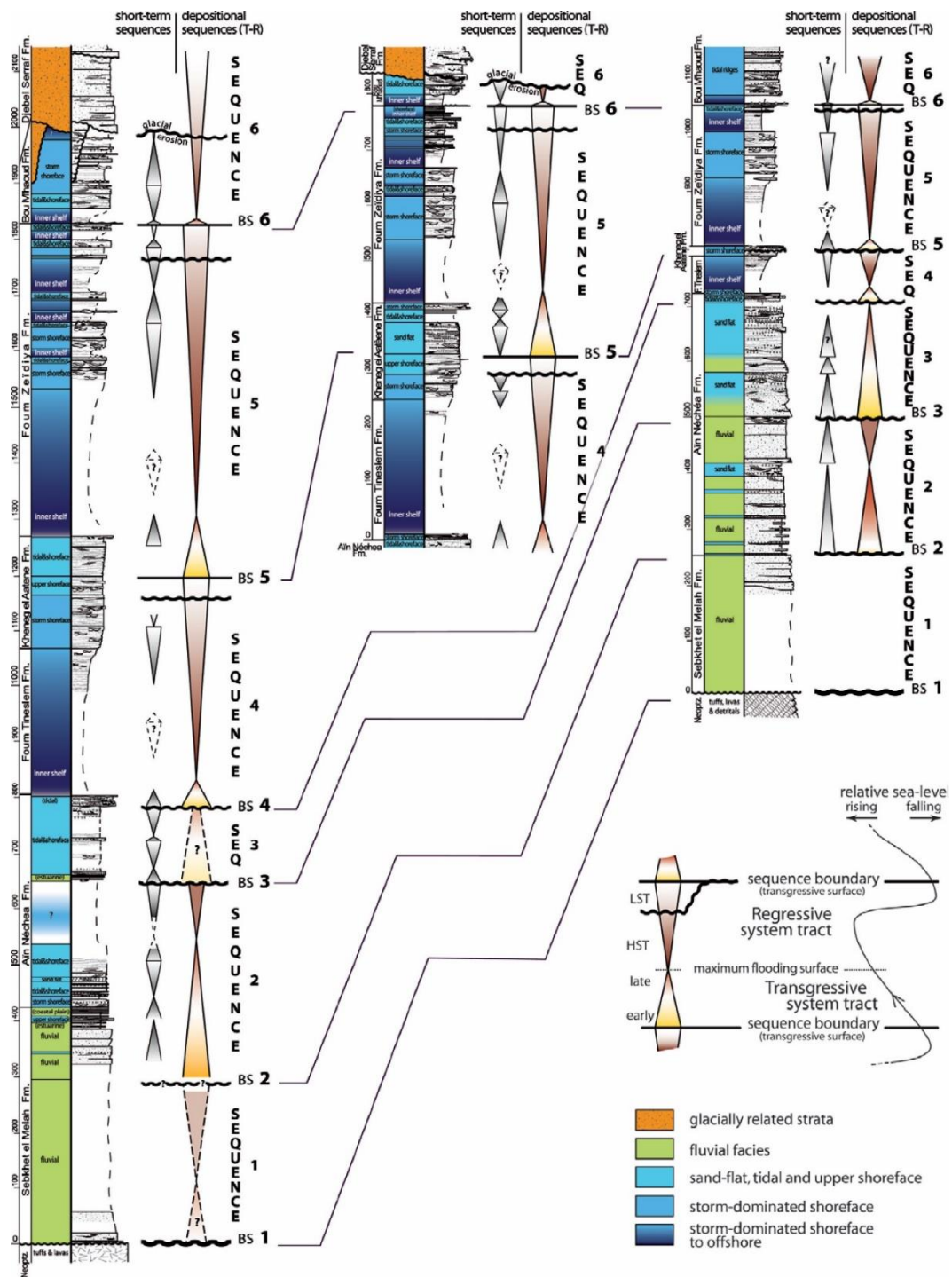


Fig. I.19 : log stratigraphique montrant la succession Cambro-ordovicienne dans l'Ougarta passant des grès fluviatiles du Cambrien aux grès ordoviens marins dominée par la dynamique de houle, de tempêtes et de la marée jusqu'au sommet de l'Ordovicien supérieur, avec les dépôts glaciaires au toit (Ghienne et al., 2007).

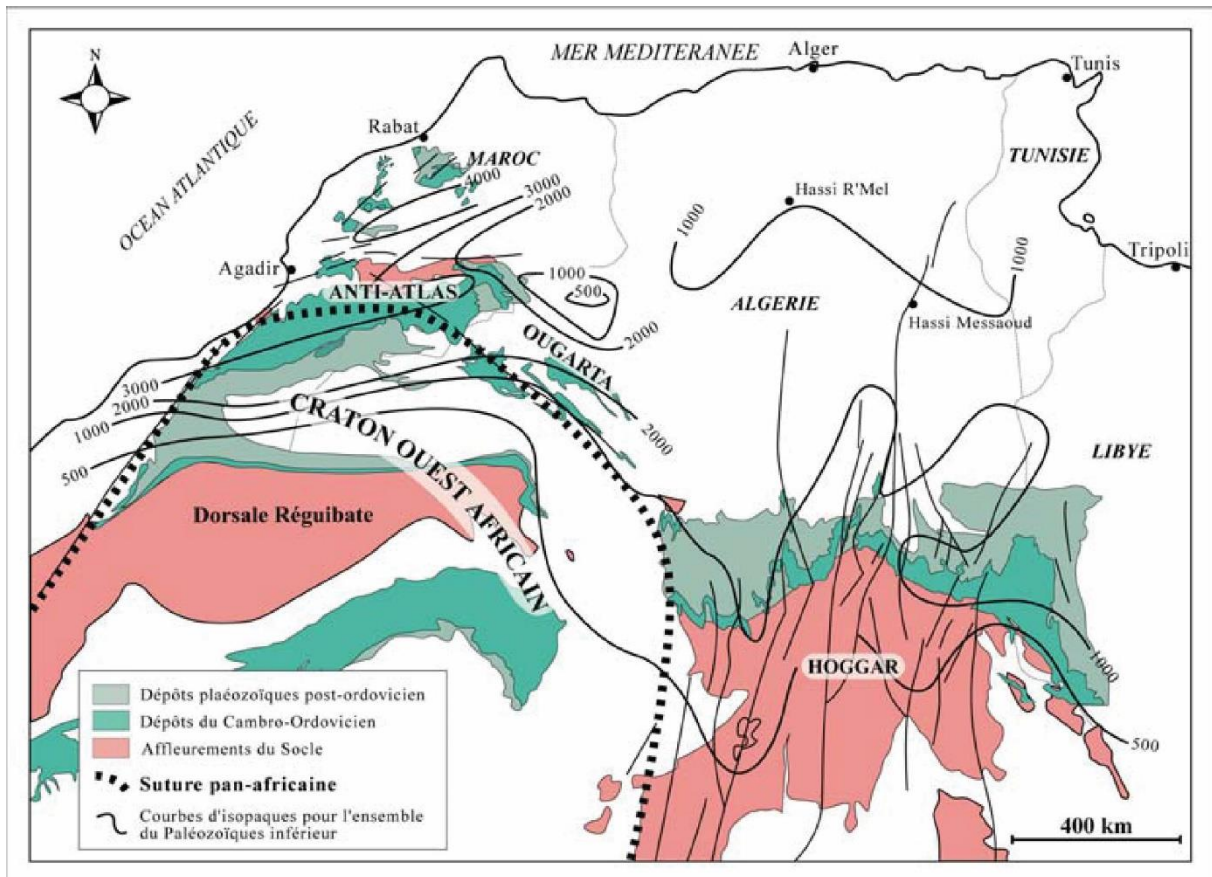


Fig. 1.20 : Carte isopaque du Paléozoïque inférieur dans le nord-ouest d'Afrique du nord montrant la relation entre les structures panafricaines et la subsidence post orogénique (Fabre, 1988).

2. Les monts d'Ougarta

2.1. Introduction

En Algérie, il existe deux entités géologiques et structurales majeures, séparées par l'accident sud-atlasique (ASA). La première entité est le domaine alpin, situé dans la partie nord du pays, qui comprend notamment les chaînes atlasiques et telliennes. La seconde unité correspond au domaine de la plateforme saharienne. Cette région qui est relativement stable depuis le Mésozoïque, résulte d'une structuration au Paléozoïque (Fig. 1.21).

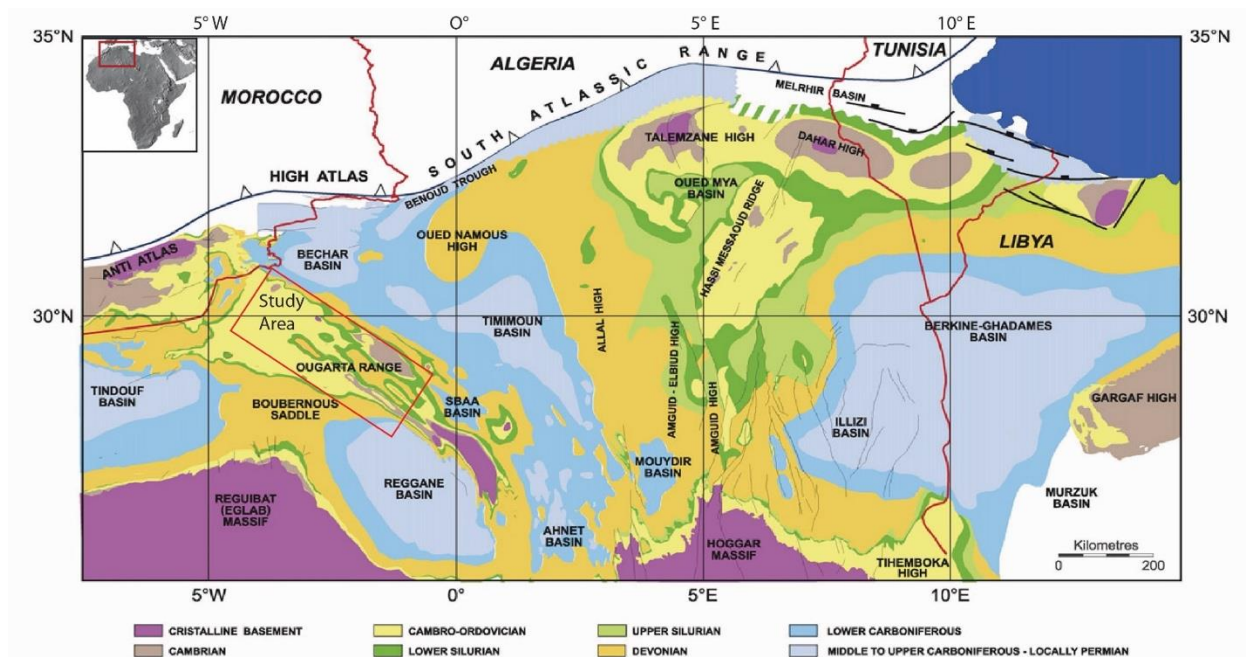


Fig. I.21 : Carte géologique de l'Algérie montrant les formations du paléozoïque de la plateforme saharienne, la localisation des différents bassins sédimentaires et les principales structures hercyniennes (Galeazzi et al., 2010).

2.2. Contexte physiographique des monts d'Ougarta

Dans l'ouest du Sahara algérien, les reliefs de l'Ougarta ont intéressé de nombreux géologues sahariens (Menchikoff, 1930; Arbey, 1962; Legrand & Nabos, 1962; Gomes Silva, Pagaud and Wiel, 1963; Beuf *et al.*, 1971; Donzeau, 1974; Ait kaci, 1990; Cherfouh et al., 2001; Fabre, 2005; Nedjari & Ait Ouali, 2007; Hamdidouche, 2009; Graine-Tazerout, 2010; Mekkaoui, 2015). C'est Menchikoff en 1930 qui a établi les premières subdivisions stratigraphiques du Paléozoïque dans cette région et lui a attribué le nom de la « chaîne d'Ougarta ».

L'Ougarta est située au nord-ouest de la plateforme saharienne à 1200km au sud-ouest d'Alger et à 250km au sud de la ville de Béchar. Elle est limitée par les plaines et plateau méso-cénozoïques de la Hamada de Guir et du grand Erg occidental à l'est, de l'Erg Iguidi et de la Hamada du Draa à l'Ouest, des Kemkem au nord et du Touat au sud.

La chaîne d'Ougarta est orientée nord-ouest sud-est et divisée en deux chaînons portant les noms des oueds qui les drainent (Fig. I.22), séparés par l'erg Er Raoui :

- Chaînon de la Saoura au nord-est qui constitue les monts d'Ougarta proprement dits.
- Chaînon de la Daoura au sud-ouest qui se prolonge au-delà de la frontière marocaine dans la chaîne de l'Anti-Atlas marocain et qui comprend le Kahal Tabelbela, Djebel Ben Tadjine et les monts de la Daoura.

Les deux chaînons se rejoignent au niveau d'Adrar dans le Touat, et se relient aux massifs du Hoggar par un ensemble de chaînons orientés WNW-ESE. Vers le Nord, la jonction avec l'Anti-Atlas est assurée par le plateau crétacé du Kemkem qui masque le substratum paléozoïque.

Le relief actuel de l'Ougarta est de type appalachien : après la déformation plicative hercynienne, une période de pénéplanation a dégagé les roches résistantes et érodé les moins résistantes donnant des crêtes avec un front abrupt. Depuis au moins le Crétacé supérieur, l'érosion a fait que les roches tendres telles que les volcanites et les argiles du Silurien et du Dévonien ont constitué des boutonnières comme à la Sebkhet el Mellah ou au Kahal Tabelbela, alors que les quartzites cambriennes et ordoviciennes formaient l'ossature de la chaîne plissée, culminant à 850m au nord et à 400m au sud.

Le chaînon de la Saoura, au nord, se présente comme un alignement de six plis kilométriques parallèles avec un grand rayon de courbure. Celui de la Daoura, au sud, comprend deux plis. La zone qui sépare les deux chaînons est traditionnellement considérée comme un vaste synclinal de même orientation que le reste de la chaîne (Fig. I.23).

Notre étude de terrain s'est concentrée sur deux djebels de la Daoura : le djebel Ben Tadjine et le djebel de Tabelbela. La structure de Ben Tadjine apparaît comme le prolongement de l'anticlinal de Tabelbela, le long d'un décrochement responsable du changement de la direction générale du faisceau de la Daoura. Les monoclinaux du cambro-ordovicien affleurant sur les versants sud de ces djebels offrent des conditions d'observation exceptionnelles permettant de suivre les couches sur des centaines de kilomètres.

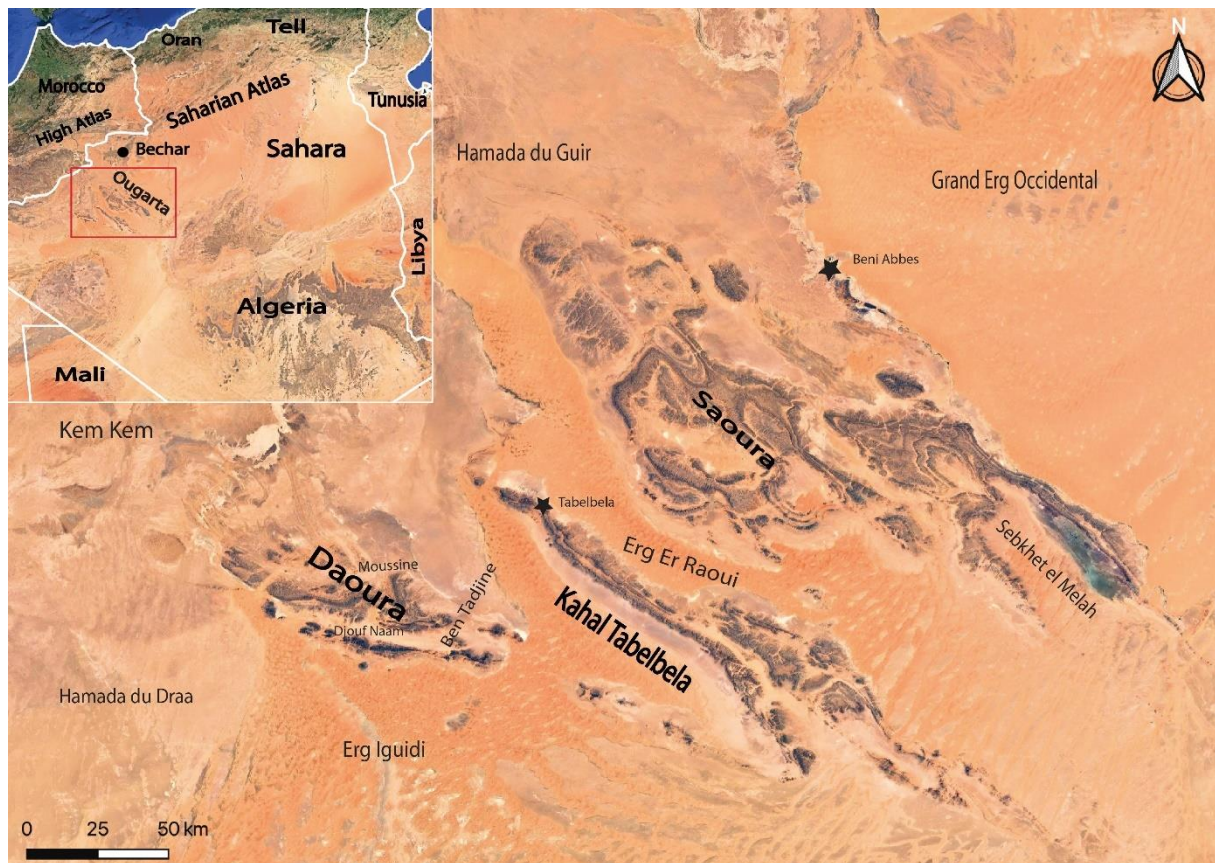


Fig. I.22 : Image google Earth montrant la situation géographique des monts d’Ougarta (Google Earth, 2023).

Actuellement la chaîne d’Ougarta se situe dans un domaine désertique, aride et chaud avec une température moyenne annuelle élevée de 30°C. Durant la saison chaude la température dépasse les 45°C. La pluie y est peu fréquente mais violente, provoquant des crues éclair dans des oueds habituellement secs. Les deux principaux cours d’eau sont la Saoura et la Daoura, souvent secs pendant plusieurs années de suite (Joly et al., 1991). La végétation est pauvre, composée de plantes résistantes à la sécheresse dans le lit des oueds : *Acacia raddiana* (Talah), *Zizyphus lotus* (Sedra) et *Panicum turgidum* appelé aussi *Fachfech* par les gens de la région (Benhouhou et al., 2003).

Les conditions logistiques de terrain sont relativement délicates, du fait de routes quasi-inexistantes et de l’éloignement des affleurements des villages comme Beni Abbès et Kerzaz dans la Saoura, et Tabelbela dans la Daoura (tous à plus d’une demi-journée de route les uns des autres). Par conséquent, pour l’approche du terrain, une stratégie a été

développée en choisissant des coupes localisées à proximité des oueds et des endroits accessibles.

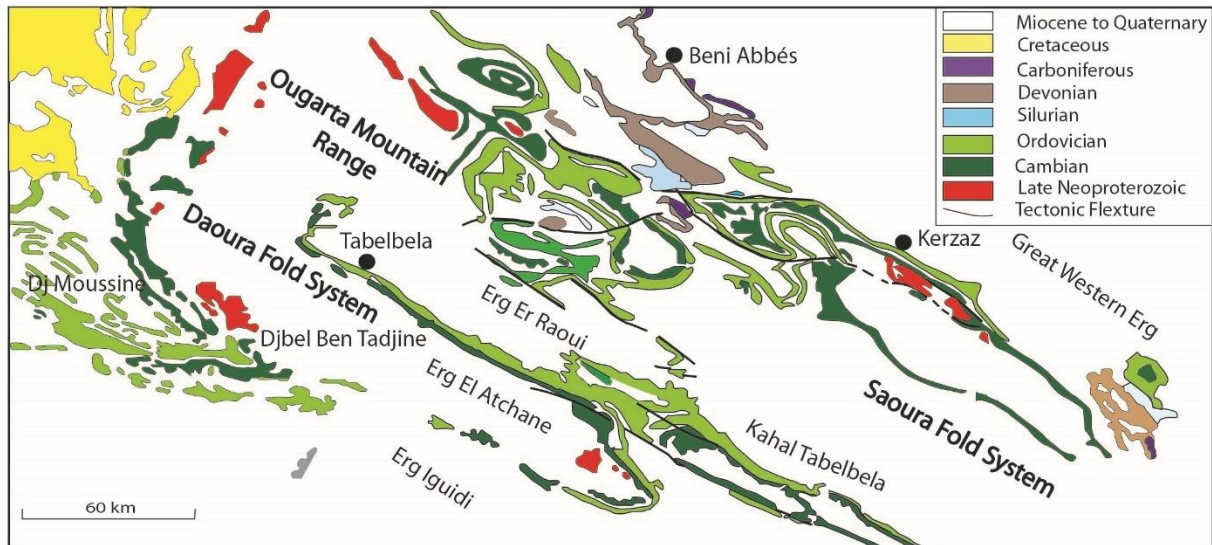


Fig. I.23 : Carte géologique simplifiée des Monts d'Ougarta montrant les principales localités (Ghienne et al, 2007).

2.3. Contexte structural des monts d'Ougarta

Situés sur la bordure ouest du craton ouest-africain, les monts d'Ougarta se caractérisent par une série de plis anticlinaux étroitement serrés et de synclinaux larges, orientés selon une direction NW-SE, communément désignée sous le terme de « ougartienne », qui constitue la structure principale de cette chaîne (Menchikoff, 1930). La chaîne est limitée au sud par une importante zone faillée à décrochement dextre, dite « sud ougartienne » qui se prolonge vers l'Anti-Atlas via la région de Béchar où elle constitue l'Accident majeur de l'Anti-Atlas (AAMF) (Ennih & Liégeois, 2001). De fait, l'Ougarta présente des affinités avec l'Anti-Atlas marocain par sa direction de plis E-W, la morphologie des plis en dômes et bassin et son volcanisme infracambrien acide (Donzeau, 1974).

L'étude structurale des monts d'Ougarta a été menée principalement par Donzeau (1971-1981) à partir de l'analyse des diaclases et kink-bands qui affectent les séries paléozoïques. D'après Fabre et Kazi-Tani (1987) la collision panafricaine se transforme en coulissage senestre le long des fracture N-S pendant le panafricain tardif (600-500Ma).

Les déformations successives ayant affecté la chaîne d'Ougarta sont principalement contrôlées par le rejeu d'anciennes failles du substratum à plusieurs époques et qui ont joué un rôle important dans la structuration de la chaîne. Elles ont été réactivées dès la période infracambrienne lors de la phase de rifting de l'océan Rhéique.

Les structures antécambriennes dues à la collision panafricaine sont matérialisées par des plis kilométriques à axes NW-SE (N130 et N140) parallèle à la bordure ouest du craton africain. Elles sont associées à une schistosité de fractures orientée N045 qui n'affecte pas la série paléozoïque (Caby et al., 2010). Les données géophysiques montrent au niveau du faisceau de la Saoura une anomalie de Bouguer orientée NO-SE, marquant la limite nord de la chaîne d'Ougarta et du craton ouest-africain (Bayer and Lesquer, 1978; Ennih and Liégeois, 2001).

L'inversion de la contrainte panafricaine à l'infracambrien associée à une distension provoque la formation d'un rift dissymétrique avec la mise en place d'un volcanisme fissural. Les accidents caractérisant cette phase sont orientés E-W ou WSW-ENE (Hamdidouche, 2009).

Les accidents précambriens rejouent ensuite en compression pendant la phase taconique durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur. Cette phase génère des plis orientés N135 et des failles d'orientation NE-SW. Les flexures de la chaîne ougartienne sont liées au rejeu en failles inverses des fractures initialement normales du socle se traduisant par la présence de Kink-bands. Ces derniers ont guidé la subsidence du cambro-ordovicien puis plus tard le plissement de la chaîne. (Donzeau, 1972). Des indices de mobilité matérialisés par des slumps, des failles syn-sédimentaires et des accidents NE-SW marquent la phase hercynienne précoce et l'inversion du bassin d'Ougarta (Nedjari & Ait Ouali, 2007).

La phase tectonique hercynienne clôture l'histoire paléozoïque de l'Ougarta par un plissement intense et la surrection de la chaîne, probablement après l'Autunien (Donzeau, 1972). La datation se fait par continuité avec les couches carbonifères du bassin de Bechar (Fig. I.24).

Les monts d'Ougarta continuent de subir des contraintes et des distensions durant le Mésozoïque, marqué par des accidents NE-SW remplis de dolérite datées à 180Ma (Hamdidouche, 2009).

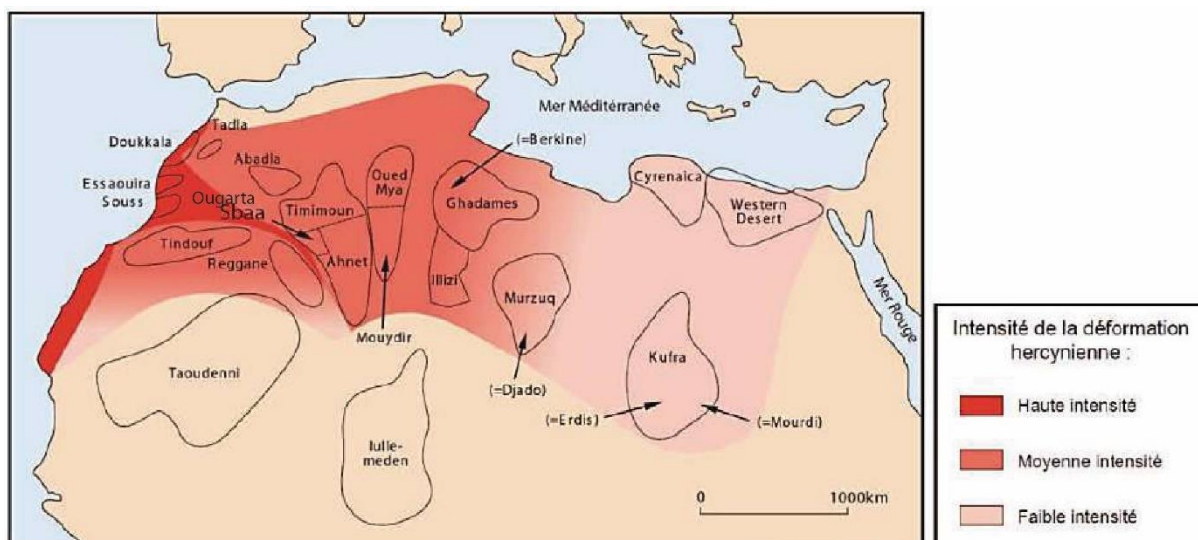


Fig.I.24 : Intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord durant la période fin Carbonifère-début Permien montrant une haute intensité de la phase tectonique au niveau de l'Ougarta (Craig et al., 2008).

2.4. Cadre lithostratigraphique

2.4.1. Le soubassement panafricain

Le socle précambrien est constitué de séries volcano-sédimentaires (Dostal et al., 2002) surmontées par un volcanisme varié selon les endroits, il est très peu représenté et affleure de façon éparse dans la chaîne. A l'exception des régions de Sebket El Mellah, de Damrane et de Ben Tadjine, la majeure partie est recouverte par les formations récentes du Quaternaire.

Le socle précambrien est constitué d'une ou plusieurs séries de type flysch assimilées à la série verte du bouclier Touareg occidental (Caby et al, 2010). Ces séries sont surmontées par un volcanisme d'âge indéterminé, différencié selon la nature et les zones de la chaîne. À Sebket el Mellah, le volcanisme est principalement de type andésitique et basaltique. Ce volcanisme est syn-orogénique, plissé il s'est produit avant le dépôt de la couverture sédimentaire. Dans la zone centrale et dans la Daoura, le volcanisme est de type rhyolitique et ignimbritique, correspondant à un volcanisme post orogénique acide lié à une tectonique cassante locale. Les deux volcanismes sont séparés par un intervalle durant lequel le régime compressif a évolué vers un régime extensif.

2.4.2. La couverture sédimentaire paléozoïque

Les dépôts de la couverture sédimentaire sont discordants sur le substratum plissé précambrien par l'intermédiaire de la discontinuité infra-tassilienne.

Les quartzites du Cambro-ordovicien forment l'ossature de la chaîne d'Ougarta, alors que les formations siluro-dévonienues, plus tendres, affleurent dans les synclinaux.

2.4.2.1 *Les conglomérats de Ben Tadjine*

Les conglomérats de Ben Tadjine (Chikhaoui et Donzeau, 1973) sont localisés seulement au niveau du faisceau de la Daoura. Le principal affleurement se situe au niveau de la pointe de Ben Tadjine (N 29° 0' 46'' W 3° 30' 55''). Certains sondages de l'EREM (ORGM) ont permis d'observer leur présence sur une épaisseur de près de 500m au Djebel Rahmani, où ils reposent directement en discordance sur les volcanites acides (Bouima, 1986).

Les conglomérats de Ben Tadjine affleurent sous forme de buttes témoins (Fig. I.25), avec une épaisseur apparente de 100m (leur base n'affleurant pas). En complément de leur description dans la bibliographie, nous avons pu les documenter lors de la recherche de nos coupes du Cambro-ordovicien. Il s'agit d'un conglomérat polygénique non jointif, hétérométrique à éléments arrondis, usés et remaniés. Les dimensions moyennes des éléments varient de 4 à 15cm selon les niveaux. Principalement composés de granites, rhyolite, ignimbrite et de quartzite. Ces éléments semblent avoir une origine volcanique, provenant probablement du socle.



Fig.I.25 : vue générale des conglomérats de Ben Tadjine au niveau du faisceau de la Daoura (N 29° 0' 46'' W003° 30' 55'').

Les conglomérats de Ben Tadjine marquent le passage entre les volcanites précambriennes et le paléozoïque (Chikhaoui and Donzeau, 1972). Ils sont parfois interprétés comme les molasses du démantèlement de la chaîne panafricaine (Fabre et al., 1988), en cela comparables aux molasses du Précambrien III de l'Anti-Atlas (Bouima and Mezghache, 2002). Ces faciès conglomératiques pourraient aussi avoir une origine fluvio-glaciaire (Ait Kaci, 1990).

Cela dit, l'âge de ces conglomérats est discuté de façon récurrente par différents auteurs qui les attribuent soit au Précambrien, soit au Cambrien basal. Pour (Bouima and Mekkaoui, 2003), ils sont constitués de deux parties, une partie inférieure plissée qui serait d'âge néo-protérozoïque III, et une partie supérieure horizontale d'âge cambrien. Graine-Tazerout & Marignac (2006) considèrent que ce sont des laves agglomératiques résultant de la solidification d'un matériau magmatique riche en blocs arrachés de terrains cambriens voisins avec une mise en place postérieure au Cambrien.

2.4.2.2 Le Cambrien

Le Cambrien du Sahara algérien repose sur la discordance infra-tassilienne (Beuf *et al.*, 1971; Fabre, 2005). Il est généralement azoïque ou pauvre en fossiles et pour cela subdivisé à minima en Cambrien inférieur, moyen, supérieur (Ait Kaci, 1990; Ghienne *et al.*, 2007).

Au Cambrien inférieur, c'est une sédimentation syn-rift qui a eu lieu dans des petits bassins, associée à une très forte subsidence tectonique favorisée par les failles de socle induisant des injections magmatiques et favorisant la mise en place de dépôts conglomératiques de cônes alluviaux localisés sur les bordures des failles, puis de grès arkosiques dans des systèmes fluviaux en tresse, et enfin de dépôt deltaïques marins. Au Cambrien moyen, le stade post-rift est caractérisé par une subsidence thermique. La sédimentation est contrôlée par l'eustatisme et l'aire sédimentaire s'élargit. Le Cambrien supérieur est clôturé par la dalle à lingules d'âge ordovicien.

L'aspect du Cambrien est le même partout où il affleure, avec deux formations gréseuses séparées par une vire argileuse. Dans l'Ougarta, le Cambrien est constitué de deux formations :

- La formation arkosique de Sebkhet El Mellah :

Ce sont des grès arkosiques grossiers à très grossiers, atteignant une épaisseur de 400m. Les structures sédimentaires dominantes sont des litages obliques plans et en auges. Cette formation est caractérisée par des séquences granodécroissantes décamétriques à base ravinante. Sa limite supérieure est marquée par un changement lithologique et granulométrique net (Gomes Silva, 1963; Ait Kaci, 1990; Ghienne *et al.*, 2007). Par analogie avec les faciès cambriens de l'Anti-Atlas, cette formation est attribuée au cambrien inférieur (Ait Kaci, 1990).

Dans la Daoura la formation de Sebkhet el Mellah est l'équivalent de la formation de Djouf Naam (Beicip, 1972a).

- La formation des Quartzites d'Ain Nechea :

Cette formation, d'une épaisseur de 800m, se compose de cinq barres quartzitiques à stratifications obliques séparées par une combe argileuse. Elle est caractérisée par des niveaux bioturbés contenant des *Skolithos*, des empreintes de galets mous ainsi que des rides

symétriques de vagues. Le sommet de cette formation est marqué par la présence d'un niveau condensé de grès riches en brachiopodes inarticulés : « La dalle à lingules », et en nodules phosphatés d'âge Trémadocien inférieur (Poueyto, 1952). Dans la Daoura, le Cambrien affleure au niveau de Djouf Naam et Djebel Bassala où la dernière barre est bien caractérisée par la dalle à lingules (Beicip, 1972).

Le matériel détritique du Cambrien proviendrait des reliefs situés au sud du Bouclier Touareg, comme l'indiquent les paléocourants orientés vers le nord et nord-ouest. Les stratifications obliques suggèrent un environnement fluvial en tresse pour la base du Cambrien, tandis que la partie supérieure montre des signes d'influence marine (*Skolithos*, bioturbations, rides symétriques) et le passage vers l'Ordovicien se fait dans des conditions marines franches (dalle à lingules) (Gomes Silva et al., 1963; Beuf et al., 1971; Ait kaci, 1990; Fabre, 2005; Ghienne et al., 2007).

Le contenu fossilifère limité du Cambrien saharien fait que ses corrélations sont souvent basées sur la lithologie ou sur les diagraphies. Un forage a été réalisé à 300km au Nord-Est d'Ougarta. Les résultats palynologiques obtenus montrent la présence de palynomorphes et d'acritarches (Vecoli et al, 2008). La présence de l'acritarce *Adara alea* dans la partie supérieure des formations de Sebket el Mellah et la partie inférieure d'Ain Nechea indique le Cambrien moyen. Des spécimens de : *Acanthodiacrodium cf. spinum*, *Dasydiacrodium sp*, *Timofeevia lancarae* donnent un âge cambrien supérieur à la partie supérieure de la formation d'Ain Nechea.

2.4.2.3 L'Ordovicien

Dans le paysage désertique des monts d'Ougarta, les séries de l'Ordovicien dessinent une succession de cuestas à dominante gréseuse séparées par des vives argileuses bien marquées. Les argiles « shales » sont en fait essentiellement des silts.

Les cuestas sont constituées de monoclinaux de direction NW-SE, où affleurent sur parfois 1000m d'épaisseur des alternances d'unités argilo-silteuse et de barres gréseuses.

L'Ordovicien a été décrit pour la première fois en 1952 par Pouyeto, et son découpage établi par Gomes Silva et al. (1963), comprenant 5 formations lithostratigraphiques : Fougues, Tineslem, Khneg El Aaten, Fougues Ez Zeidiya, Bou M'haoud, Serraf.

La formation de Khneg El Aatene forme un relief continu et affleure dans tous les monts d'Ougarta, constituant un repère stratigraphique pour les corrélations d'un chaînon à l'autre.

- La formation de Fougues Tineslem :

Cette formation de 130m d'épaisseur en moyenne est composée de deux membres. A dominance argileuse, elle est limitée à sa base par une surface de transgression qui s'exprime par un niveau grossier à lingule, la « dalle à lingule » d'âge Tremadoc. La dalle à lingules est surmontée par un membre inférieur argilo-gréseux qui n'affleure pas partout et qui peut se trouver très réduit. Il est constitué de grès fins rouges et des argiles silteuses vertes. Le membre supérieur comprend une série argileuse de 100m d'épaisseur, où s'intercalent des bancs de silts, et de grès en plaquettes, parfois riches en fossiles (lingules, débris de trilobites, graptolites) (Gomes Silva et al, 1963 ; Ghienne et al., 2007). La présence de chitinozoaires nord gondwaniens (biozone *brevicollis/ symmetrica*) ont permis de lui donner un âge Floien basal (Paris et al., 2007).

- La formation de Khneg El Aatène :

Elle comprend également deux membres. La base du membre inférieur est constituée de grès ferrugineux, montrant une faible bioturbation. Cette formation présente des laminations subhorizontales et des litages d'HCS, strato- et granocroissants jusqu'au membre supérieur qui est caractérisée par des quartzites épaisses formant l'ossature de la chaîne d'Ougarta. Ces quartzites sont fortement bioturbés par des *Skolithos*. L'ensemble de cette formation atteint 200m d'épaisseur avec un âge allant du Floien au Dapingien.

- La formation de Fougues Ez Zeidiya :

Cette formation représente géomorphologiquement toutes les « pentes de seconde crête » (de la seconde cuesta) de l'Ordovicien. Elle se présente comme une unité argilo-gréseuse d'une épaisseur totale de 240m marquée par l'explosion de la faune, comprenant

des bivalves, brachiopodes, trilobites, ostracodes et graptolites, datant cette formation de l'Arénig supérieur (Dapingien à Darriwilien) au Llanvirn (Darriwilien à Sandbien).

La formation se subdivise en 3 membres : le membre inférieur se caractérise par la présence d'argiles vertes et violacées, associées à un niveau ferrugineux. Le membre moyen est principalement constitué de grés micacés en plaquettes associés à des lentilles de calcaires gréseux, réparties en 4 ou 5 niveaux. Le membre supérieur est constitué d'argiles vertes et de grés fins, avec des niveaux de lentilles carbonatées. Le sommet de cette formation est marqué par un niveau repère souligné par une croûte ferrugineuse associée à des microconglomérats.

Le membre inférieur appartenant à l'Arénig supérieur, les membres moyen et supérieur au Llanvirn (Gomes Silva et al., 1963). Paris et al. (2007) précisent cela en donnant un âge darriwilien inférieur pour la base de la partie inférieure de Foum Ez Zeidiya par la présence de la biozone *Bulla*. Popov et al. (2019) attribuent un âge darriwillian tardif pour la partie supérieure de la formation basé sur la présence de *Tissintia convergens* un brachiopode rhynchonelliforme opportuniste. Ce taxon est caractéristique du groupe 1^{er} Bani dans l'Anti-Atlas.

- La formation de Bou M'Haoud :

La formation de Bou M'haoud atteint 220m d'épaisseur. Elle est constituée d'un membre inférieur grés-ferrugineux surmonté par un membre supérieur argilo-gréseux associé à des croûtes ferrugineuses et des conglomérats au sommet de chaque barre gréseuse. Cette formation est marquée par l'abondance d'oolithes chloriteuses.

La présence de certains brachiopodes comme *Drabovia cf. tenuiseptata*, *Drabovinella regia* (Popov et al., 2019) et des spécimens d'échinodermes composés d'éocrinoïdes et d'ophiuroïdes (Makhlouf et al., 2018) ont donné un âge Sandbien pour le membre inférieur, Les membres moyen et supérieur sont datés du Katien (Popov et al., 2019).

- La formation du Djebel Serraf :

Cette formation, d'une épaisseur de 200m, repose en discordance sur les terrains sous-jacents par l'intermédiaire d'une surface de ravinement. Elle est subdivisée en trois membres, Les deux premiers membres sont nommés « El Kseib » (inférieur et supérieur) et le troisième membre « Ksar d'Ougarta ».

Le membre inférieur est caractérisé par la présence de dépôts glaciaires fluvio-deltaïques qui remplissent des paléovallées de plusieurs kilomètres de large. Ces dépôts sont principalement constitués de grès grossiers stratifiés, présentant des laminations horizontales à subhorizontales. Le membre moyen présente des faciès glacio-marins comprenant des corps de diamictite sableuse et lenticulaire, ainsi que des structures de chenaux. Ce membre est également riche en chitinozoaires (biozone *Elongata*) de l'Hirnantien, ce qui suggère des dépôts d'épandages subaquatiques. La surface d'érosion présente à la base du membre moyen correspond à une surface transgressive marquant un changement abrupt entre les dépôts fluvio-deltaïques du membre inférieur et les dépôts glacio-marins du membre moyen et supérieur. Le membre supérieur est constitué de faciès transgressif post-glaciaires qui se sont développés dans des environnements tidaux dépourvus d'influences glaciaires (Ghienne *et al.*, 2007).

Il ressort de cette synthèse que le Cambro-Ordovicien de l'Ougarta présente des cycles stratigraphiques bien organisés, avec une disparition progressive des faciès fluviaux et le développement de conditions marines ouvertes indiquant un cortège transgressif de premier ordre. Cette tendance transgressive, probablement liée à la dislocation du bloc Avalonia, a une signature eustatique prouvée par le synchronisme des surfaces d'inondations maximales d'ordre 1 de l'Ordovicien à l'échelle mondiale (Sharland *et al.*, 2001 ; in Ghienne *et al.*, 2007).

Les unités lithostratigraphiques définies dans l'Ougarta ont les mêmes caractéristiques faciologiques dans les trois coupes levées par Ghienne *et al.* (2007). Une différence notable est cependant la puissance des séries, qui diminue vers le sud-est, où se trouve la source des sédiments, passant de 5000m dans l'Anti-Atlas à 2000m dans le nord-ouest de l'Ougarta, et environ 1000m dans le sud-est, pour finir avec généralement moins de 500 m dans les Tassili du Hoggar (Fig. I.26).

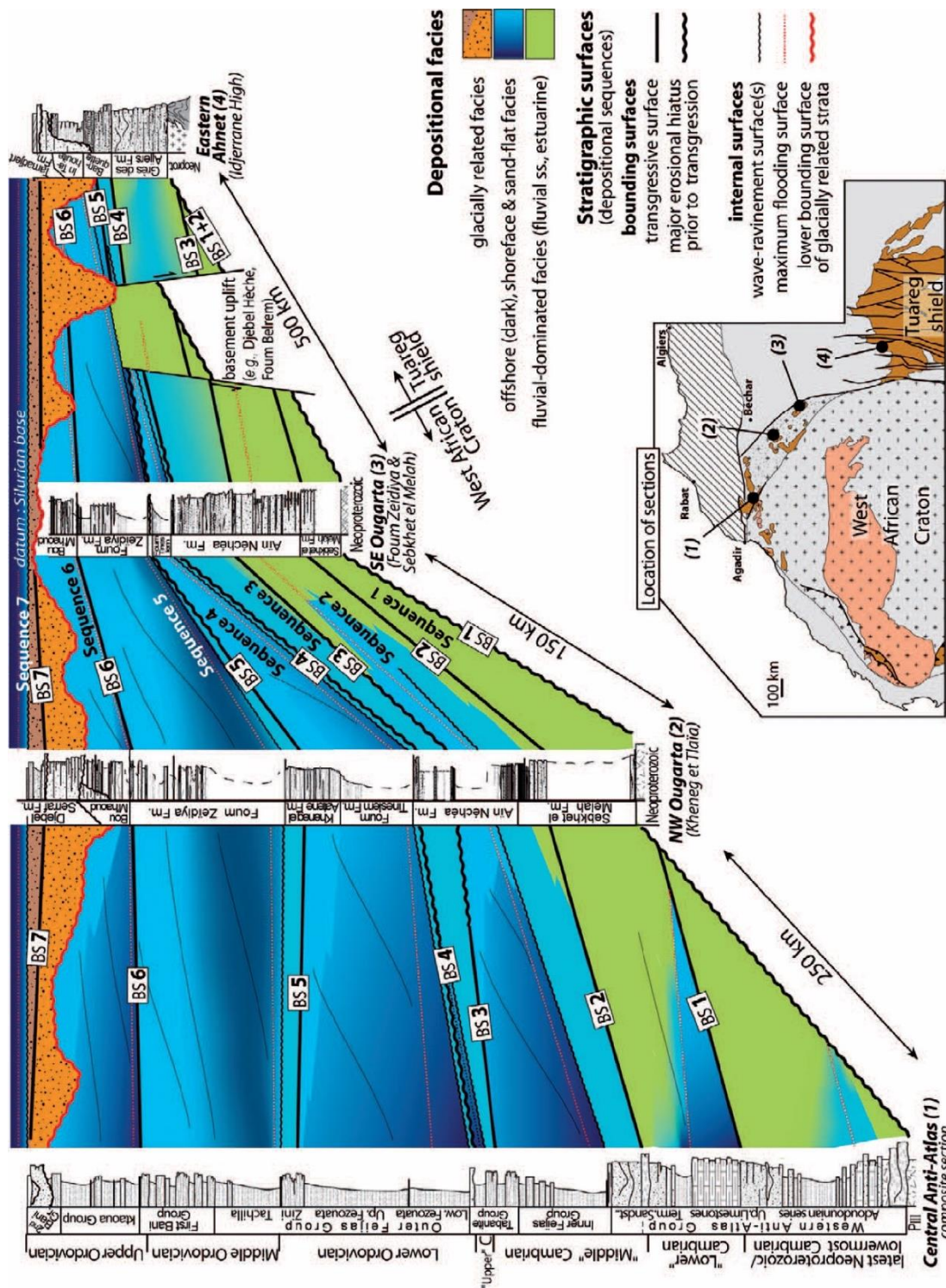


Fig.I.26 : Corrélation des successions Cambro-ordoviçiennes de l'Ougarta avec celles des régions voisines de l'Anti-Atlas et de l'Ahnet, montrant une diminution des épaisseurs et indiquent un taux de subsidence plus élevé vers le bassin (Anti-Atlas) (Ghienne et al., 2007).

Chapitre II : Méthodologie

1. Introduction

Les dépôts du Paléozoïque inférieur de l'Ougarta (Saoura) ont fait l'objet de nombreuses études géologiques depuis plus d'un siècle. En revanche, la Daoura quant à elle est encore mal connue, avec très peu d'études menées à ce jour (Ait kaci, 1990; Beicip, 1972a).

La carte géologique de Tabelbela (Beicip, 1972b) ainsi que celle de Hassi Chaamba au 1/ 200 000 (Beicip, 1972c), demeurent les références principales pour cette région. La thèse d'Ait Kaci en 1990 constitue toujours un travail de référence sur l'évolution lithostratigraphique et sédimentologique du Cambrien de la Daoura.

Les travaux de cartographie du Beicip (Beicip, 1972a) ont permis de subdiviser la succession du Cambro-Ordovicien en plusieurs formations corrélées avec la Saoura (Fig. II.1) :

1. La formation de Djouf Naam (Infracambrien- Cambrien inférieur), équivalent de la formation de Sebkhet El Mellah.
2. La formation de Djebel Bassala (Cambrien supérieur), équivalent de la formation d'Ain Nechea
3. La formation de Djebel Ben Tadjine (Tremadoc- Arénig moyen, à ne pas confondre avec les conglomérats antécambriens de Ben Tadjine), équivalent des formations de Foum Tineslem et Khneg El Aatene.
4. La formation de Hassi Chaamba (Llanvirn-Caradoc), équivalent de la formation de Foum Zeidiya.
5. La Formation de Glib Zegdou (Caradoc supérieur- Ashgill), équivalent de la partie inférieure de la formation de Djebel Serraf.
6. La formation de Gara El Houia (Ashgill supérieur), équivalent de la partie supérieure de la formation de Djebel Serraf.

Selon le Beicip, la formation de Bou M'Haoud ne semble pas affleurer dans la Daoura.

Etant donné le manque d'études préalables sur la région de la Daoura, nous avons entrepris une réévaluation de la succession cambro-ordovicienne de la Daoura. L'objectif étant la compréhension de l'enchaînement des dépôts dans le cadre d'une analyse séquentielle en relation avec les variations du niveau marin relatif. C'est dans cette optique que les campagnes de terrain de cette thèse ont été menées.

2. Matériels et méthodes

2.1. Campagnes de terrain

Trois campagnes de terrain ont été organisées après avoir minutieusement étudié les possibilités de coupe et d'accès aux coupes à partir des images satellite de la Daoura en vis-à-vis de la carte géologique du Beicip (Fig. II.2).

Des difficultés d'ordre administratif, telles que les autorisations d'accès au terrain (zone militaire), le nombre limité de jours autorisés sur le terrain (de 8 à 12 jours seulement à chaque fois), ainsi que des défis logistiques liés à la distance considérable entre le terrain et le lieu d'hébergement (quasiment 200 km par jour), ont limité notre temps utile sur le terrain, d'autant que nous n'avions pas eu la possibilité d'avoir avec nous la partie française de l'encadrement de la thèse (autorisations demandées très longtemps à l'avance mais finalement non accordées).

Néanmoins, les missions de terrain qui ont pu être organisées ont permis des observations lithologiques et sédimentologiques suffisantes pour l'élaboration de ce travail. Il a simplement fallu réadapter les objectifs, et ne pas vouloir aborder trop en détail la synthèse paléogéographique du bassin. Nous reviendrons sur ce point dans la discussion.

La première mission (novembre 2019) a été effectuée principalement sur le Djebel Ben Tadjine. Cette mission qui était à l'origine axée sur le Précambrien, en raison de la mauvaise qualité des affleurements pour une étude sédimentologique, la thèse a été réorientée vers la succession cambro-ordovicienne. Mais elle a toutefois permis de compléter les observations des conglomérats infracambriens de Ben Tadjine (N°28 57'57'' W3°31' 42'').

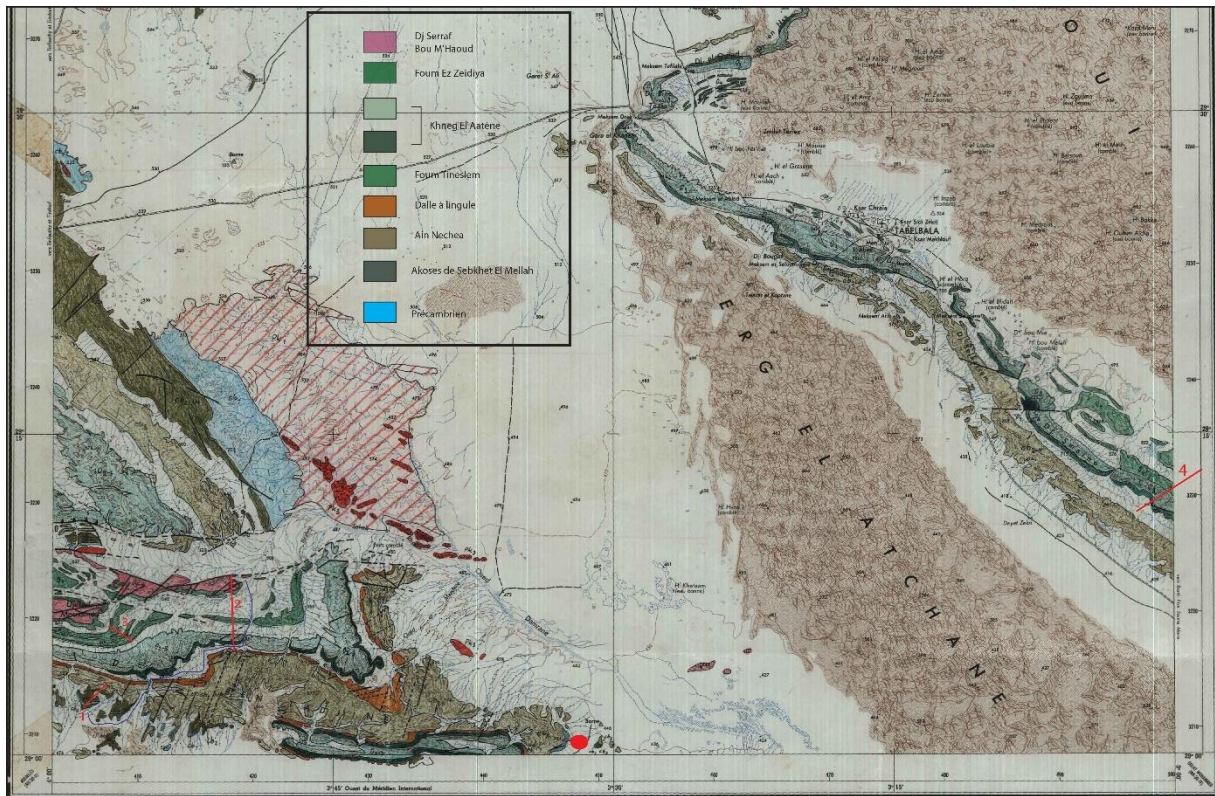


Fig. II.2 : Carte géologique des affleurements du Cambro-Ordovicien de Tabelbela 1/ 200.000 publiée par le Beicip en 1972. Le cercle rouge correspond aux conglomérats de Ben Tadjine, les tracés rouges correspondent aux coupes de terrains effectuées : (1) Cambrien, (2, 3) Ordovicien de Ben Tadjine, (4) Ordovicien de Tabelbela. Le tracé bleu correspond au chemin suivi pour les coupes.

La deuxième mission (novembre 2020) s'est concentrée sur le Cambro-Ordovicien au niveau des Djbel Djouf Naam (N29°2'30'' – W3°55'41'') et Djebel Ben Tadjine (Fig. II.3). Les coupes ont été levées en détail au plan de la sédimentologie de faciès, et localement échantillonnées pour la pétrographie et la faune.



Fig. II.3 : Image satellite de Google Earth montrant la Région de Ben Tadjine (Daoura), La ligne bleue représente le chemin emprunté ; Les lignes rouges représentent les coupes géologiques utilisées pour reconstituer la stratigraphie de l'ensemble des formations Cambro-Ordoviciennes de la Daoura. (1) Djouf Naam, (2) Ben Tadjine.

La troisième mission, qui s'est déroulée en Mars 2023, s'est concentrée sur l'Ordovicien de Tabelbela, plus précisément dans la partie occidentale du Djebel Smaïin (29° 5'33.09"N, 2°51'28.80"O) (Fig. II.4). Cette coupe a été levée en détail en utilisant une méthodologie similaire.



Fig.II.4 : Image satellite de Google Earth montrant la Région de Tabelbela (Daoura). La ligne rouge représente la coupe de l'Ordovicien étudiée.

Les affleurements étudiés dans cette thèse sont localisés dans les cuestas, où les couches sédimentaires sont de meilleure qualité et mieux représentées. Le levé de coupe a été réalisé banc par banc, avec un géopositionnement au GPS (Garmin GPSMAP 66s), une mesure des épaisseurs au Jacob staff (ASC Scientific), et un effort particulier pour déterminer quand c'était possible la géométrie des bancs. La pente parfois raide, le recouvrement par des blocs tombés etc... aurait mérité pour cela un survol en drone (interdit), et souvent les observations se limitent à la reconnaissance des figures et structures sédimentaires à l'échelle du faciès.

Au total 80 échantillons représentatifs des différents faciès ont été prélevés, parfois des échantillons de plusieurs dizaines de kg pour certaines plaques de shell beds. Ces échantillons ont ensuite été soumis à des études complémentaires, notamment des mesures et des analyses en laboratoire, afin de compléter les observations de terrain.

2.2. Ichnologie

L'ichnologie est l'étude de traces fossiles créées par des organismes vivants dans le substrat, telles que les terriers et les traces de déplacements. Ces traces sont autochtones et apportent des données précieuses pour les reconstructions paléocéologiques (Frey, 1978).

Nous intégrons dans ce chapitre sur les méthodes une section sur l'ichnologie et ce serait en soit un sujet de thèse pour le Cambro-Ordovicien de la Daoura, où l'on passe d'un monde quasiment sans traces fossiles à un monde où elles explosent dans le paléolittoral. Nous avons cherché à observer systématiquement ces traces versus le type de faciès rencontré, et de les interpréter en ichnofaciès (Seilacher, 1963, 1964).

L'examen de la morphologie des terriers, par exemple, de la composition des sédiments qui les comblent, ainsi que des relations entre les terriers au sein d'une même couche, offre des informations interprétatives concernant la profondeur, le type de substrat, les conditions hydrodynamiques, le niveau d'oxygène, l'environnement et le contexte de dépôt (Pemberton et al., 2001). Ces caractéristiques variables donnent lieu à des changements rapides au sein d'ichnofaunes, notamment les associations à *Skolithos*, très abondants dans certains faciès de la Daoura, qui signalent une adaptation à des recouvrements de faune postérieurement à des épisodes de tempêtes (Miller, 1991; Pemberton et al., 2001). Une approche plus systématique de la recherche du degré de bioturbation (Taylor et al., 2003) et du « tiering » aurait été intéressante (Fig. II.5), mais n'a pas pu être réalisée sur l'ensemble des coupes faute de temps.

Deux principaux ichnofaciès marins caractérisent l'ordovicien de la Daoura :

L'ichnofaciès à *Skolithos* est caractérisé par des traces d'habitat, notamment des terriers verticaux, cylindriques ou en forme de U. La diversité est généralement faible, constituée par *Skolithos*, *Diplocraterion* et *Arenicolites*. Ce type d'association indique généralement des environnements à énergie modérée à élevée, typiquement situés dans la zone de foreshore (estran) et sur le shoreface supérieur à moyen, influencés par l'action des vagues. Cependant, il est possible de trouver cet ichnofaciès dans des turbidites profondes, ainsi que dans des environnements fluviaux. Cette répartition reflète l'opportunisme des organismes qui font ces terriers, souvent des vers ou des mollusques (Buatois and Mangano, 2011).

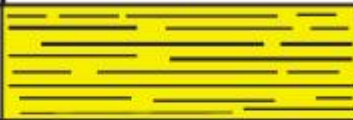






Sédiment bioturbé	BI	Description	Présentation
0%	0	Bioturbation absente	
1%–5%	1	Bioturbation rare, très peu de traces discrètes	
6%–30%	2	Faible bioturbation, faible densité de traces fossiles	
31%–60%	3	Bioturbation modérée, des traces discrètes	
61%–90%	4	Haute bioturbation, Haute densité de traces fossiles	
91%–99%	5	Bioturbation intense	
100%	6	Bioturbation complète, traces difficiles à identifier en raison des <i>reburrows</i> répétés, très peu de traces discrètes	

Fig. II.5 : L'indice de bioturbation (BI). Les valeurs du BI sont calculées en évaluant le degré de bioturbation en fonction des structures sédimentaires identifiables. Ce concept s'inspire des travaux de Reineck (1963), a été adapté par Taylor & Goldring (1993) et Taylor et al. (2003).

Dans le Cambro-Ordovicien du Sahara, les faciès de type « pipe-rock » à *Skolithos* sont généralement caractérisés par une densité élevée de traces et avec souvent des traces de grande taille (*Tigillites*), ce qui suggère des périodes de colonisation à plus long terme et des événements de colonisation multiples (Desjardins et al., 2010). Ces faciès sont généralement associés à un environnement côtier de haute énergie, caractérisé par une oxygénation complète du substrat (séquence de type *Domichnia*) (Fig.II.6). Dans ces environnements, les sédiments sableux sont bien triés et peu compactés, la densité des traces de *Skolithos* semble être liée au taux de sédimentation et une durée suffisante de colonisation, tandis que les longueurs des tubes seraient en fonction de la vitesse de sédimentation.

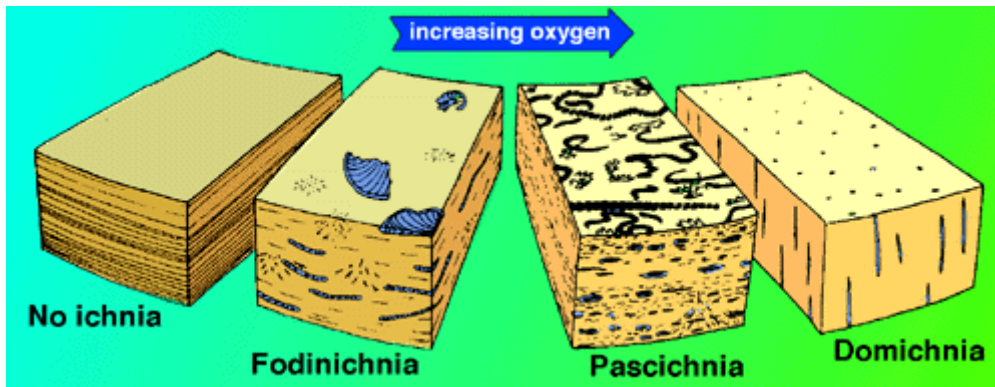


Fig. II.6 : Classification des biofaciès en fonction de l’oxygénation du milieu (Bromley, 1996).

L’ichnofaciès à *Cruziana* se caractérise par une variété de traces de locomotion (*Repichnia*), ainsi que par des traces d’habitats, de nutrition et de repos produites par une faune mobile. La présence de cet ichnofaciès reflète l’abondance et la diversité de la faune benthique. Ces traces sont typiques des environnements infralittoraux peu profonds, soumis à une énergie faible à modérée. Ils s’étendent depuis la zone située autour de la surface d’action des vagues par beau temps jusqu’à la surface d’action des vagues de tempêtes, englobant ainsi le shoreface inférieur jusqu’à l’offshore supérieur, ou « offshore transition » (Seilacher, 2007).

2.3. Tomographie City Scan

Des échantillons volumétriquement significatifs de Shell beds ont été prélevés et, pour mieux comprendre la disposition et l’organisation des coquilles et leur relation à l’hydrodynamique, une analyse en microtomographie a été réalisée au laboratoire IC2MP de l’Université de Poitiers à l’aide d’un City Scan. L’équipement est un RX- solutions EasyTom XL Duo, équipé d’une source de rayons X microfocus et d’une source nanofocus (filament LaB6) Hamamatsu, couplées à un panneau plat Varian PaxScan 2520DX. Les reconstructions 3D ont été effectuées à l’aide du logiciel XAct (RX-solutions) en utilisant un algorithme classique de rétroprojection filtrée, avec réduction des artefacts dus à l’absorption sélective du faisceau. Les coupes virtuelles, les rendus 3D et les vidéos ont été réalisés avec Avizo Fire V.9.2 (FEI).

2.4. Microscopie

Bien que cette thèse ne soit pas basée sur de la pétrographie, certains faciès présentent des cimentations qui nécessitent un examen en microscopie. Des lames minces ont été réalisées et étudiées au microscope polarisant BX60, équipée d'une caméra Spot Flex de chez Diagnostic Instrument et piloté par le logiciel Spot Advanced. En compléments, des observations ont été faites au Microscope Electronique à Balayage (MEB), couplé à une analyse chimique (EDS) sur un FEI Quanta 200 équipé d'une sonde EDS.

3. Le Cambrien de la Daoura

Rapidement, les objectifs de la thèse se sont portés sur les paléoenvironnements littoraux, une partie étant représentée dans le Cambrien supérieur. Cependant, nous avons rapidement conclu qu'il était impossible d'être exhaustif sur le Cambrien, d'autant que sa base est fluviatile. Néanmoins, comme nous avons déjà réalisé quelques coupes, nous avons choisi d'intégrer ici un résumé de nos observations sur le Cambrien, une manière de montrer les choix faits dans la description des faciès sur le terrain, que nous avons ensuite appliquée à l'Ordovicien.

3.1. Formation de Djouf Naam (Infracambrien - Cambrien inférieur)

La formation de Djouf Naam (Fig. II.7) affleure uniquement à l'extrémité Ouest du Djbel Djouf Naam. Cette formation est caractérisée par des arkoses roses pourpres, et des grès très grossiers, très mal classés, parsemés de galets quartzitiques arrondis. C'est un matériel source, essentiellement constitué par les produits d'altération du socle panafricain. Le tout est associé à des litages obliques (Fig. II.8A) et des stratifications en auge (Fig. II.8B), des stratifications arquées passant à des litages plans et stratifications à angle faible. La grande diversité des structures et des orientations, et l'impossibilité d'avoir sur la coupe des vues en 3D de ces structures, ont fait qu'il n'y a pas eu de reconstitution des paléocourants, ni même de reconstruction des géométries de corps sédimentaires. Les structures sont donc utilisées essentiellement pour caractériser un processus (un régime d'écoulement et une charge sédimentaire), et c'est ce qui a été fait également pour l'Ordovicien.



Fig. II.7 : Vue d'ensemble de la formation de Djouf Naam Cambrien inférieur.

Les successions de faciès de la formation de Djouf Naam sont granodécroissantes avec une base ravinante, ce qui indique un comblement à l'équilibre stationnaire de l'écoulement. Les litages arqués et en auges caractérisent la migration de mégarides (petite dunes hydrauliques) à crêtes sinueuses, probablement en remplissage de chenaux mineurs sous un courant unidirectionnel. Les stratifications obliques planes indiquent la migration de barres sableuses subaquatiques à crêtes droites caractérisant la partie supérieure du bas régime hydrodynamique (Miall, 2006).

Les successions de chenaux forment des nappes amalgamées d'épaisseur métrique à pluri- métrique, indicatrices d'un milieu fluvial en tresse de forte énergie (Fig. II.8C).

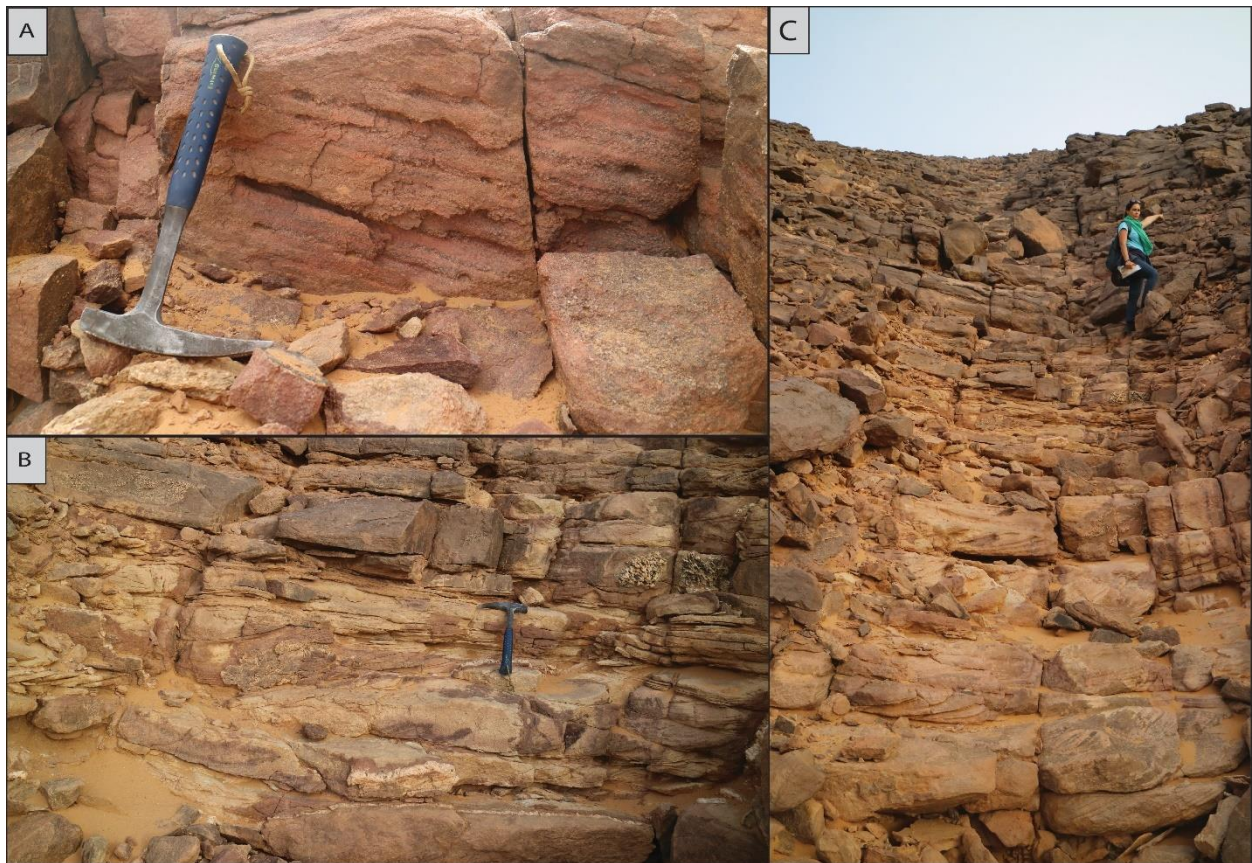


Fig. II.8 : (A) litages obliques, (B) litages en auges, (C) vue d'ensemble des grés fluviaux de Djouf Naam.

3.2. Formation de Djbel Bassala (Cambrien supérieur)

La formation de Djbel Bassala (Fig. II.9A) débute avec une base constituée de grès blancs grossiers quartzitiques organisés en bancs décimétriques à métriques granodécroissants, à laminations en auges, obliques caractérisant un milieu fluvial en tresse de haute énergie.

Une alternance avec des grès argileux très fins en plaquette est observée, indiquant probablement une plaine côtière à influence fluviale et tidale. Les drapages argileux sont souvent ambigus dans ce type de faciès. Dans les systèmes fluviaux à charge de fond mal triée, des chenaux peuvent être pluggés par des argiles. De la ségrégation de grain dans des bouffées turbulentes peut également théoriquement générer des drapages autocycliques. La présence de drapages n'est alors pas utilisable comme dans le critère classique des flaser beddings de dépôts tidaux estuariens, où les argiles ne sont que des lamines (au maximum

centimétriques, sauf dans le cas de mud flows), et indiquent l'étale du courant de marée (Dalrymple, 1992; Visser, 1980).

Dans le cas de la Formation de Djebel Bassala, l'influence tidale est interprétée à partir de la conjonction entre les drapages argileux et les bioturbations : *Skolithos* (Fig. II.9B), *Monocraterion*, *Conichnus conicus* (Fig. II.9C), dont l'assemblage est compatible avec une dynamique d'estran. La présence de stratifications en creux (SCS) (Fig. II.9D) et de rides de vagues préservées dans les parties sommitales des bancs confirme le caractère littoral de la formation. Le caractère marin s'affirme progressivement, avec plusieurs niveaux de lumachelles à lingules prises généralement comme repère de passage à l'Ordovicien « dalle à lingule » (Fig. II.9E).

On reviendra plus bas, au sujet de l'Ordovicien, sur la coexistence entre des drapages argileux et des structures indiquant une dynamique de vagues, coexistence apparemment paradoxale.



Fig. 11.9 : (A) vue d'ensemble des dépôts de la Formation du Djebel Bassala, montrant un milieu tidal soumis aux tempêtes. La personne pour l'échelle mesure 1,65m et indique le nord. (B) *Skolithos*, (C) *Conichnus conicus*, (D) litages en creux (SCS), (E) lingule.

Chapitre III : Un littoral dominé par les tempêtes et influencée par la marée

1. Introduction

Dans ce chapitre, une synthèse des informations issues des logs sédimentologiques obtenus sur le Djebel Ben Tadjine et Tabelbela est présentée (Fig. III.1). Au total, 17 faciès ont été identifiés (Tab. III.1). La description des faciès inclut la lithologie, la granulométrie, les structures sédimentaires et la nature des contacts (Allen, 1982; Dorrik, 2005; Collinson et al., 2006; Miall, 2006; Nichols, 2010). Les biota sont présents sous forme de traces fossiles (Bromley, 1996; Pemberton, 1992; Seilacher, 2007), soit font l'objet de faciès traités à part (les niveaux de lumachelles, ou « shell beds »).

Les faciès sont interprétés du point de vue des processus hydro sédimentaires. Les associations de faciès, par la coexistence des processus (interstratification de faciès concordants de l'échelle centimétrique à métrique), sont interprétés comme des environnements de dépôt. Dans les paragraphes qui suivent, les faciès sont regroupés et présentés par des environnements de dépôt. En général, un environnement de dépôt correspond à une aire du profil de dépôt (par exemple : le shoreface) mais dans les environnements plus compartimentés, cela peut être un corps sédimentaire (par exemple : une barre de déferlement). Dans certains cas, un compartiment du paléoenvironnement est représenté par un seul faciès, mais en général par une association de faciès.

L'essentiel des dépôts ordoviciens de la Daoura correspond à des faciès de rampe silicoclastique en domaine de plate-forme et présentent des suites d'associations de faciès caractéristiques des rampes dominées par les vagues (HCS, SCS), mais également de systèmes mixtes dominés par les vagues et par les marées. Le fil rouge de cette thèse, et surtout le challenge, c'est la recherche des marées et leur implication paléoécologique dans des dépôts de littoral dominé par les vagues.

Dans les dépôts anciens, les marées sont caractérisées, en premier lieu, par des faisceaux de stratification hétérolithiques -doublets sable-argiles, flaser-, wavy- ou lenticular bedding ; et, en second lieu, par des courants bidirectionnels -litages *herringbone* en arêtes

de poissons (Dalrymple, 1992). Ces deux critères sont exclusivement typiques des milieux estuariens confinés, en particulier les estrans attachés aux chenaux de marée dans la partie intérieure de l'estuaire, ou se forment des « tidalites ». Dans l'offshore, sous la limite d'action des vagues, les dépôts subtidaux existent, pouvant former des bancs sableux de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, mais leur signature faciologique est très ténue, car la marée n'est pas bidirectionnelle dans l'offshore, mais rotative, et donc sans étale (Reynaud and Dalrymple, 2012). Sur la côte exposée aux vagues, c'est encore plus difficile de retrouver la signature des marées.

L'influence des marées dans les littoraux des systèmes dominés par les vagues est évoquée dans les dépôts anciens (Plink-Bjorklund, 2008; Dashtgard et al., 2009; Basilici et al., 2012a ; 2012b ; Vakarelov et al., 2012; Rossi & Steel, 2016; Vaucher et al., 2017), et commence à être bien comprise dans l'actuel, ce qui donne la possibilité de construire des modèles de faciès (Li et al., 2000; Yang & Chun, 2001; Yang et al., 2005, 2006, 2008; Dashtgard et al., 2009a).

Le problème est que la signature des marées est toujours indirecte dans les environnements où l'activité des vagues est présente (Fan et al., 2004; Yang et al., 2005). Le foreshore, zone de *déferlement* des vagues, et même le shoreface, où la houle se raidit à la remontée du fond pour former les vagues, enregistrent principalement les processus liés aux vagues, même pendant des périodes relativement calmes, et au développement de courants induits par les vagues lors des surcôtes liées au vent et aux dépressions météorologiques. La combinaison vague/courants dans ces environnements est très complexe et rend souvent difficile l'identification précise de l'origine des courants, même lorsqu'ils sont observables dans ces faciès. En outre, le potentiel de préservation de tidalites qui pourraient se former à marée descendante dans les espaces interbarres, est faible en raison de leur remobilisation par les vagues de la marée suivante (Yoshida et al., 2007; Yang et al., 2008).

Toutefois, un fort marnage (de macrotidal : au-delà de 4 m, à hypertidal ; cf. (Archer et al., 2013) a un impact majeur sur la morphologie et la dynamique sédimentaire du foreshore et du shoreface. Sur les côtes macrotidales, le foreshore se confond avec l'estran, ce qui donne la possibilité d'enregistrer des faciès mixtes marée/vagues sur d'immenses surfaces, et d'augmenter leur préservabilité dans l'archive sédimentaire (Yang et al., 2008; Dashtgard et al., 2009). La conséquence la plus significative d'un grand marnage sur la dynamique des

plages réside dans le déplacement de la zone d'action des vagues tout au long du cycle tidal. Cela diminue la durée et l'intensité des processus de vagues sur la formation des corps sédimentaires du foreshore, et augmente la composante de courant liée au recouvrement et à la vidange de l'estran ([Masselink et al., 2006](#); [Dashtgard et al., 2009](#)).

Facies		Lithologie	Structures	Stratonomie	Bioturbations	Fossiles	Processus	Environnement
F1		Silt Grès TF	Laminations horizontales Laminations ondulées	/	/	/	Décantation Oscillation 2D	Offshore
F2		Grès TF Silt	HCS-SCS L< 0.3m anisotropiques et isotropiques	Niveaux cm Non amalgamé	/	/	Oscillation 3D Combinaison vagues - courant	Offshore transition
F3		Grès TF	HCS cm L<0.5m anisotropiques Rides / Overtorns	Bancs dm Non amalgamé	/	/	Oscillation 3D Combinaison vagues - courant	Offshore transition à Shoreface inférieur
F4	F4a	Grès F	HCS-SCS L= 1m A= 0.5m	Bancs dm Non amalgamé	/	/	Oscillation 3D Vagues	Shoreface inférieur
	F4b	Grès F	HCS-SCS 1<L<1.5m A= 0.5m	Bancs dm Non amalgamé	/	/	Oscillation 3D Vagues	Shoreface supérieur
F4	F4c	Grès F	HCS-SCS 1,5<L<3m 0,8<A< 0.5m	Bancs dm amalgamés	/	/	Oscillation 3D Vague	Shoreface supérieur
	F4d	Grès F	HCS-SCS	Bancs dm amalgamés	/	/	Oscillation 3D	Shoreface modulé par la marée

			Drapages rythmiques L>1m				Vagues et marées	
F5	Grès F	SCS 0,5<L<1 m	Bancs dm amalgamés	/	/	Oscillation 3D Vagues	Shoreface supérieur à foreshore inférieur	
F6	F6a	Shell bed	Matrice d'un conglomérat	Passée érosive dm	/	Brachiopodes et Cornulites (frag.)	Thanatocénose transportée Vagues	Shoreface
	F6b	Shell bed	Grano décroissance Imbrications de coquilles	Ep. mm à dm Stratification rythmique Base érosive Inclus dans lentilles gréseuses L=dam	/	Brachiopodes (entiers et frag.) Cornulites (entiers) Trilobites (frag.) Gastéropodes (entiers et frag.) Crinoïdes (frag.) Orthocères (frag.)	Thanatocénose transportée Tempêtes Marées	Shoreface modulé par la marée

Facies		Lithologie	Structures	Stratonomie	Bioturbations	Fossiles	Processus	Environnement
F6	F6c	Shell bed	Astructuré	Hardground dm	/	Organismes entiers Brachiopodes et/ ou Cornulites	Thanatocénose en place Lag	Offshore transition
	F6d	Shell bed	Imbrications de coquilles	Stratification rythmique	/	Brachiopodes (entiers et frag.) Trilobites (entiers et frag.) Gastéropodes (entiers et frag.)	Thanatocénose transportée Tempêtes Marées	Shoreface modulé par la marée
F7	F7a	Grès F	Laminations horizontales	Bancs dm horizontaux à ondulés	/	/	Sheet flows	Foreshore Déferlement
	F7b	Grès F	Laminations horizontales <i>Kinneyia</i>	Bancs dm concordants	Pipe rock de <i>Skolithos</i> <i>Arenicolites</i> <i>Rosselia</i> <i>Daedalus</i> <i>Cruziana</i> <i>Diplocraterion</i> <i>Palaeophycus</i>	Lags de brachiopodes	Sheet flows Ichnofaciès tidal Mattes bactériennes (émersion)	Barre de déferlement Foreshore modulé par la marée
F8		Grès MG	Litages obliques arqués et en auge Rides symétriques Rides lingoïdes Lag de galets mous	Bancs dm érosifs	<i>Skolithos</i>	Fragments bioclastiques	Courants unidirectionnels Remaniement de mud flat Clapot	Estran inférieur
F9		Grès F	Astructurés	Bancs noduleux	<i>Skolithos</i>	/	Bioturbation intense dans un milieu protégé	Estran supérieur

F10	F10a	Grès M	Litages obliques	Bancs m érosifs	<i>Skolithos</i> <i>Daedalus</i> <i>Diplocraterion</i>	Brachiopodes	Courants unidirectionnels Forte énergie	Chenal tidal
	F10b	Grès M	Litages obliques composés Rides symétriques	Masterbedding en clinoformes	<i>Skolithos</i> <i>Daedalus</i> <i>Thalassinoides</i> <i>Planolites</i> <i>Cruziana</i>	Brachiopodes Cornulites	Courants unidirectionnels Forte énergie	Barre tidale

Tab. III.1 : Tableau des faciès de l'Ordovicien de la Daoura. F=fin, M= moyen. G= grossier. L= longueur d'onde. A=amplitude. Termes anglais utilisés selon leur acception commune.

2. Rampe dominée par les vagues

2.1. Association de rampe externe

2.1.1. Offshore transition (offshore supérieur)

Cette association de faciès est essentiellement composée de silts rouges (Fig. III.1), relativement homogènes à laminations horizontales, présentant un débit en plaquettes millimétriques à centimétriques (F1), contenant de fins bancs gréseux (grès très fins à silteux) (F2). Ces bancs fins sont caractérisés des litages obliques en mamelons (HCS) et en creux (SCS) de longueur d'onde décimétrique, isotropes ou anisotropes (Fig. III.2.A-C), avec parfois des overturns à leur toit (Fig. III.2D), ou des ondulations de rides symétriques à leur base (Fig. III.3A). Les bancs un peu plus épais (F3), peuvent aussi contenir, outre les HCS, des lits plans et, au sommet, des rides asymétriques (Fig. III.3C-D).

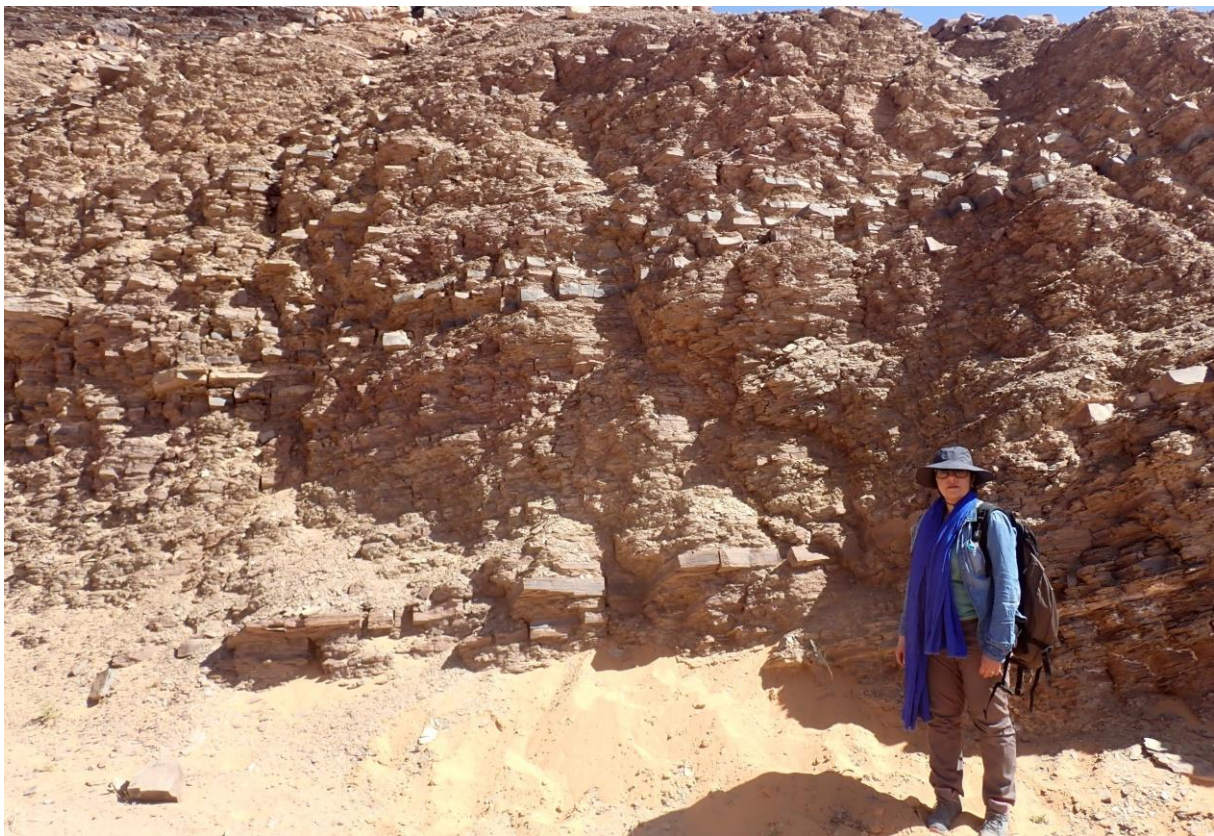


Fig. III.1 : Faciès d'offshore supérieur. Silts fins (F1) associés à des niveaux des grès silteux très fins caractérisés par de petites HCS (F2).

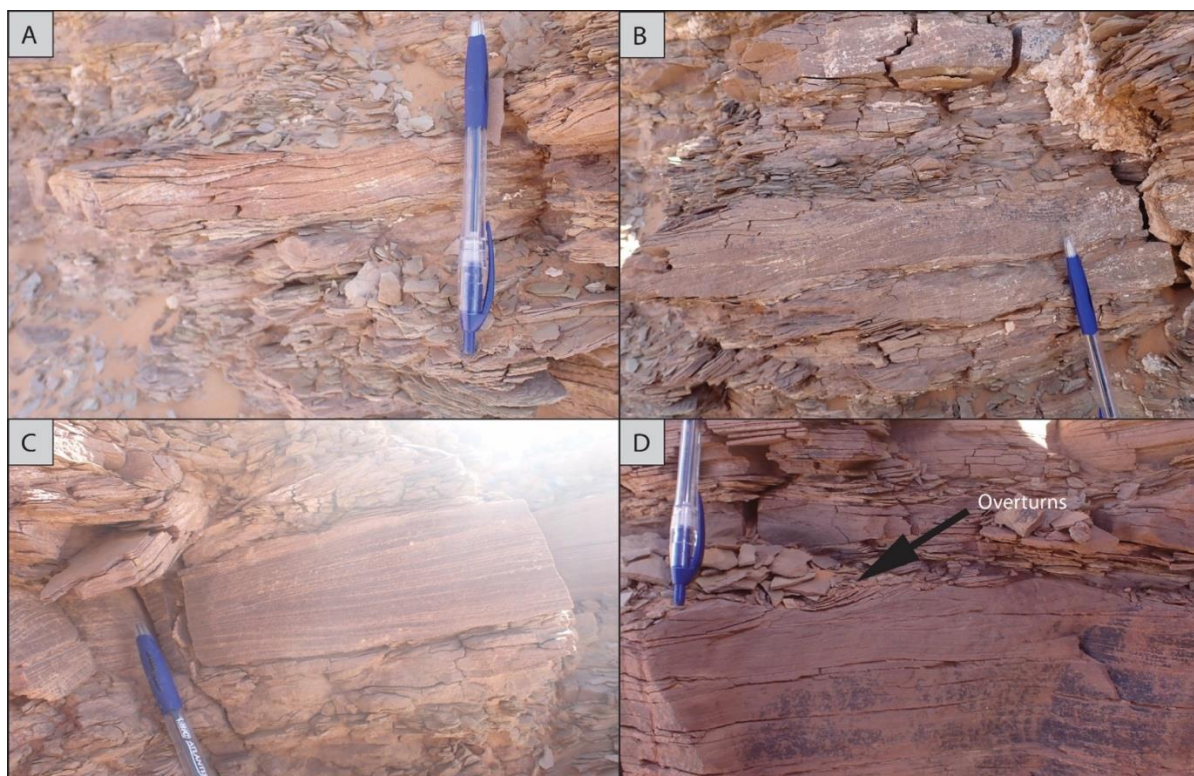


Fig. III.2 : Offshore supérieur, constituée de silts finement lités (F1) et de niveaux de grès silteux très fins (F2) à litages d'HCS anisotropiques (A, B) et isotropiques (C). Les bancs un peu plus épais comportent des drapages de rides et localement d'overturns au sommet du banc (C et D).

Les faciès dans cette association montrent une succession stratocroissante (Fig. III3B). La permanence des silts drapant les grès indique que ces derniers sont des incursions dans le faciès constituant le fond sédimentaire, interprété comme un milieu d'offshore. Il n'y a pas de différence au premier ordre entre les silts F1 et les dizaines de mètres de shales formant les vives entre les cuestas gréseuses, ce qui suggère que ces silts constituent le fond hémipélagique de la sédimentation. La préservation des formsets d'HCS sous les silts indique une sédimentation produite entre le niveau moyen de la limite d'action des vagues et de tempêtes et la limite d'action des vagues de beau temps. La taille réduite et les agencement verticaux d'HCS surmontés de rides sont caractéristiques des écoulements de tempêtes en phase de décroissance (Myrow et al., 2002; Lamb et al., 2008). Les bancs présentant des HCS anisotropes indiquent des courants combinés (Dumas and Arnott, 2006; Jelby et al., 2020). La stratocroissance de cette association de faciès indique alors la progradation de la rampe et le

passage à l'offshore supérieur (ou *offshore transition*) sous la forme de tempestites (Nichols, 2010).

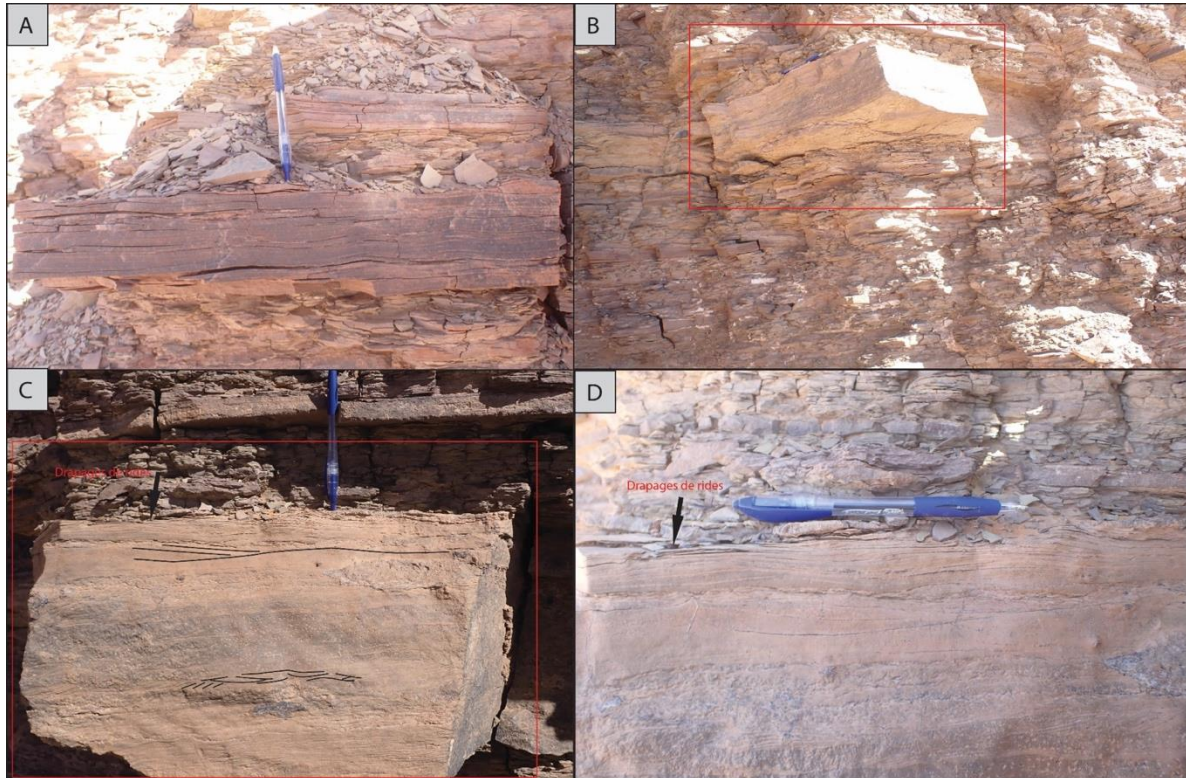


Fig. III.3 : Offshore transition. Bancs de grès à litage ondulé (F2) (A). Succession strato-croissante de bancs de grès (F2-F3) à HCS isotropes (B). Présence de drapages de rides associées à de petites HCS (F3) (C, D).

2.2. Association de rampe interne

2.2.1. Shoreface inférieur

Ce faciès est essentiellement constitué de grès très fins en plaquettes centimétrique à bases érosives. Les bancs sont d'épaisseurs décimétriques, caractérisés par des litages d'HCS et SCS non amalgamés avec une augmentation graduelle de la taille de ces structures oscillatoires vers le haut des bancs (F3a) (Fig. III.4). Les structures oscillatoires présentent des longueurs d'onde pouvant atteindre jusqu'à un mètre, et une amplitude décimétrique. Les formsets sont

parfois drapés par des rides symétriques. De minces interlits argilo-silteux sont parfois présents dans les joints de stratification.

Comme pour toutes les HCS/SCS observés dans la Daoura, ces structures sont interprétées comme l'effet d'une oscillation 3D dans la zone de surf des vagues (Harms et al., 1982). La bonne préservation des bedforms associés aux plus grandes HCS, qu'on peut interpréter comme des tempestites, indique alors un environnement de shoreface inférieur.

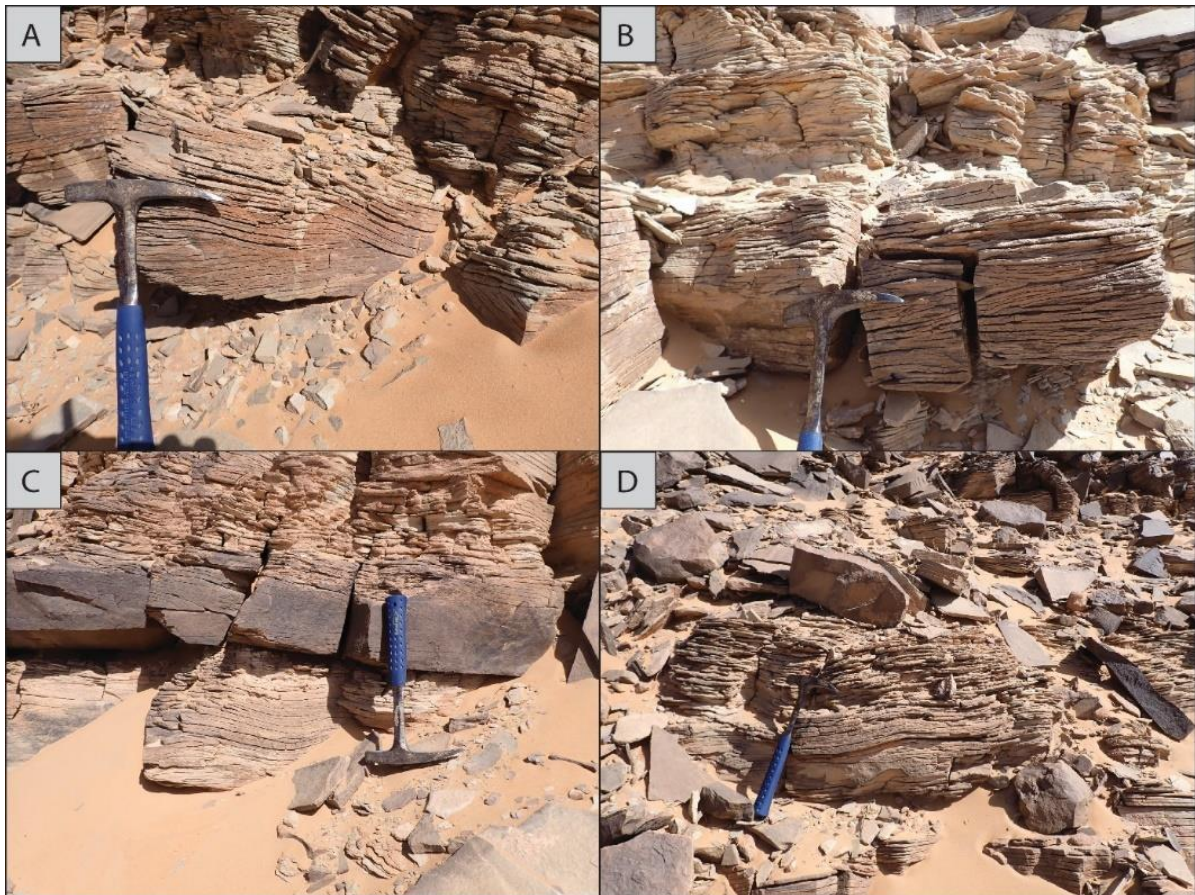


Fig. III.4 : Faciès de shoreface inférieur caractérisé par des litages d'HCS avec une augmentation graduelle de la taille de ces structures oscillatoires (F4a).

2.2.2. Shoreface supérieur

Cette association de faciès est principalement constituée de grés fins à moyens, matures, bien triés, avec des bases érosives. Les bancs gréseux sont d'épaisseurs décimétriques à métriques et sont caractérisés par des litages d'HCS et SCS non amalgamés,

parfois drapés par des rides symétriques (F4b) (Fig. III.5), ou amalgamés (F4c) suivant des surfaces d'érosion irrégulières et présentent alors des longueurs d'onde jusqu'à trois mètres et une amplitude jusqu'à 70 cm (Fig. III.6). Les grandes HCS amalgamées peuvent passer latéralement à des niveaux à litage plan parallèle ou légèrement ondulé, interstratifiés dans de petites HCS (F7a) (Fig. III.7). La bioturbation est relativement limitée, marquée par la présence d'orifices de *Skolithos* au sommet des HCS amalgamés (Fig. III.6).

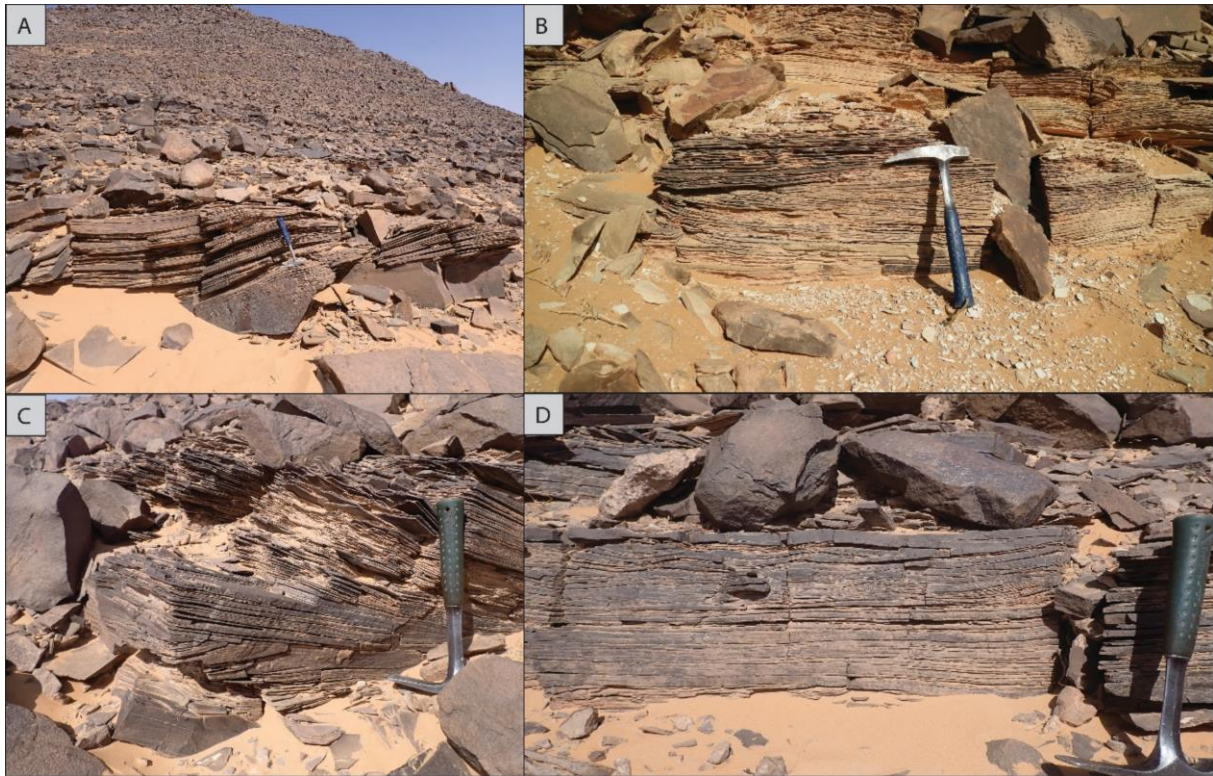


Fig. III.5 : Shoreface supérieur, caractérisé par des grès fins à litages non amalgamés (F4b) (A), ou amalgamés (F4c) (B-C) d'HCS de grande taille. Grès à litages plans interstratifiés litages de rides symétriques (F7a) (D).

La prédominance et la taille des HCS-SCS dans ces grès indiquent une association de faciès dans un environnement à haute énergie dominés par les tempêtes. L'amalgamation de ces structures est probablement due à une accommodation plus faible que dans l'association de faciès précédente (Dumas and Arnott, 2006; Jelby et al., 2020). Les litages plans en passage latéral suggèrent l'effet du déferlement des vagues pendant la formation des plus grandes structures oscillatoires. Ceci indique une zone transitoire entre le shoreface supérieur et le foreshore.

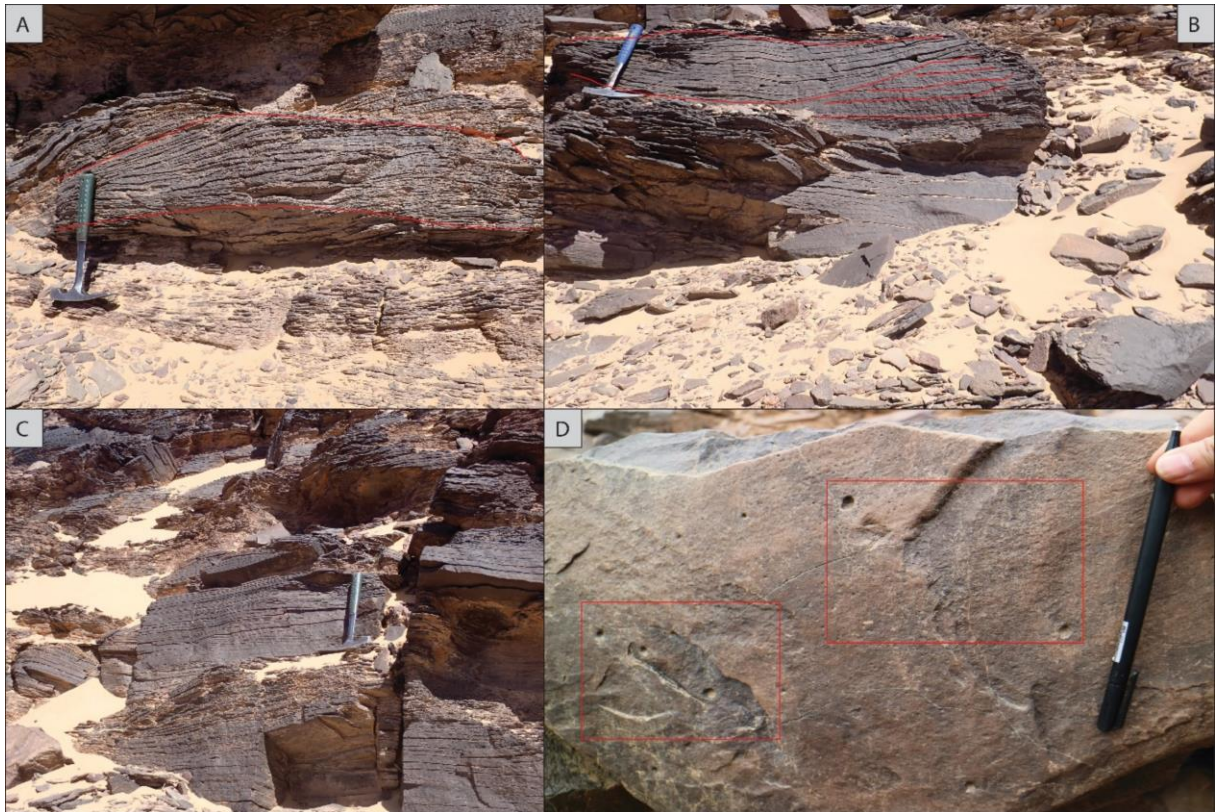


Fig. III.6 : Shoreface supérieur. Grès à litages amalgamés d'HCS (F4c) (A) et de SCS (B) d'amplitude métrique, interstratifiés dans des grès à litage plan parallèle (F7a) (C). Orifices de *Skolithos* au sommet des bancs (D).

3. Faciès à influence tidale

Dans un profil de dépôt littoral où le marnage est important, la terminologie « foreshore/shoreface » définie par rapport à l'action des vagues peut être utilisée, à condition de prendre en compte les équivalences avec les termes utilisés sur les littoraux estuariens dominés par de fortes marées.



Fig. III.7 : Shoreface supérieur. Grès fins à moyens amalgamés latéralement sur 1m d'épaisseur (F4c) (la personne pour l'échelle mesure 1.80m et indique le Nord, pointant sur le bedset amalgamé) (A). Ces grès sont interstratifiés avec des bancs à litage plan parallèle (F7a) (B-C).

Le foreshore, c'est la plage, dont l'amplitude en l'absence de marée est uniquement définie par la hauteur de vagues (de tempête). La base du foreshore dans ce cas peut émerger entre deux vagues lors du backwash. C'est une limite facio-morphologique très franche quand il n'y a pas de marée. Le shoreface, dans ce cas, est toujours sous l'eau. L'estran (tidal flat), zone « plate », où le sédiment est étalé par les marées, correspond normalement au foreshore puisque c'est une zone qui peut découvrir entre deux vagues à un moment du cycle tidal, où que l'on soit entre la ligne de haute mer et la ligne de basse mer. Dans cette conception, le shoreface, sur les littoraux à marée, devrait alors correspondre à la partie supérieure de la zone subtidale, immergée en permanence. Mais dans de nombreuses publications, le shoreface est également inclus dans l'estran sableux. C'est le cas dans l'article de (Dashtgard et al, 2009) auquel nous nous référons pour parler des shorefaces modulés par la marée. Nous allons par la suite essayer toutefois de continuer à distinguer foreshore et shoreface pour rester cohérent avec la présentation des faciès dominés par les vagues.

3.1. Shorefaces hétérogènes

Dans les faciès précédents, dominés par les vagues, se déploient des suites cohérentes de structures s'alternant verticalement en indiquant une continuité de processus (en l'occurrence le mouvement orbital de l'eau sur le fond). Evoquant l'hétérogénéité, cela renvoie à l'interstratification de faciès indiquant un changement important d'énergie ou de processus à l'échelle de la construction d'un banc, et éventuellement une géométrie différente de celle des rampes. Cela donne des changements abrupts de structure (taille ou nature) mais aussi de lithologie. Deux lithologies « exotiques » se retrouvent interstratifiées dans les grès de ces shorefaces hétérogènes : les shell beds et les shales.

3.1.1 Shoreface à shell beds

Cette association de faciès se présente comme des lentilles de grès fins d'extension latérale pluri-décamétrique, à ciment carbonaté, probablement du fait de l'abondance de niveaux lumachelliques qu'elles contiennent. Ces lentilles sont interstratifiées dans des grès fins à litages d'HCS et SCS (Fig. III.8). Elles ont des bases érosives et un sommet plat, et se suivent latéralement dans le niveau stratigraphique qui les contient. Au sein de ces lentilles, on observe une alternance entre des lits coquillers (shell beds) décimétriques (F6b, d) et des couches de grès fins, qui se tronquent latéralement et remplissent la lentille par compensation (cut-and-fill, Fig. III.9-10). Les grès fins montrent des litages plans parallèles (F7a) ou de SCS (F5). Latéralement, les shell beds s'amenuisent vers les bordures des lentilles et s'amalgament jusqu'à former une couche millimétrique.

Les shell beds dans ce faciès sont sans structure sédimentaire à première vue (mais un examen de détail montre que ce n'est pas exact, voir le Chapitre V), à cause en partie de la densité fossilifère et de la grande taille des coquilles qui s'imbriquent dans la matrice sableuse. Les bioclastes, parfois très fragmentés et remaniés dans des faciès conglomératiques à base érosive (F6a) (Fig. III.10), sont ailleurs mieux préservés (F6b, d). Les shell beds interstratifiés dans les lentilles gréseuses sont constitués de faunes de brachiopodes, trilobites et gastéropodes (F6d) et d'abondants cornulitidés (F6b). Occasionnellement des empreintes de galets mous sont observées. Certains niveaux de shell beds coiffent (et ne sont pas insérés

dans) les lentilles gréseuses décrites ci-dessus. Dans ce cas, ils sont plans et continus, et constitués d'organismes entiers enchâssés dans une matrice sablo-silteuse (F6c) (Fig. III.10).



Fig. III.8 : Shell beds (F6a) interstratifiés avec des faciès à HCS (A,B : la base du manche du marteau est sur le shell bed). Ces shell beds présentent toujours une surface d'érosion à leur base (C,D).

Les bases érosives, les litages plans et de SCS indiquent un écoulement oscillatoire de haute énergie et de grand rayon orbital. Le passage des grés fins aux shell beds de manière rythmique suggèrent qu'un autre processus que les tempêtes aient joué un rôle dans la formation de ce faciès.

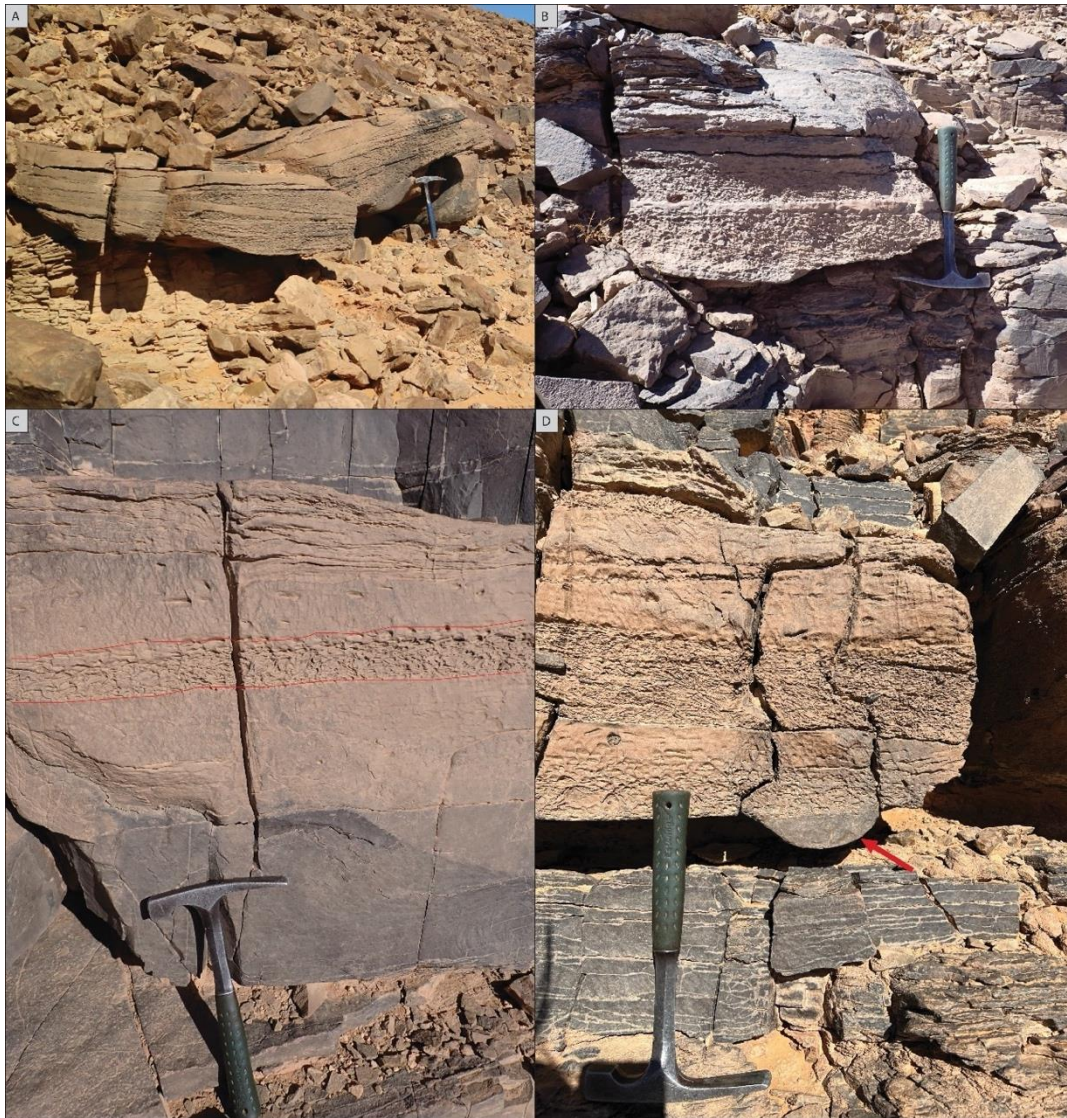


Fig. III.9 : Shell beds (F6b) interstratifiés en cut-and-fill dans des lentilles gréseuses (A-B). Latéralement les shell beds se réduisent à une couche millimétrique de lag bioclastique (C, plusieurs lags au sommet du banc). La flèche rouge indique un gutter cast à la base du shell bed (D).

Nous faisons l'hypothèse que les shell beds résultent d'évènements de tempêtes modulés par les marées. Les variations du niveau de l'eau à la base d'un shoreface à fort marnage entraîneraient des modifications significatives de la taille des orbitales des vagues qui interagissent avec la surface des sédiments, et des déplacements de la zone en érosion. Ceci peut se traduire par une variation cyclique des faciès enregistrés pendant une tempête, à condition que celle-ci dure plus que quelques marées. (Des détails à l'appui de cette interprétation sont exposés dans le Chapitre V.) En conséquence, cette association de

facies est interprétée comme des tempestites à la base d'un shoreface influencé par les marées.

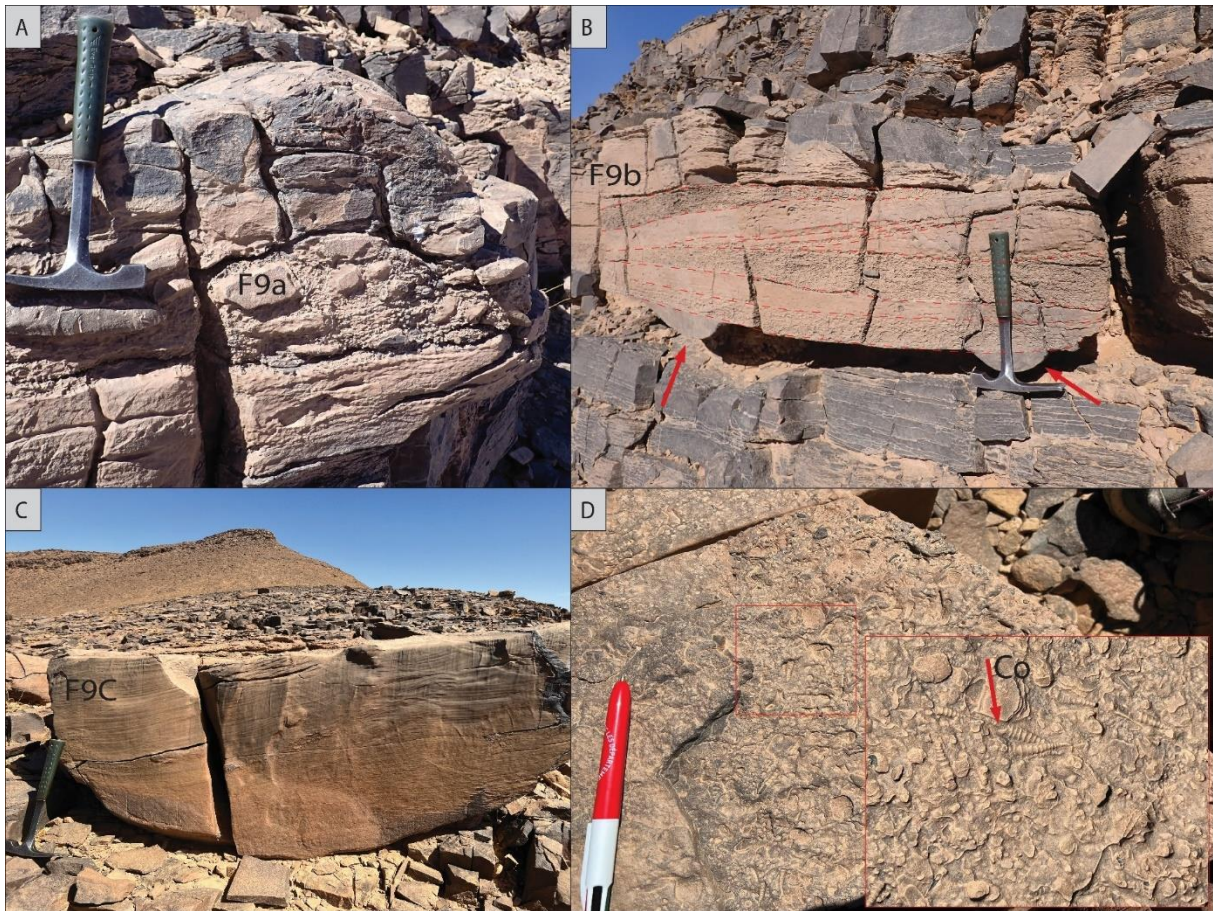


Fig. III.10 : Faciès F6a, shell bed conglomératique (A). Cut-and-fill dans le faciès F6b (B). Banc de faciès F5 à SCS formant une lentille gréseuse, coiffé par un fin niveau de faciès F6c (C). Aspect en surface de ce faciès F6c : on observe une abondance de tubes de cornulidés intacts, associés à des brachiopodes bien conservés (D).

3.1.2 Shoreface hétérolithique

Cette association de faciès se caractérise par des grés moyens à drapages argileux, formant des unités d'épaisseurs 0.5 à 6m, à litages d'HCS et SCS (F4d), passant parfois à des laminations horizontales (F7a) ou à des rides agradantes (Fig. III.11).

Cette association de faciès indique une variation temporelle de l'énergie. Dans des sables très fins, les rides agradantes indiquent des écoulements subcritiques fortement

chargés. La charge pourrait être fournie par la remise en suspension pendant des épisodes de plus haute énergie, à l'origine des HCS-SCS. Les doublets de drapages silteux dans les HCS peuvent également correspondre à des pauses dans l'agitation du fond, à plus haute fréquence que le temps des tempêtes. En faisant l'hypothèse qu'il s'agit d'écoulement supercritiques, les laminations horizontales, interstratifiées avec les HCS, indiquent une chute drastique du plan d'eau, également sur des durées inférieures à la formation des lits de tempête. Tous ces éléments laissent penser que dans cette association de faciès aussi, l'influence du marnage sur le shoreface soit présente.

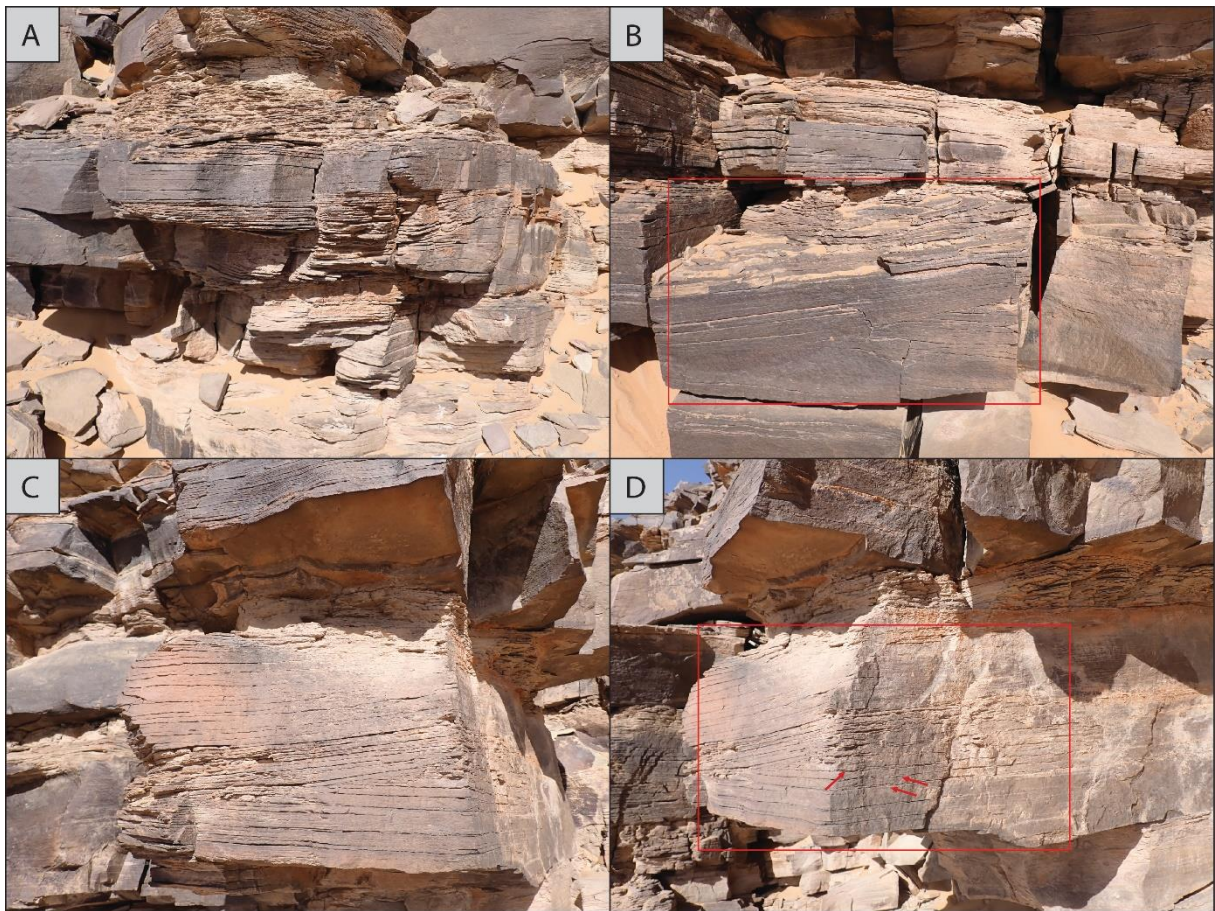


Fig. III.11 : Shoreface hétérolithique. Grès fins (F4d) caractérisés par des litages d'HCS-SCS (A-B). Dans les HCS, drapages silteux rythmiques (flèches rouges), parfois sous forme de doublets (C-D).

3.2. Foreshore

3.2.1. Barres de déferlement

Cette association de faciès se caractérise par la présence de grès fins à moyens, bien triés, organisés en bancs décimétriques (Fig. III.12). Ces bancs présentent une lamination horizontale bien marquée et des laminations à faible angle (F7b), parfois des litages d'SCS (F5) au sein des grès à litages plans, marqués à leur sommet par des rides symétriques, des linéations de délit, et des lags bioclastiques à brachiopodes désarticulés et fragmentés (F6d).

Ce faciès se distingue par une bioturbation intense, principalement représentée par un assemblage dense de terriers verticaux, donnant lieu à une ichnofabrique monospécifique connue sous le nom de « pipe-rock à *Skolithos* » (Fig. III.13). La présence de terriers verticaux solitaires de type *Arenicolites*, *Rosselia erecta* et *Daedalus Labechei* et *Vexillum* (Fig. III.14) est également observée. De plus, des bioturbations horizontales sont visibles au toit des bancs, caractérisées par la présence de *Diplocraterion*, *Palaeophycus* et *Cruziana*.

La bioturbation intense des terriers verticaux « Pipe-rock » sont reconnus comme indicateurs d'environnements côtiers de haute énergie dominée par la marée, et témoignant d'une colonisation à long terme (Pemberton et al., 1992; Desjardins et al., 2010).

L'ichnofacies à *Daedalus*, apparu à l'Ordovicien et éteint au Silurien (Seilacher, 2000), est une structure de spreiten verticales en forme de J à enroulement spiralé vers l'intérieur (Seilacher, 2007). Il a été décrit pour la première fois par Rouault (1850) avec des ichnogènes différents : *Vexillum* pour les formes simples et isolées, *Daedalus* pour les structures anastomosées et en agrégats et *Humilis* pour les vues en plan (Lessertisseur, 1971; Seilacher, 2000). *Daedalus*, comme *Skolithos* traduit un comportement opportuniste, se manifestant après des événements de tempête du foreshore jusqu'à l'offshore (de Carvalho et al., 2016).

Les litages plans et d'angle faible sont compatibles avec des processus de swash et backwash intenses, responsables des lags et linéations de délit. L'intensité de la bioturbation de type pipe rock à *Skolithos* et *Daedalus* suggère une influence tidale. On interprète donc ces faciès comme des barres de déferlement attachées à un estran intertidal sableux. Les SCS sont probablement présents côté mer (milieu marin ouvert), et les litages d'angle faible côté terre

(washover). La plupart du temps, ce faciès est toujours situé au-dessus des faciès de shoreface typés rampe vague-dominée. Ces barres de déferlement pourraient donc marquer la transition vers un domaine de foreshore toujours dominé par le déferlement mais avec un marnage devenu sensible dans la morphologie et l'écologie des dépôts résultants.



Fig. III.12 : Faciès de barres de déferlement. Grès fins à moyens à litage plan parallèle ou d'angle faible (F7b) (A, C), parfois associés à des litages de SCS (F5) (D), et présentant à leurs sommet une surface de by-pass à linéation de délit (B). Les lits plans parallèles sont traversés par des *Skolithos* (E).



Fig. III.13 : Grès à pipe rocks de Skolithos (F7b) caractérisant les barres de déferlements (A). *Skolithos isp* (B-C), *Skolithos verticalis* (D) *Skolithos linearis* (E).



Fig. III.14 : Traces fossiles dans les faciès de barres de déferlement (F7b). *Rosselia erecta* (A) *Arenicolites* (B), *Daedalus Labechei* (C) *Daedalus Vexillum* (D).

3.2.2. Estran sableux

Cette association est représentée par les faciès F7 et F8.

Le faciès (F8) est formé de bancs décimétriques à pluri-décimétriques de grès moyens à grossiers bien triés à litages obliques arqués ou en auge d'amplitude décimétrique (Fig. III.15), parfois pavés de galets mous et terminés au toit par des surfaces à rides symétriques ou lingoides, des lags bioclastiques et des structures de type *Kinneyia*. La bioturbation est très faible et est marquée par la présence de terriers verticaux de type *Skolithos*. De rares litages plans peuvent être intercalés dans cet association de faciès. Les directions de paléocourants mesurées à partir des litages obliques sont majoritairement vers le nord-est. Ce faciès est présent au-dessus des barres de déferlement.

L'environnement de dépôt est dominé par les courants, avec des variations rapides et importantes de l'hydrodynamique, conduisant à des pauses dans l'accrétion sédimentaire. La diminution de l'énergie est corrélée à une diminution de la tranche d'eau, marquée par la

réduction de taille des bedforms (de petites dunes 3D : litages arqués et en auge, à des rides lingoides qui indiquent une tranche d'eau pelliculaire) et par les *Kinneyia*, qui sont interprétées comme des mattes bactériennes, potentiellement formées à l'émergence. Dans les plans d'eau résiduels, des rides de clapot (rides symétriques) peuvent se former. Cette association de faciès est donc interprétée comme un dépôt d'estran intertidal. Il pourrait se localiser à l'arrière des barres de déferlement de l'association précédente, sur les marges de rip channels ou en bordure de chenal de marée (remaniement de dépôts boueux dont témoignent les galets mous). L'amplitude des petites dunes suggère une position plutôt basse dans l'estran.

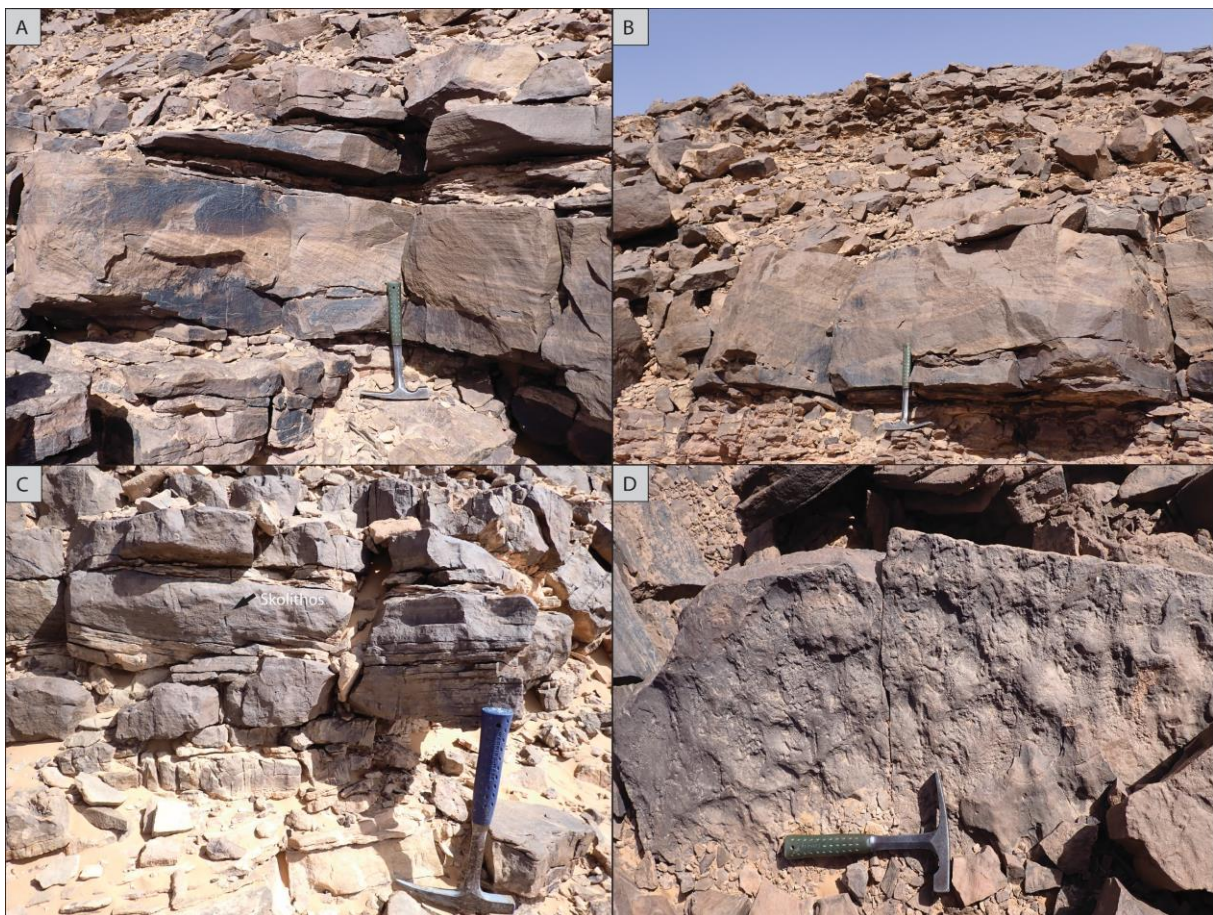


Fig. III.15 : Faciès d'estran inférieur (F8). Grès moyens à grossier à litages obliques et en auge tronqués par des litages plans (A) (B), avec certains niveaux traversés par des *Skolithos* (C). Le sommet des bancs présentes des rides lingoides et des lags de galets mous (D).

Le faciès F9 est constitué de grés fins hétérolithiques et d'interlits argileux. Les bancs sont d'épaisseurs centimétriques à décimétriques et ont un aspect noduleux. Ils sont fortement déstructurés par des terriers verticaux de *Skolithos*. Cette bioturbation est si intense qu'elle peut effacer complètement les structures sédimentaires primaires, laissant occasionnellement apparaître quelques stratifications horizontales (Fig. III.16).

Ces caractéristiques indiquent que les sédiments se sont déposés dans un milieu proximal abrité d'un remaniement trop fréquent par les vagues, pour permettre l'intense bioturbation observée. Nous interprétons donc ce faciès comme un dépôt d'estran supérieur.



Fig. III.16 : Faciès d'estran supérieur F9 constitué de grés très bioturbés, effaçant la plupart des structures sédimentaires (A), à l'exception localement de laminations horizontales (B). La bioturbation, quand elle est reconnaissable, est dominée par *Skolithos* (C).

3.2.3. Barres tidales

Cette association de facies est composée de deux facies F10a et F10b. Ils ont été observés en passage latéral à 300m à l'W dans la cuesta supérieure de la coupe de Ben Tadjine, où le faciès F10b incise le faciès F10a sur une dizaine de mètres. Le faciès F10a est constitué de bancs de grès moyens noduleux décimétriques avec une bioturbation intense principalement marquée par des terriers verticaux (*Skolithos*, *Diplocraterion*, et *Daedalus*) et par des pistes de l'ichno-association *Cruziana*. Ces bancs montrent localement un litage oblique, sont empilés suivant un masterbedding d'inclinaison apparente comprise entre 5 et 10° dans des corps d'épaisseur métrique (Fig. III.17).

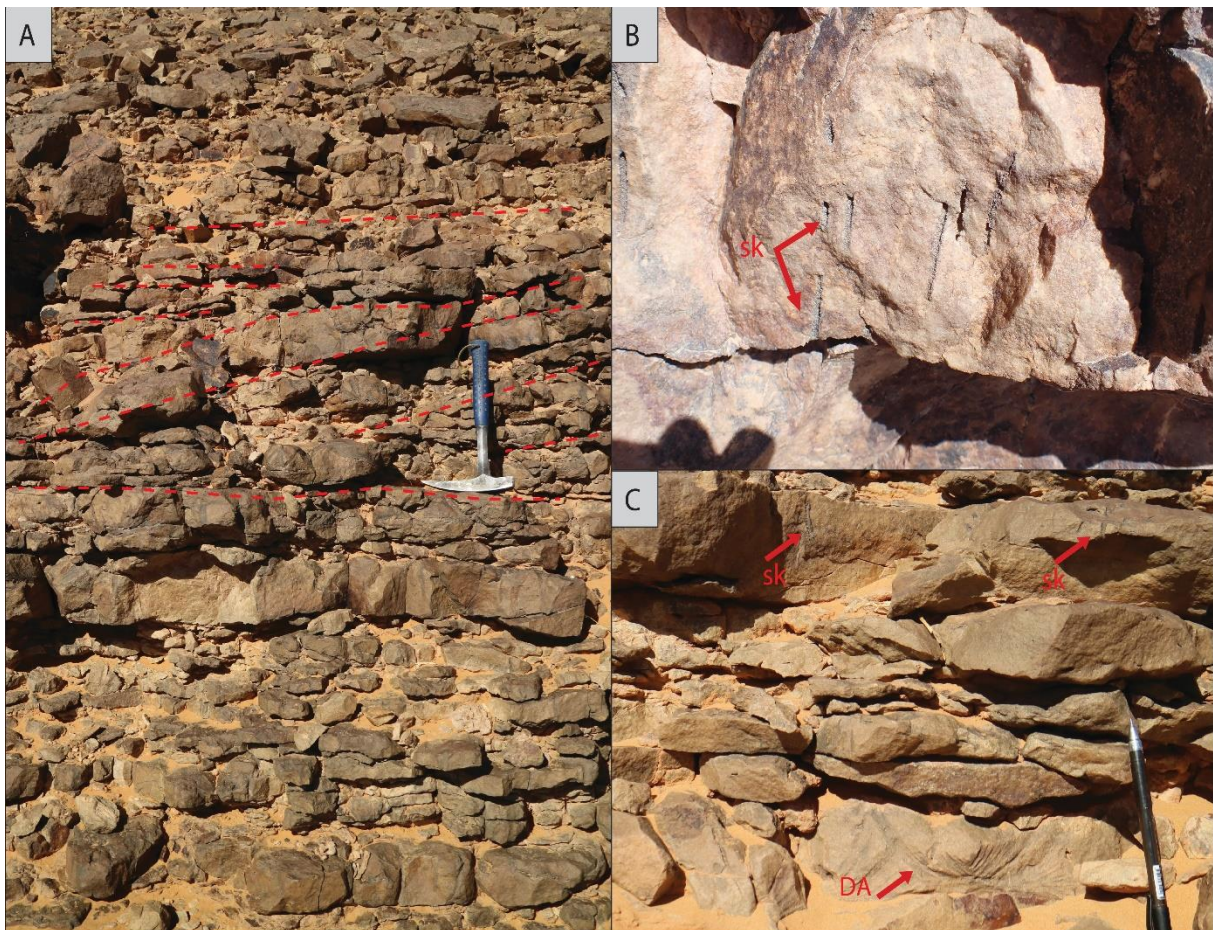


Fig. III.17 : Barre tidale (F10a). Grès moyen à masterbedding oblique (lignes pointillées rouges) (A). Le faciès F10a est caractérisé par une intense bioturbation marquée par *Skolithos* (Sk) (B et C) et *Daedalus* (DA) (C).

Le faciès F10b est constitué par l'amalgamation de bancs pluri-décimétriques de grès moyens organisés en bedsets à litages obliques composés (Fig. III.18). Les bases de banc sont franches, érosives et les sommets de banc préservent des trains de rides symétriques à crêtes rectilignes. Certains bancs renferment de nombreuses coquilles de brachiopodes et quelques moulages de Cornulitids. La bioturbation est moins dense que dans le faciès F7 mais plus variée, avec des pistes, des terriers horizontaux (*Thalassinoides*, *Planolites*) et verticaux (*Skolithos* et *Daedalus*) (Fig. III.19).

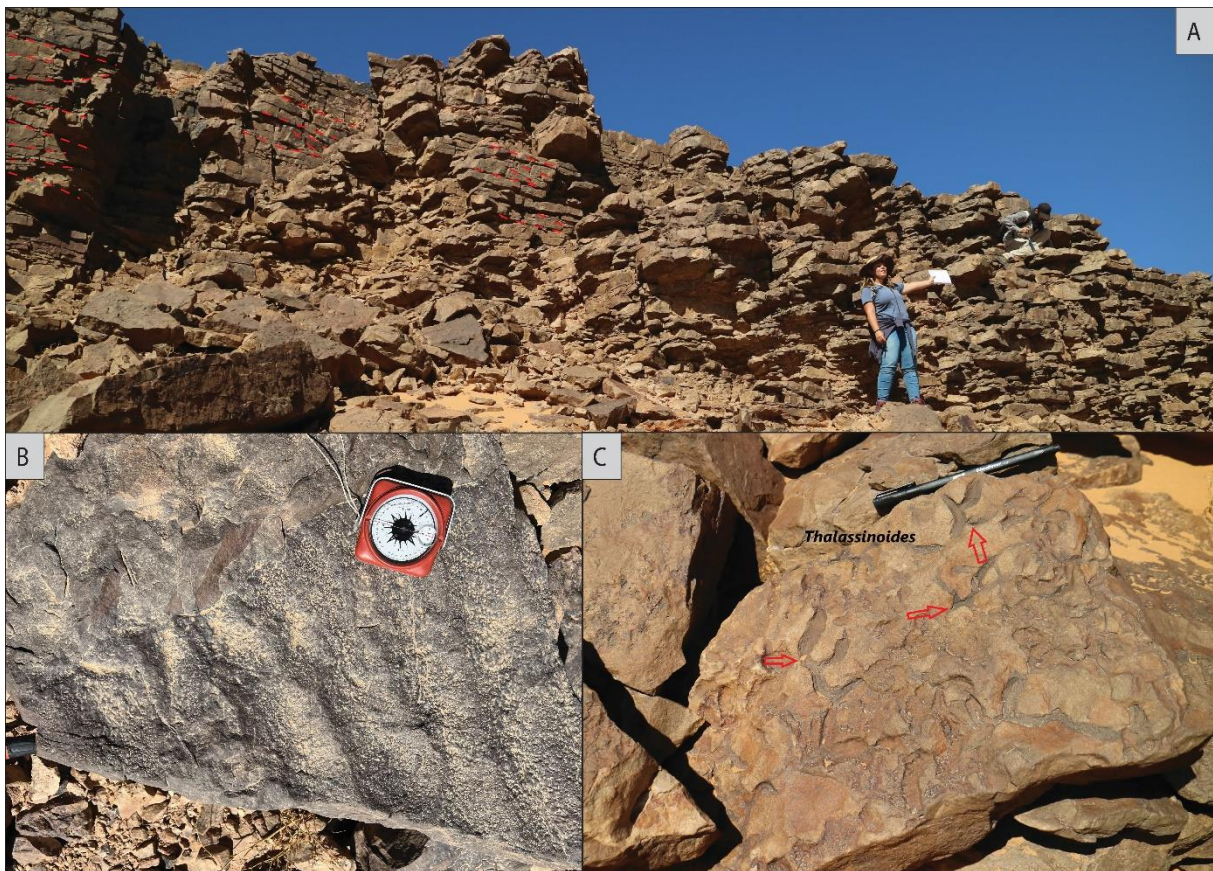


Fig. III.18 : Faciès F10b caractérisé par des couches de grès massif avec des stratifications obliques ou en forme de creux (A). Des rides symétriques à la surface supérieure des couches (B). Les bases des couches portent des structures de *Thalassinoides* (C).

L'augmentation de la granulométrie dans les faciès F10a et F10b, par rapport aux faciès précédents, et la présence de stratifications et litages obliques suggère un milieu de dépôt proximal dominé par des courants. Les rides symétriques en toit de banc sont les seules

structures pouvant indiquer de l'oscillation, et elles sont plutôt caractéristiques de clapot dans un milieu protégé. La surimposition des rides sur les corps sédimentaires plus massifs à stratification inclinée de 10° implique une alternance entre phases d'activation et de pause de corps sédimentaires d'épaisseur plurimétrique, qui sont interprétées comme des barres tidales. Le faciès F8, plus bioturbé, pourrait correspondre à une partie moins mobile. La géométrie de ces barres n'a pas pu être reconstituée, de sorte qu'on ne saurait les redessiner dans un paléopaysage littoral. La prédominance des courants de marée et l'absence de dynamique de vague plaide en faveur d'un système de barres attachées aux estrans décrits précédemment. Ceci laisse ébaucher un paysage de baie, pour ne pas dire d'estuaire (en l'absence de toute évidence fluviale).



Fig. III.19 : Biota au sein du faciès F10b : Daedalus (A), moules de tubes entiers de Cornulitids (B), pistes de Cruziana (C).

4. Discontinuités des faciès

Les faciès présentés jusqu'ici correspondent au corpus qui nous permet de réfléchir au modèle de dépôt de l'Ordovicien marin. Ils s'enchaînent de manière concordante, à l'exception des érosion liées à la morphodynamique des corps sédimentaires qui les constituent. Certains faciès sont cependant modifiés au niveau de surfaces stratigraphiques particulières, ce dont on tiendra compte dans l'analyse séquentielle.

La modification la plus commune est la rubéfaction. C'est le cas par exemple des hardgrounds. Ce sont des passées ferrugineuses, d'une épaisseur de quelques centimètres, associées à une bioturbation intense mais mal définie, indiquant une absence temporaire de dépôt de sédiments et un environnement propice sur le plan nutritionnel. La formation de ces surfaces durcies coïncide généralement avec les maximums d'inondations au sein des séquences transgressives (Fig. III.20).

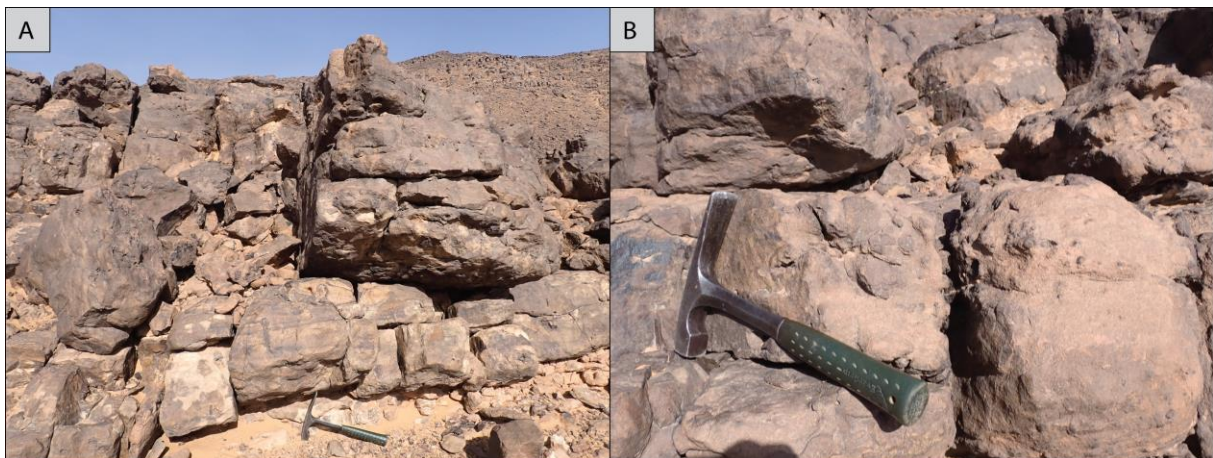


Fig. III.20 : Surface durcie ferrugineuse au sein d'un banc de grés très bioturbés laissant voir à la base un litage oblique (A). Détail sur l'aspect de cette surface très bioturbée (B).

Un autre type de surface est l'incision majeure, c'est-à-dire sur plusieurs dizaines de mètres. Nous avons essayé de traquer les surfaces de vallées incisées car cela nous aurait permis d'essayer d'expliquer la présence de faciès tidaux par la présence d'estuaires. Mais nous n'en avons pas trouvé. Nous avons observé une seule incision majeure, et c'est celle qui définit le sommet de notre coupe de Tabelbela. Une rapide cartographie de cette surface suggère qu'elle corresponde à une paléovallée de plus de 50m de profondeur (Fig. III.21).

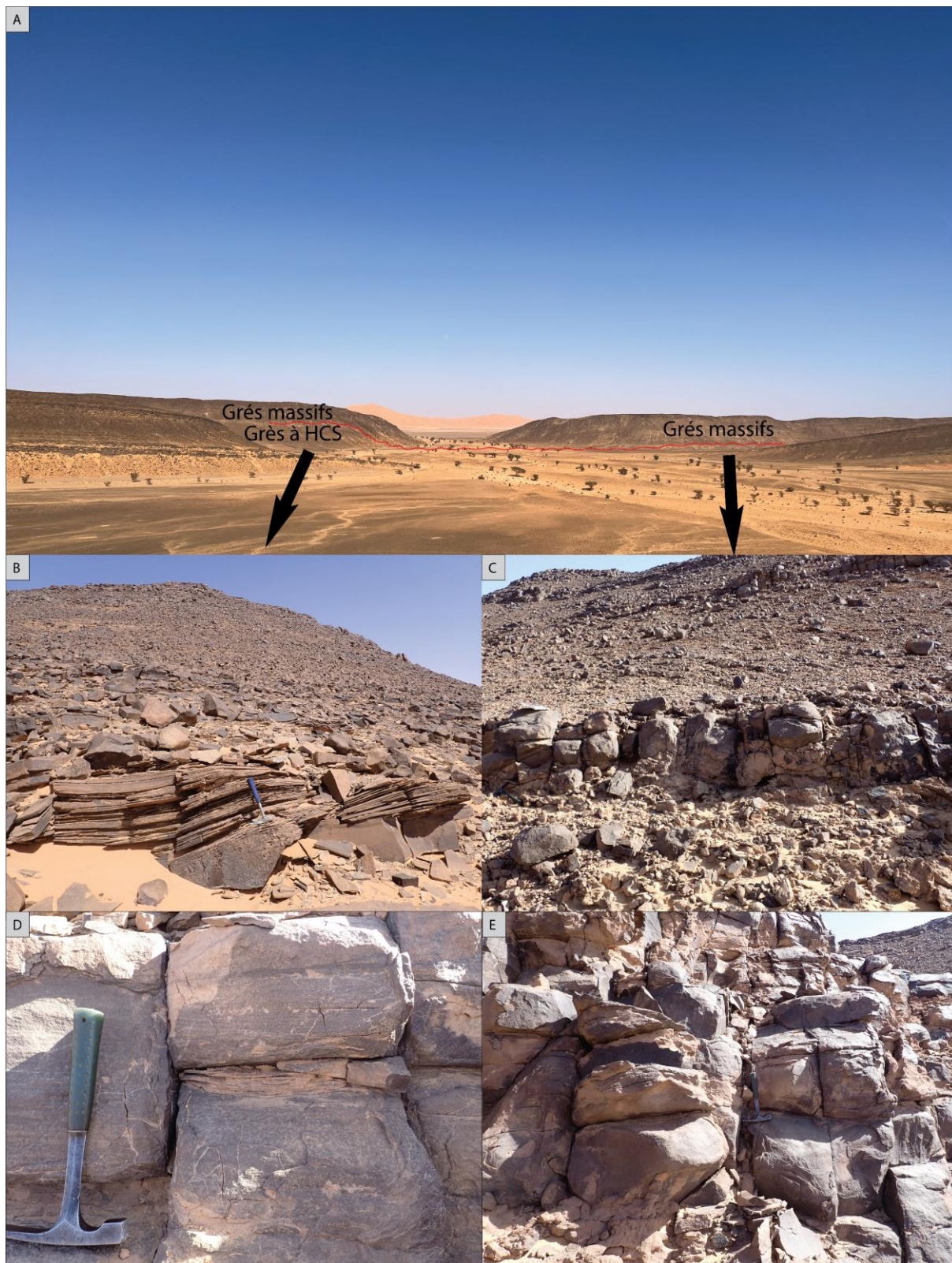


Fig. III.21 : Remplissage du facies F18 en remplissage d'incision sur au-dessus du facies F6 de l'association de FA3 (A), facies F6 montrant des HCS non amalgamés du shoreface supérieur FA3 (B), facies F18 se présente comme des grès massifs (C) avec des laminations discrètes (D), et de forme lenticulaire (E).

Les dépôts qui la recouvrent sont des grès moyens à grossiers, en bancs lenticulaires d'épaisseur métrique, à base érosive, souvent astructurés, voire avec des litages obliques plans ou à rides asymétriques très discrets. Ces faciès présentent une altération en pelure d'oignons assez caractéristique.

Ces faciès, vraiment plus grossiers que tous les autres décrits dans notre corpus, n'ont pas été intégrés à notre modèle. La coïncidence de grès grossiers au-dessus de cette surface d'érosion majeure n'exclut pas qu'il y ait des incisions plus bas, mais à tout le moins elles ne seraient pas marquées par une excursion granulométrique aussi notable.

5. Organisation spatiale des faciès

Deux types de profils de dépôts ont été définis : un système de rampe de haute énergie et un système tidal.

La mise en place des dépôts à courants unidirectionnels par un système deltaïque est exclue pour deux raisons : Nous avons essayé de vérifier si ces dépôts gréseux correspondent à des systèmes deltaïques, mais leur aspect tabulaire sur des distances de l'ordre de centaines de kilomètres complique leur identification en tant que deltas. Cette analyse a été réalisée en examinant les affleurements selon une orientation SE/NW. En supposant que les deltas progadaient vers le nord sur une coupe présentant une composante E-W, on devrait observer des amincissements latéraux, même en cas d'absence de biseaux de progradation clairement discernables, les amincissements latéraux devraient être identifiable mais ce n'est pas le cas.

Si nous considérons la possibilité qu'il s'agisse d'un delta, nous pourrions supposer que tous les paléocourants suivent la même direction vers le nord et qui caractériserait une dynamique fluviatile dans cette région. Toutefois, en l'absence d'une quelconque preuve de dynamique fluviatile, il est difficile d'affirmer que nous avons affaire à un système deltaïque dominé par une dynamique fluviatile. Une autre possibilité serait un delta dominé par les

vagues, ce qui se traduirait par une simple protubérance de sable sur le littoral, vite remanié par les vagues. Cependant, dans ce cas, nous retombrons au point de départ, où il ne s'agirait pas d'un delta mais simplement d'un étalement de sable. L'existence de deltas dominés par la dynamique des vagues n'explique pas pourquoi nous observons des structures de courants et des corps sédimentaires dominés par le courant et préservés du remaniement des vagues. Nous savons que dans des environnements côtiers exposés à des vagues puissantes, les grès présentant des structures de courants (cross-bed) se sont plutôt formés à la limite de cette dynamique de vagues. Par conséquent, si nous envisageons un delta fluvial que nous n'avons pas encore identifié, cela signifierait que d'une séquence à l'autre, il y aurait des variations importantes dans la fréquence des vagues, ce qui semble peu probable et conduit à rejeter cette hypothèse trop contraignante.

Les faciès répertoriés (Tab. III.1) ont été ordonnés depuis leur pôle proximal jusqu'au pôle distal, et regroupés en quatre principaux environnements de dépôt limités par les changements hydrodynamiques : le niveau de base des tempêtes, le niveau de base des vagues de beau temps, le niveau de la basse mer (de vive eau), le niveau de la haute mer (de vive eau). L'offshore supérieur est compris entre les deux premiers niveaux, le shoreface entre les deux suivants, et le foreshore entre les deux derniers (et, en l'absence de marées, c'est l'amplitude de la plage). Cela donne les associations : FA 1 (Facies Association 1) correspondant à l'offshore supérieur, FA 2 correspondant au shoreface, et FA3 au foreshore (Fig. III.22). Dans le cas d'une topographie de système tidal, le foreshore-shoreface n'est pas la partie supérieure d'une rampe homoclinale comme on peut supposer que c'est le cas dans le profil dominé tempête. Deux types de profils pour un système tidal sont proposés, l'un en position ouverte de système dominé par les vagues et modulé par la marée, et un autre dans un environnement protégé des vagues, comme une baie estuarienne par exemple (Fig. III.22).

Offshore supérieur	Shoreface	Foreshore	Plateforme Dominé vagues	Environnements
Offshore supérieur	Shoreface	tidal bar - channel swash bar tidal flat	Profil Bay Profil Open Coast	

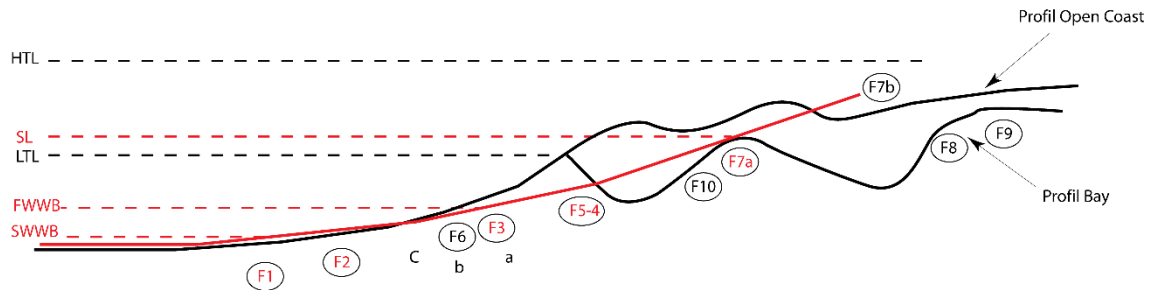


Fig. III.22 : Modèles de faciès pour les faciès de l'Ordovicien de la Daoura. Le profil de dépôt change selon l'influence de la marée et l'exposition aux vagues. Le profil exclusivement construit par les vagues a une géométrie de rampe homoclinale. Dans les environnements influencés par la marée, le foreshore-shoreface est soit constitué de barres de déferlement s'il est exposé aux vagues, soit d'estrans et de barres tidales s'il est protégé des vagues (profil d'estuaire ou de baie).

5.1. Cortèges de rampe dominée par les tempêtes

Les associations de faciès de rampe de haute énergie (Fig. III.23) sont principalement caractérisées par des dépôts silto-gréseux montrant l'influence des tempêtes (HCS-SCS). Les HCS en tant que structures indiquant une oscillation 3D (très turbulente) s'expriment jusque dans l'offshore, en partant de l'hypothèse que les faciès silto-argileux (F1) constituent le fond hémipélagique. Soit la plate-forme est peu profonde, soit les vagues sont très grandes. L'intrusion d'HCS dans les silts montre bien que ce sont des événements de tempêtes. Le faciès à HCS forment des cortèges strato- et granocroissants.

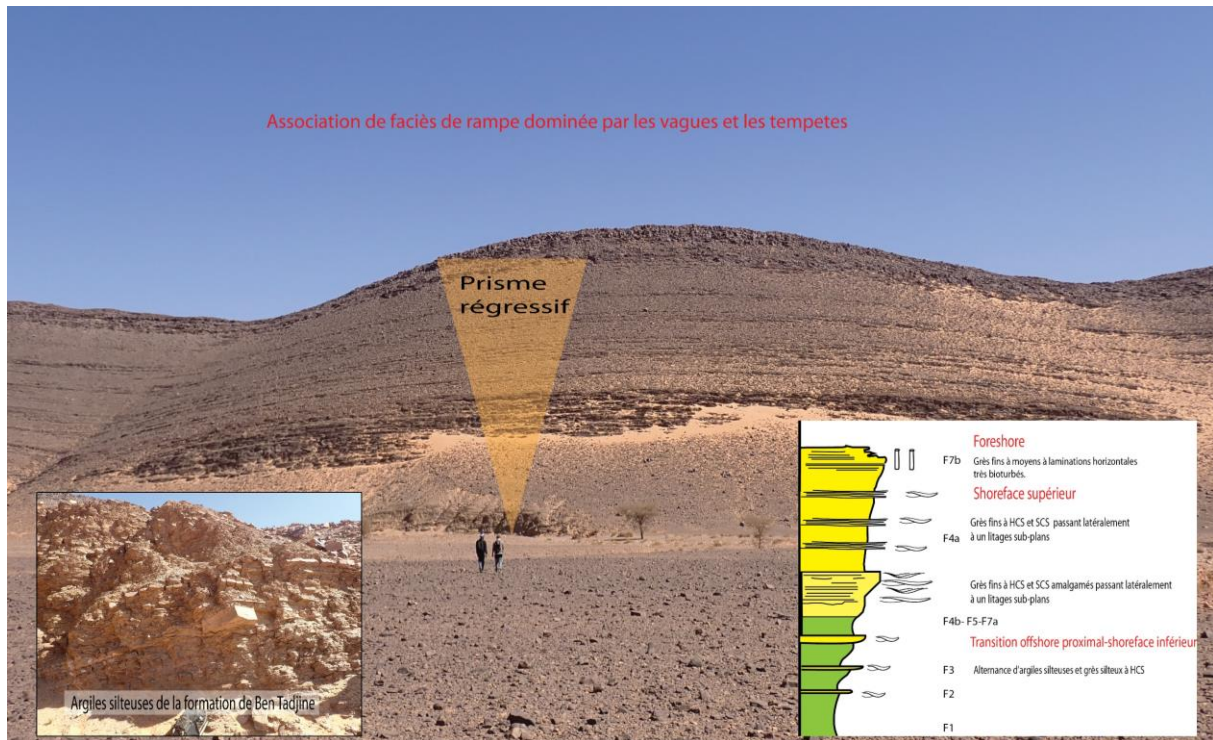


Fig. III.23 : Succession régressive typique des faciès de rampe dominée par les tempêtes.

Ces cortèges comportent à la base des faciès dans lesquels les HCS sont petites et non amalgamées (F1-F2-F3 : de l'offshore transition vers le shoreface inférieur), passant verticalement à des HCS-SCS de plus grande taille et progressivement plus amalgamés (F4b-F4c). A partir du faciès F4, ces faciès intègrent latéralement à des faciès à litages plans (F7a) indiquant un milieu de shoreface supérieur. Les faciès terminant ces cortèges sont des dépôts proximaux de shoreface à foreshore de plus en plus bioturbés. Cette association traduit la progradation (régression) d'un prisme littoral (Fig.III.24). L'absence de faciès de backshore est une question. Peut-être que l'absence de cortège transgressif est une réponse : ils seraient tronqués par le ravinement transgressif. La question des cortèges de dépôt sera abordée plus en détail dans la partie concernant la stratigraphie séquentielle.

Rampe dominée vagues

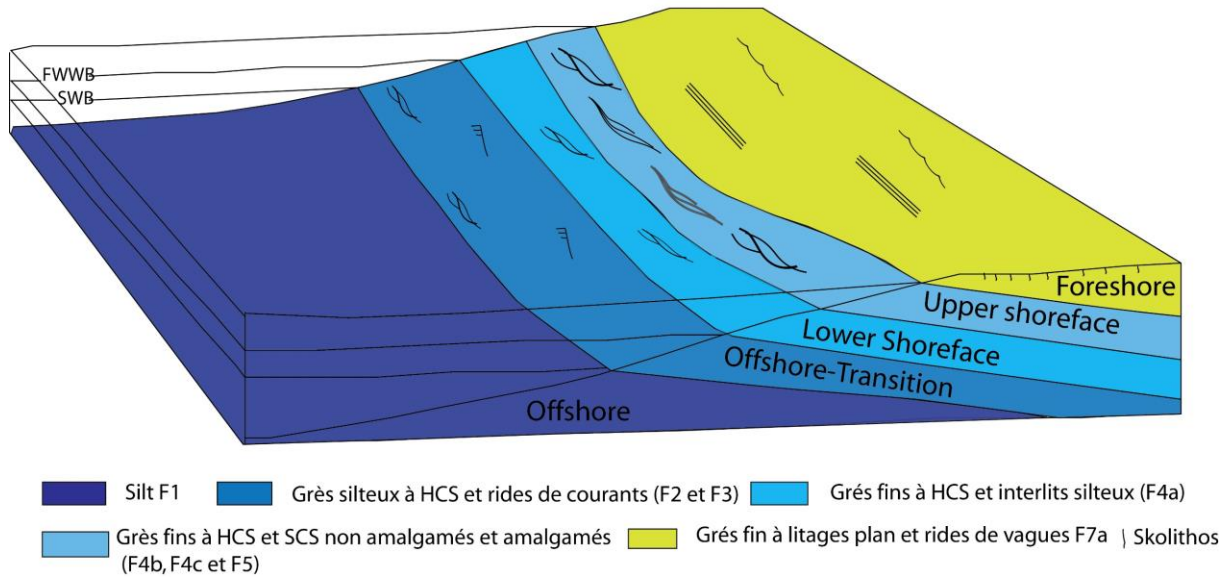


Fig.III.24 : Modèl de faciès montrant les associations de faciès de rampe silico-clastique d de haute énergie dominée par les vagues et les tempêtes.

5.2. Cortèges de faciès à influence tidale

L'influence tidale ne se fait sentir que dans les faciès proximaux (Fig. III.25). Les faciès proximaux où l'on a interprété l'influence de la marée dans des structures de tempêtes ont la même position dans les cortèges (vers le haut) que leur homologues purement dominés vagues (exemple : F4d versus F4c), ou même sont étroitement interstratifiés avec des faciès présents aussi dans les cortèges exclusivement dominés par les vagues (exemple : F6b dans F4c ou F5). La particularité dans ce dernier cas est la récurrence verticale dans ces dépôts de faciès à litage plan supérieur (F5 et F7), indiquant une apparition plus précoce du déferlement dans les suites progradantes. Cela peut être l'effet du marnage, qui en augmentant étend la fenêtre verticale du foreshore.

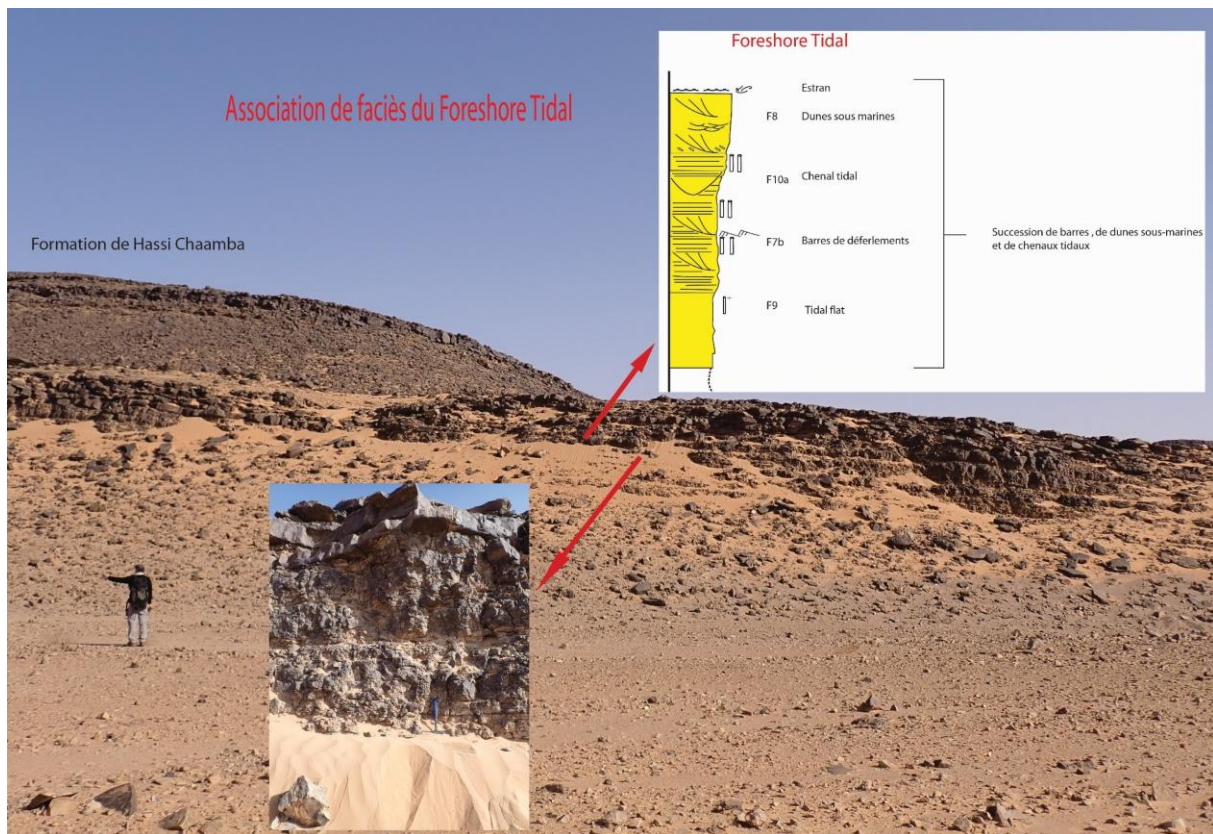


Fig. III.25 : Association de faciès de dépôts de foreshore tidal.

Les faciès tidaux de foreshore non exposés aux vagues, en revanche, ne constituent pas nécessairement des suites régressives. Ils peuvent être aggradants, à base franche sur n'importe quel autre faciès. Les assemblages de ces faciès dans l'espace sont difficiles à reconstruire. Les faciès d'estran (F8-F9) passent verticalement et latéralement à des barres de déferlement (F7b). Les passages latéraux sont observés le long de la coupe, à courte distance (moins de 100m), mais une reconstitution géométrique précise n'a pas été faite faute de temps. L'amalgamation de ces faciès rend l'exercice d'autant plus difficile. Les faciès de barre tidale (F10) tronquent également les faciès de déferlement (F7b), et passent en revanche latéralement à des faciès d'estran inférieur (F8) (Fig.III.26). Ces relations géométriques sont à prendre avec précaution mais elles permettent de dessiner une paléomorphologie littorale plus contrastée que celle d'une côte droite régressive dominée par les tempêtes (Fig. III.27).

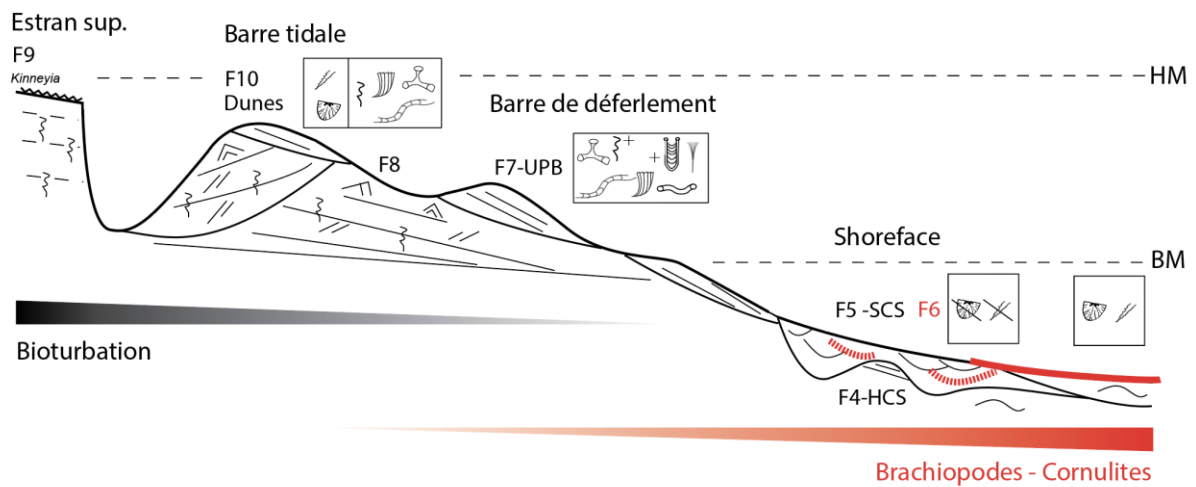


Fig.III.26 : Model de faciès montrant un environnement de dépôt d'un littoral dominé par les vagues et influencé par les marées dans un domaine plus ouvert à un domaine plus restreint dominé par les courants, interprété comme un domaine tidal. BM : Basse mer, HM : Haute mer.

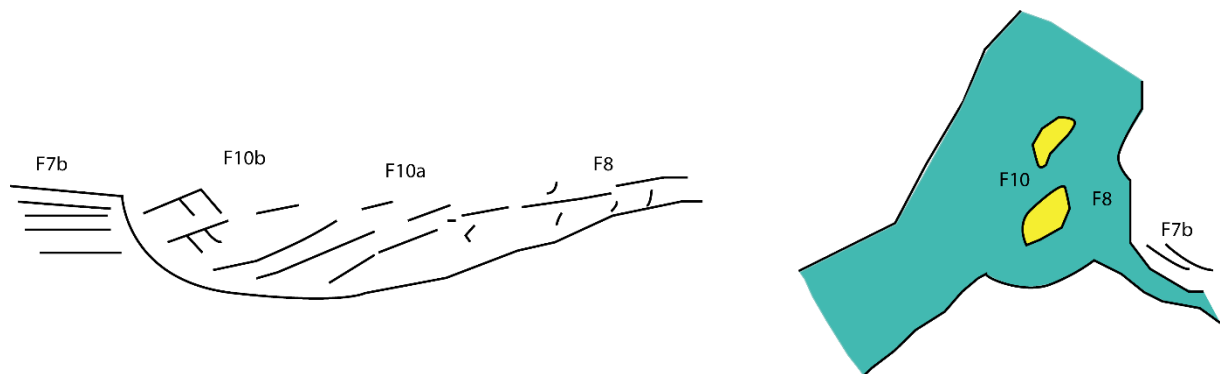


Fig. III.27 : A gauche, relations géométriques latérales et verticales entre les faciès de foreshore tidal observées dans une même succession de dépôts (échelle verticale : 10 m). A droite, reconstitution possible, montrant une embouchure de baie estuarienne.

L'organisation de ces faciès le long des coupes et leur variation régionale doivent être considérés avant d'envisager une explication du contrôle paléomorphologique sur la prédominance des vagues ou des marées sur la sédimentation littorale de l'Ordovicien de la Daoura. C'est l'objet du chapitre suivant.

Chapitre IV : Architecture stratigraphique de l'Ordovicien de la Daoura

Les faciès argilo-gréseux présents dans la région de la Daoura témoignent d'une sédimentation de plate-forme peu profonde à vergence générale vers le nord. La vergence du système de dépôt, telle qu'on pourrait la reconstituer en particulier avec les zonations proximal-distal, la variation d'épaisseur des dépôts littoraux, et les paléocourants, n'a pas été étudiée. Les conditions essentiellement 2D des coupes levées limitaient les possibilités de suivre les corps sédimentaires dans une direction sud-nord. Dans ce chapitre, nous présentons les logs réalisés (Fig.IV.1 et Fig.IV.2) et leur découpage séquentiel (Fig. IV.28 et Fig. IV.29). Le motif d'empilement des séquences est ensuite examiné en regard de la nature des faciès préservés, de manière à tenter d'établir un rapport avec le régime de sédimentation.

1. Description de la coupe de Ben Tadjine

1.1 Formation du Djebel Ben Tadjine

La formation du Djebel Ben Tadjine, d'une épaisseur de 900m, au-dessus de la dalle à lingules sur cette coupe, est constituée d'unités dont la base transgressive est recouverte par des éboulis, mais de ce fait interprété comme silteuse. Les dépôts affleurant au-dessus des éboulis constituent des successions strato- et granocroissantes de faciès à dominante gréseuse (Fig. IV.3).

La première unité est argilo-silteuse, dominée par les faciès d'offshore, leur empilement sur plus de 400m accommodant le maximum transgressif du Cambrien supérieur.

La deuxième unité est caractérisée par des dépôts de shoreface-foreshore dominé tempête (F7a passant verticalement et latéralement à F4c), avec une bioturbation assez pauvre à *Skolithos*. Ces faciès, gréseux, constituent des amalgamations de bancs dans des suites métriques à décamétriques. Ces paquets de grès sont séparés par des niveaux silteux (F1), l'ensemble dessinant la succession stratocroissante typique dans les coupes des

systèmes dominés tempête. Le parallélisme de ces dépôts est de rigueur, à l'échelle du paysage (Fig. IV.4).

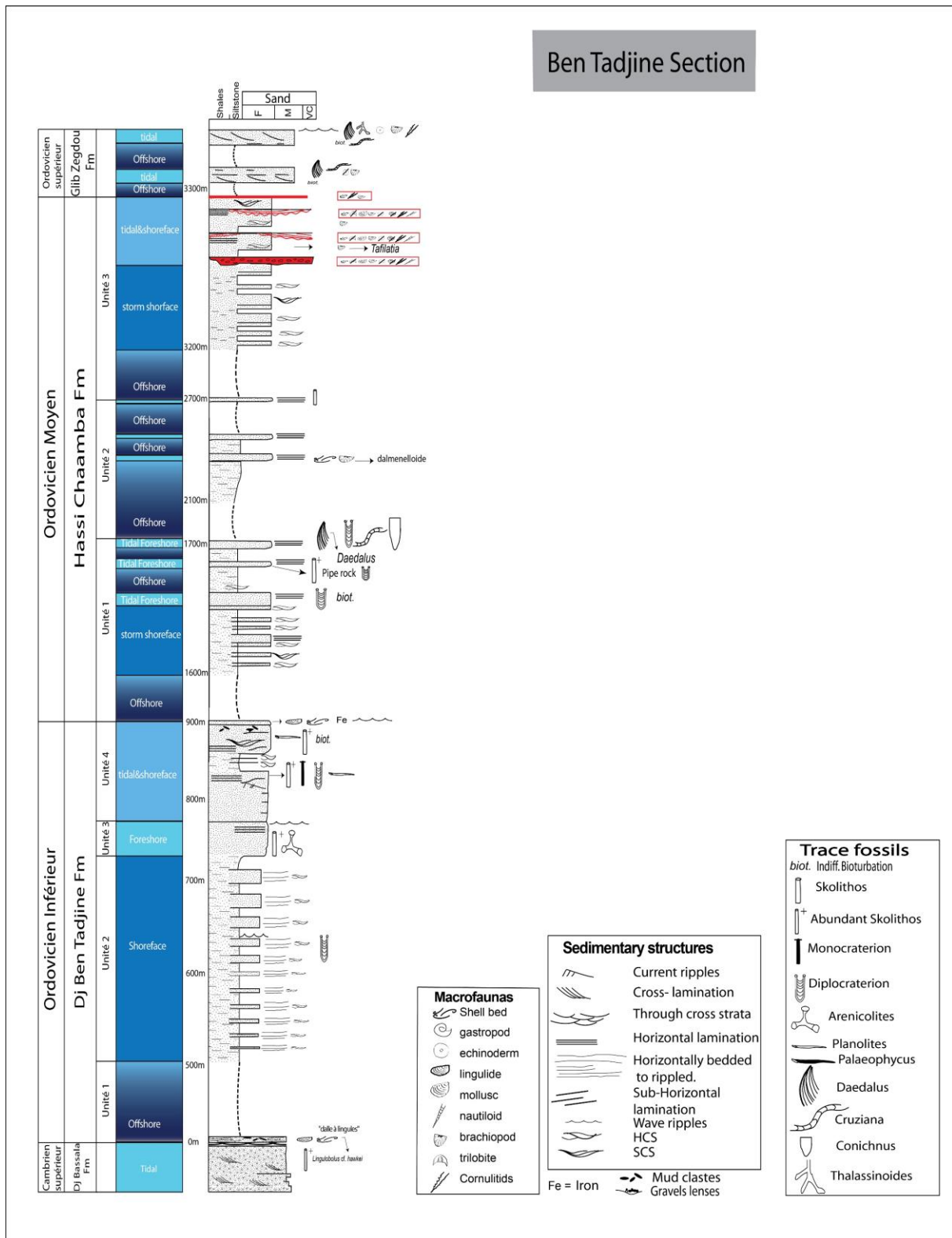


Fig. IV.1 : Log levé en 2020 dans l'Ordovicien de la Daoura dans la région de Ben Tadjine.

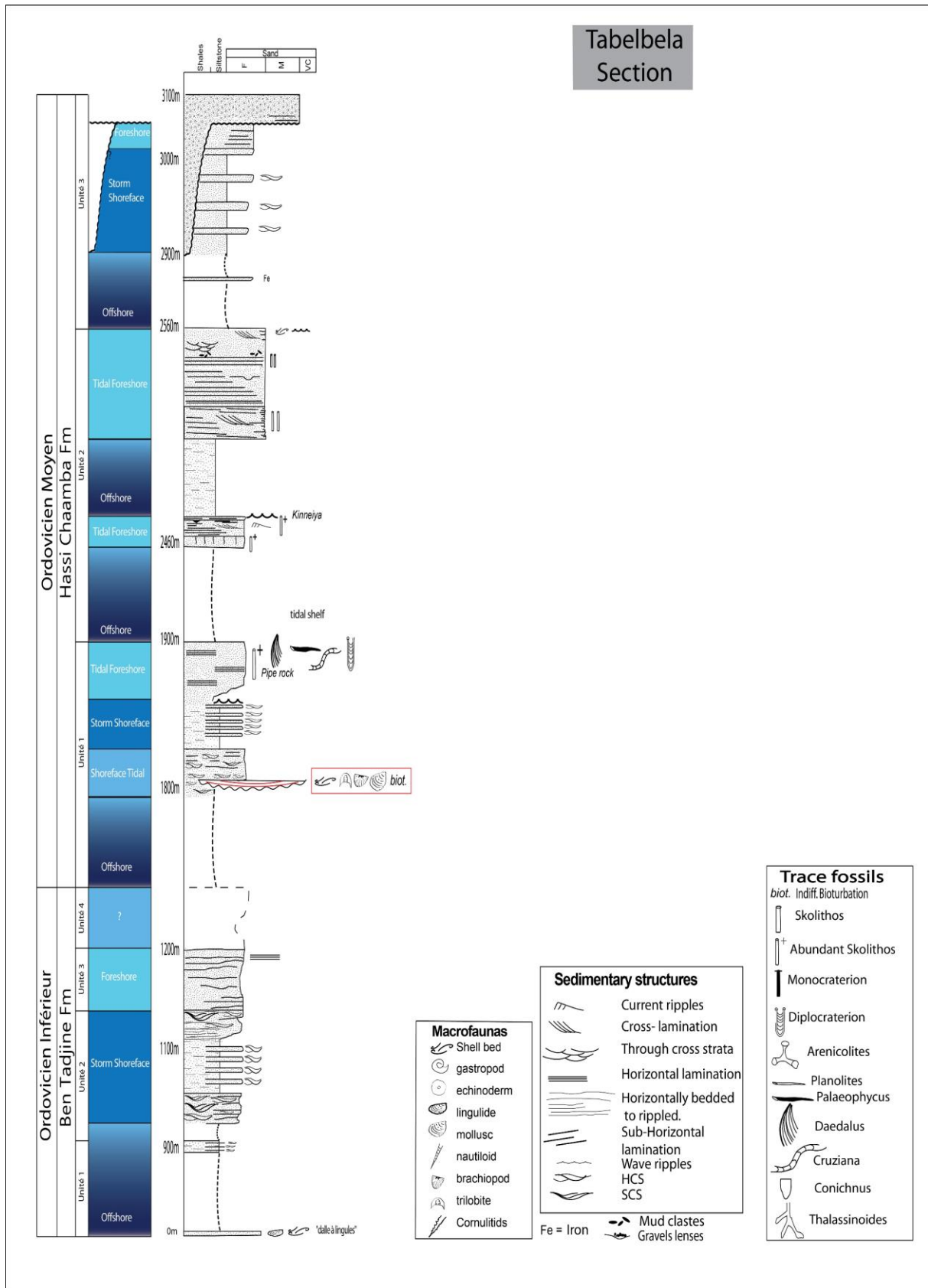


Fig.IV.2 : Log levé en 2023 dans l'Ordovicien de la Daoura dans la région de Tabelbela.

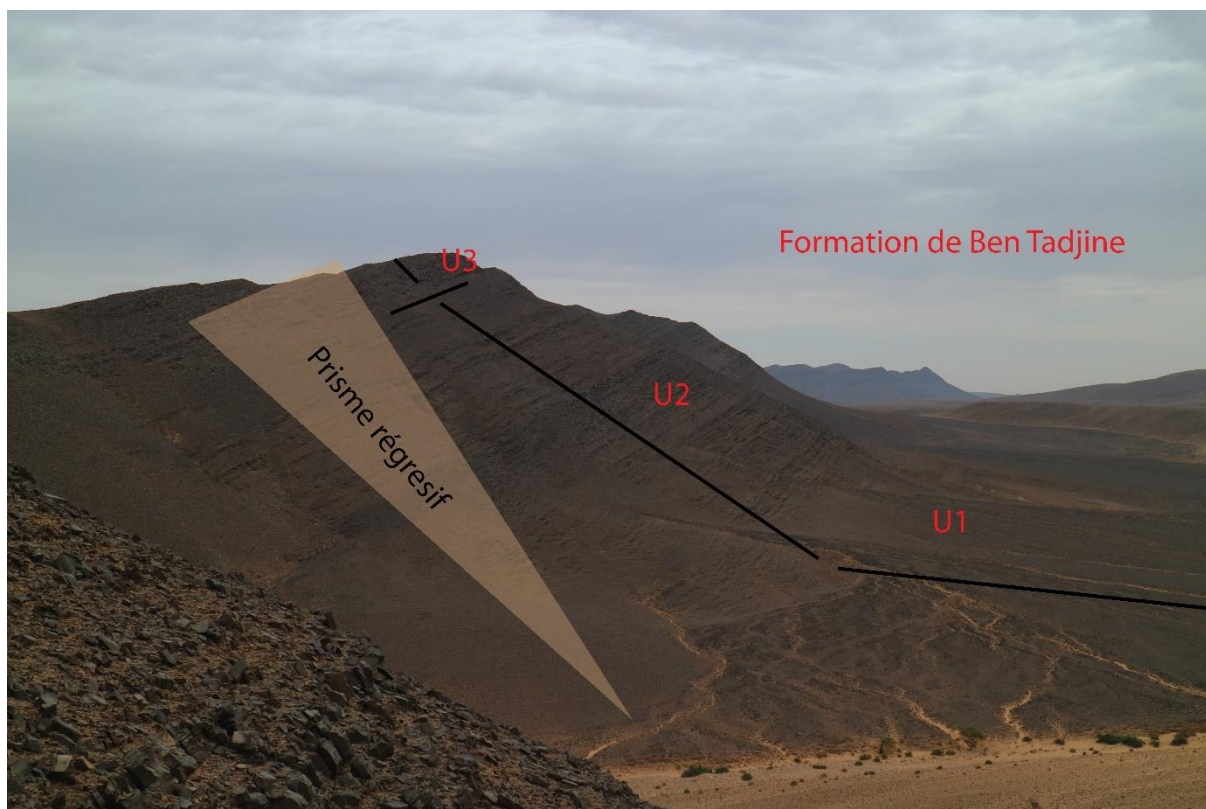


Fig. IV.3 : Coupe de Ben Tadjine. Formation du Djebel Ben Tadjine, constituée de trois unités, la partie affleurante au-dessus des siltites couvertes de l'unité inférieure constituant une séquence transgressive.

Les cortèges silt-grès métriques à décamétriques dans cette succession sont interprétés comme des cortèges régressifs de haute fréquence. Le caractère progressif des séquences à haute fréquence n'est pas toujours exprimé, et l'arrivée des grès à leur base assez abrupte. Cela suggère que le différentiel entre la hauteur des vagues de tempêtes et celles de « beau temps » ne soit pas très grand. La différence de bathymétrie entre la SWB et la FWWB serait moindre et, en conséquence, le passage silt/grès plus abrupt.

La troisième unité est constituée de dépôts de foreshore (F7b), avec une bioturbation riche en *Skolithos* et, ici, *Planolites* (Fig. IV.5). Les grès rougeâtres de l'unité 3 constitue la corniche du Djebel Ben Tadjine, qui forme un repère dans le paysage.

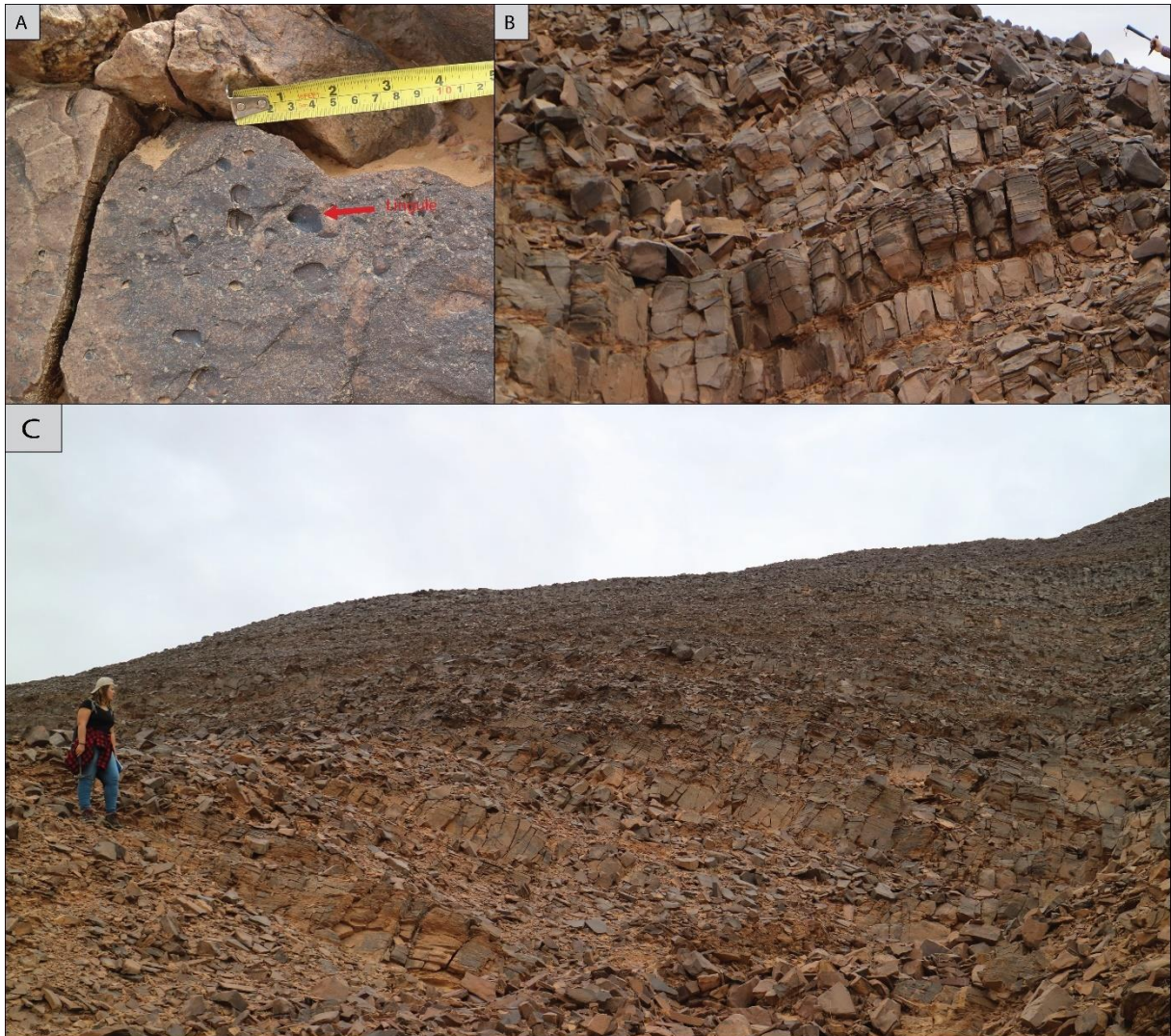


Fig. IV.4 : Coupe de Ben Tadjine. Dalle à lingule (Tremadoc) à la base de la formation du Jebel Ben Tadjine (A). Unité 2 illustrant le caractère des grès à l’affleurement, avec une apparence concordante et tabulaire (B). Alternances silto-gréseuses interprétées comme des parasequences (C).

La quatrième unité, présente sur le revers nord de la cuesta du Jebel Ben Tadjine, présente une meilleure préservation des faciès de déferlement, avec des interstratifications entre des SCS et des litages plan (F5 et F7b). Il se termine par un niveau renfermant des coquilles de brachiopodes associées à des galets mous ainsi qu’un niveau ferrugineux.

Sur l’ensemble de nos observations, les lags coquilliers et les niveaux ferrugineux, qui sont interprétés comme des indices de by-pass ou de condensation, sont en position sommitale des parasequences, correspondant aux surfaces d’inondation (transgression). L’abondance de faciès de déferlement sur une épaisseur plus grande au sommet de l’unité 4

que dans les autres serait alors l'indice du passage d'une progradation à une rétrogradation à l'ordre inférieur. Nous reviendront sur ce point à propos des shell beds.



Fig. IV.5 : Coupe de Ben Tadjine. Formation du Djebel Ben Tadjine. Grès rougeâtres à faciès de foreshore de l'unité 3 (A), associés à des pistes de types planolites (B). Alternance silto-gréseuses à HCS de l'unité 4 (C) passant à des grès blancs à laminations horizontales et SCS indiquant l'aggradation de dépôts de déferlement (D). Ce membre se termine avec un niveau coquiller à brachiopodes (E) et une surface ferrugineuse (F).

1.2. Formation de Hassi Chaamba

La formation de Hassi Chaamba comprend trois unités affleurants chacune comme une succession de trois talus et cuestas bien visibles dans le paysage, sauf l'unité 3 qui est entièrement recouverte sur la coupe (Fig. IV.6).

La première unité, est caractérisée à sa base par des argiles d'offshore masquée par les alluvions quaternaires, passant à la première cuesta. Celle-ci commence avec des alternances de dépôts fins masqués par les débris, et des grès très fins en plaquettes à HCS

(F4b) indiquant un environnement de shoreface supérieur de haute énergie dominé par les tempêtes, ces dépôts se présentent comme une succession de séquences à haute fréquence, exprimant un empilement progradant-rétrogradant à l'ordre inférieur (Fig. IV.7), passant verticalement à des grès fins à laminations horizontales (F7b) du foreshore (Fig. IV.7).

Au sommet de cette unité, dans le cortège transgressif d'ordre inférieur, de très nombreuses traces fossiles sont préservées dans des faciès de foreshore. Les ichnofossiles sont caractérisés par une importante proportion de terriers verticaux formant des pipe rocks à *Skolithos* et *Daedalus*.

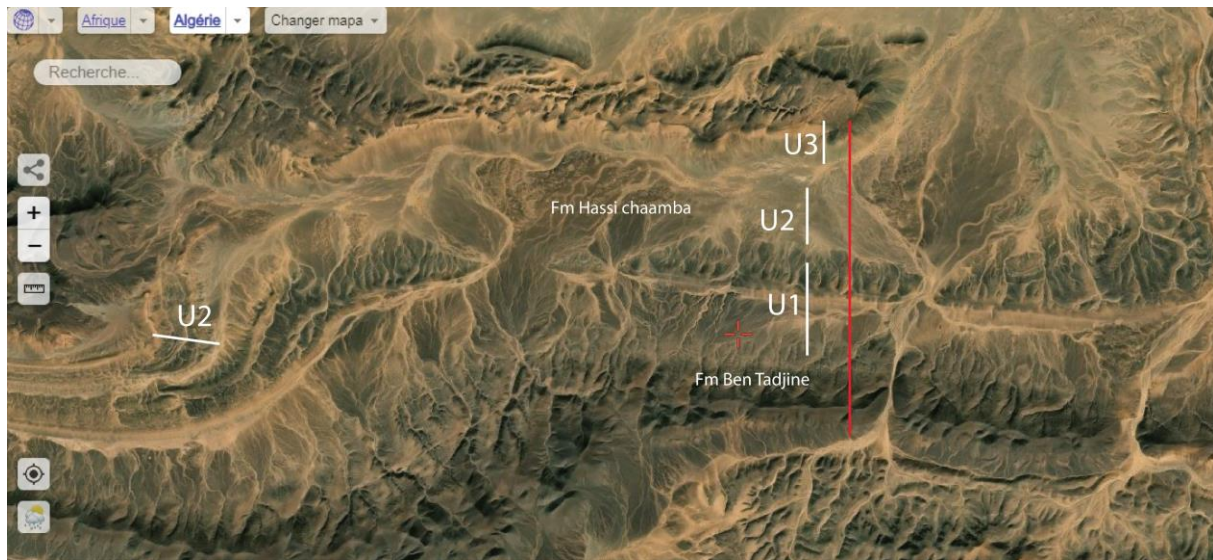


Fig. IV.6 : Photo satellite montrant la coupe de Ben Tadjine avec la formation du Djebel Ben Tadjine et la formation de Hassi Chaamba. Cette dernière se subdivise en trois unités. Il est à noter que la deuxième unité est masquée par des alluvions le long de la coupe principale, mais elle affleure à l'ouest (N29° 5' 54" W 3° 56' 25").

La deuxième unité, observée à l'ouest de la coupe (Fig. IV.6), est également constituée d'une alternance argilo-gréseuse. La partie gréseuse est composée de 5 mètres de grès blancs fins à laminations planes (F7b). Au sommet de ces grès, des rides de courants sont observées avec une direction SE-NW, dans une dalle à brachiopodes présentant des valves dorsales et ventrales bien préservées de *Dalmenelloide sp.* (Popov, communication personnelle) (Fig.IV.8). Ces grès passent verticalement à une combe argilo-silteuse verdâtre de 17 mètres d'épaisseur, pour atteindre le dernier banc gréseux d'un mètre d'épaisseur, constitué de quartzites à laminations horizontales (F7b).



Fig. IV.7 : Coupe de Ben Tadjine. Unité 1 de la formation de Hassi Chaamba. Partie inférieure de la cuesta (A) caractérisée par un empilement régressif de séquences à haute fréquence avec un shoreface à HCS (B). Les dernières séquences à haute fréquence de ce cortège ont un foreshore à pipe rocks de *Skolithos* (C). Partie supérieure, transgressive, au-dessus d'une surface de by pass (D), comprenant des grès à *Daedalus* dans le foreshore des séquences à haute fréquence (E).

La partie supérieure de ce membre débute avec une longue combe argilo-silteuse verdâtre de 2 km, dissimulée sous les alluvions quaternaires, passant à un dépôt de grès fins associés à quelques Skolithos.

Il est à noter qu'aucun faciès de shoreface n'a été observé, et l'offshore transition passe directement au foreshore, ce qui pourrait impliquer des régressions forcées (mais l'érosion basale n'a pas été documentée).

En se basant sur la proportion des silts sur plusieurs cycles de haute fréquence, et le caractère plus au moins tidal dans ces grès, nous interprétons ces dépôts comme la phase du turnaround qui souligne le début de la transgression.

Donc l'unité 2 montre un cortège de dépôt de 3^{em} ordre exprimant une tendance régressive à la base passant à une tendance transgressive (Fig. IV.9).



Fig. IV.8 : Coupe de Ben Tadjine. Unité 2 de la formation de Hassi Chaamba. Dalle à brachiopodes (*Dalmenelloide* sp.) avec une bonne préservation des valves dorsales et ventrales.

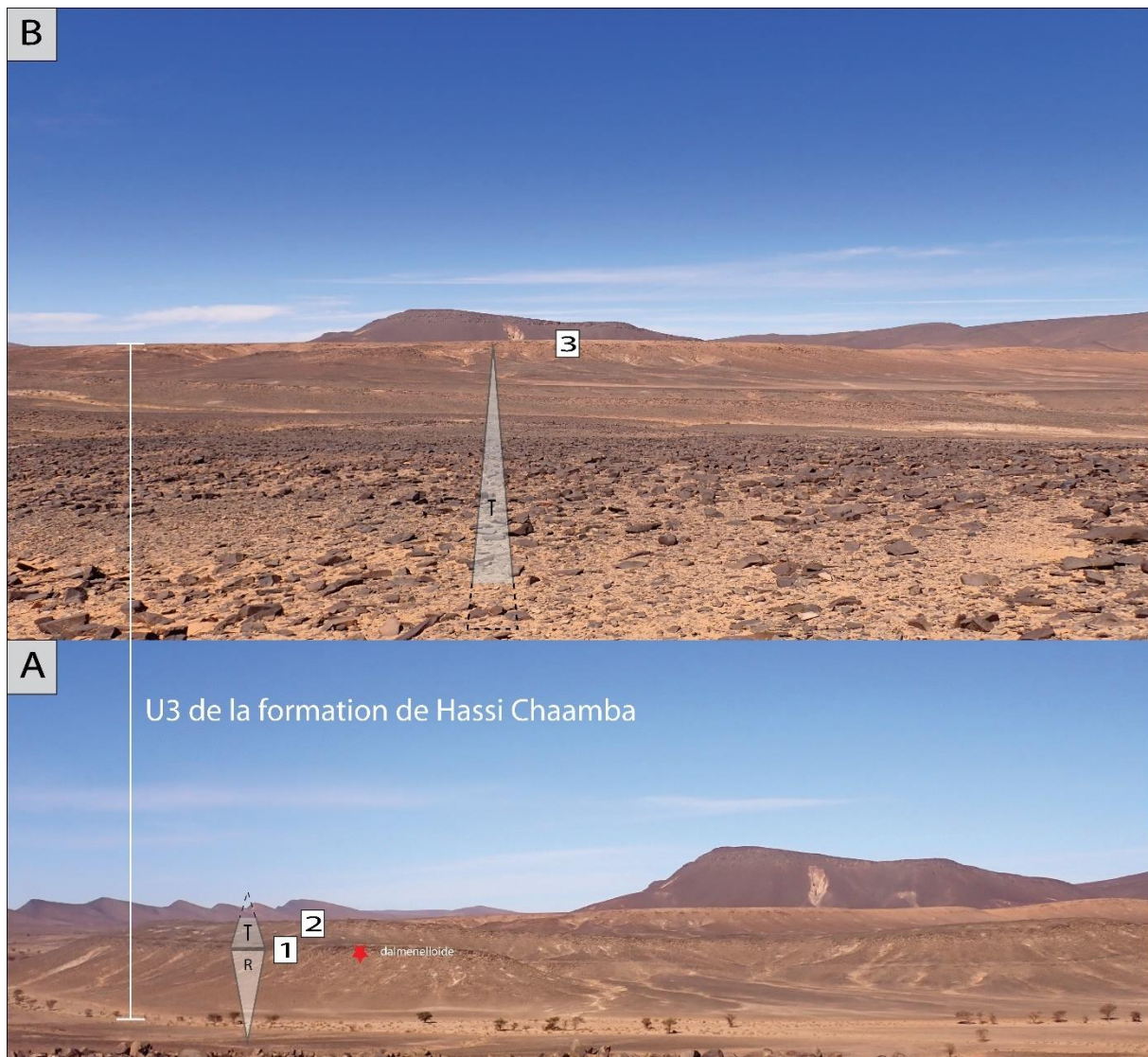


Fig. IV.9 : Coupe de Ben Tadjine. Unité 2 de la formation de Hassi Chaamba, constituée de séquences transgressives et régressives. Cette deuxième unité commence avec deux cuestas coiffées par deux niveaux gréseux (1) et (2). Le niveau (1) est caractérisé par la dalle à brachiopodes dalmenelloïde (A), tandis que le niveau (2) passe à une combe de 2 km argilo-silteuse verdâtre d'offshore transgressif pour finir avec le dernier niveau gréseux (3) du foreshore régressif (B).

La troisième unité commence, après un important non-vu (que nous estimons là encore correspondre à une succession de silts), par des séquences à haute fréquence caractérisées par des silts d'offshore (F1) passant à des grès fins à HCS (F4a) et des SCS (F5) de shoreface supérieur, correspondant à une rampe dominée tempêtes. Les premières séquences à haute fréquence montrent une tendance régressive, avec un taux d'amalgamation qui augmente vers le haut. Ce cortège régressif de séquences à haute fréquence est coiffé par la première occurrence de conglomérat de shell beds (concentrations

coquillères) (F6a), que nous interprétons comme la surface de régression maximale. Les 3 séquences à haute fréquences sus-jacentes constituent un empilement transgressif. Les 2 premières séquences à haute fréquence de ce cortège transgressif montent dans le foreshore dominé tempêtes (F4b-F7a) et sont tronquées par une surface de ravinement surmontée par un ensemble de shell beds rythmiques (F6b). La troisième monte dans la transition shoreface-foreshore (F5) et est coiffée par un lag bioclastique (F6c).

A cause de l'abondance de cornulitides parfaitement préservés dans les shell beds F6b qui pourraient être éventuellement des lagerstätten (Fig. V.10), observation posant problème au plan paléoécologique, Nous reviendrons en détail sur ce membre de la formation de Hassi Chaamba dans l'article présenté au chapitre V. L'idée qui est défendue est que les concentrations coquillères (shell beds) sont préservées au turnaround entre un cortège régressif, profilé tempête, et un cortège transgressif, profilé marée et favorable à l'expansion des biota.

Les dépôts de foreshore dans les séquences à haute fréquence de l'unité 3 de la formation de Hassi Chaamba montrent aussi la présence de brachiopodes bien préservés de l'espèce *Tafilatia* (Popov, communication personnelle) (Fig. IV.11).

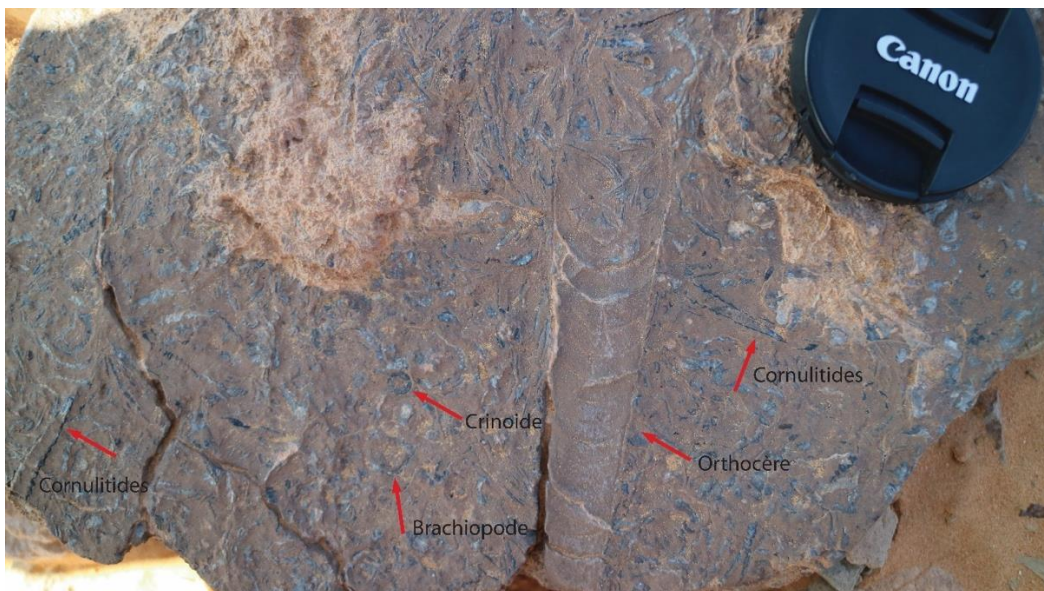


Fig. IV.10 : Coupe de Ben Tadjine. Unité 3 de la formation de Hassi Chaamba. Shell bed caractérisé par une densité fossilifère importante, la principale composante de cette couche bioclastique est polytypique et constituée de Cornulitides, Orthocère, Brachiopodes, Crinoïdes.

La séquence transgressive comprenant la fin de la formation de Hassi Chaamba qui se prolonge jusqu'à la partie inférieure de la Formation de Glib Zegdou (Fig. IV.12).

La Formation de Glib Zegdou n'affleure pas dans son intégralité, seule la partie inférieure du premier membre est visible le long de cette coupe. Elle est caractérisée par des associations de faciès de barre et chenal tidal indiquant localement des paléocourants vers le nord-ouest (F10), intensément bioturbés par *Skolithos* et *Daedalus* (F10a) ou ponctués par des surfaces à *Thalassinoides* et *Cruziana* (F10b). Ces dépôts contiennent de nombreuses empreintes de brachiopodes et de cornulites. La présence de cornulites dans des dépôts de foreshore est mise en évidence pour la première fois (Vinn, comm. pers.).

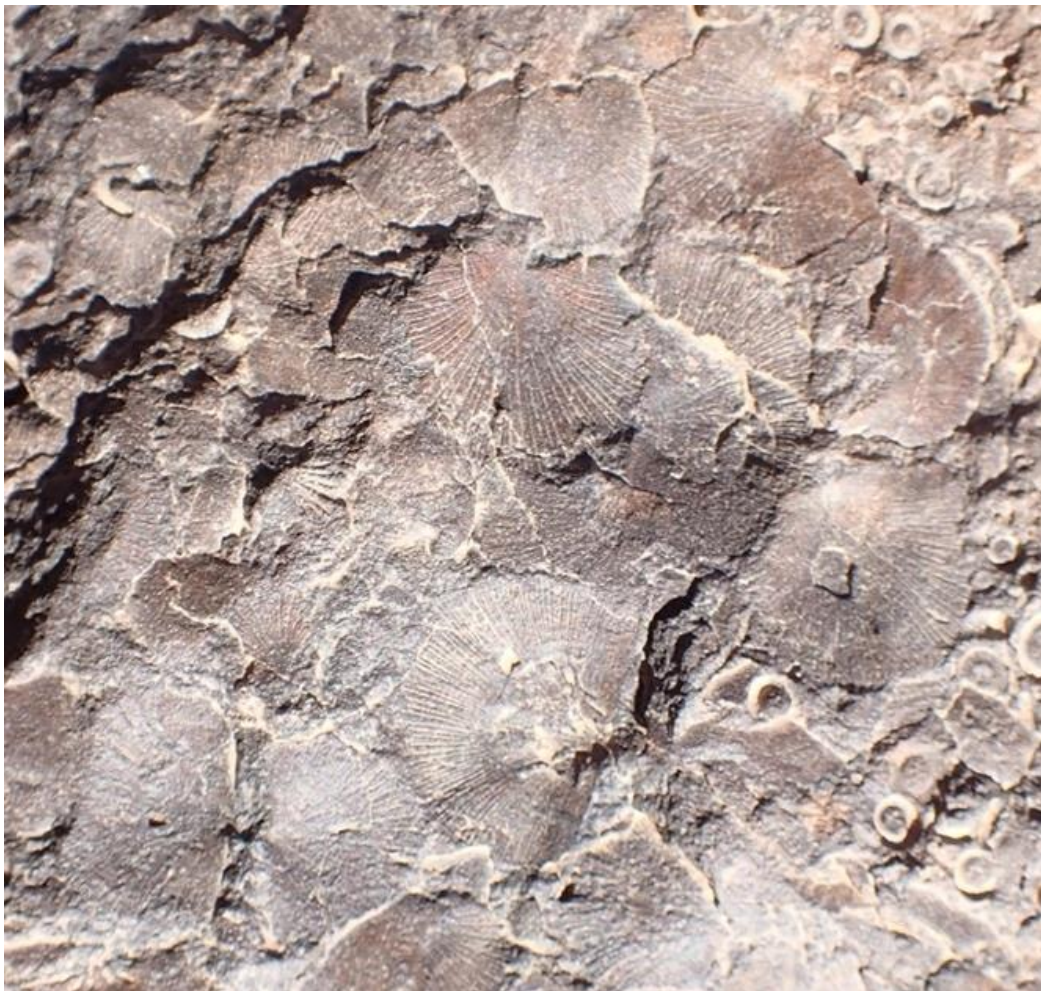


Fig. IV.11 : Coupe de Ben Tadjine. Unité 3 de la formation de Hassi Chaamba. Moule externe ventral d'un strophomenide rafinesquinid, de l'espèce *Tafilatia*.

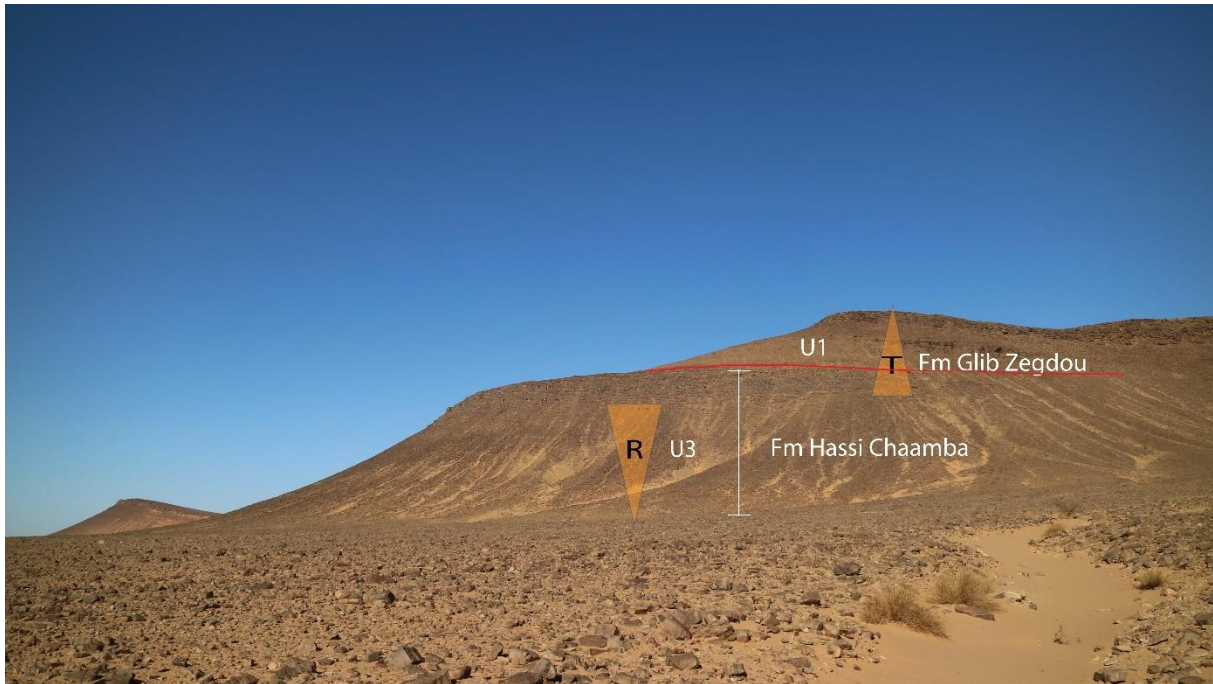


Fig. IV.12 : Coupe de Ben Tadjine. Quatrième unité de la formation de Hassi Chaamba constituée d'empilement de séquences à haute fréquence, passant à une séquence transgressive d'empilement de séquences à haute fréquence, ces dernières sont ponctuées de shell beds transgressifs. La séquence transgressive se poursuit jusqu'à la première unité de la formation de Glib Zegdou.

2. Description de la Coupe de Tabelbela

La coupe de Tabelbela est située à une soixantaine de km à l'est de la coupe de Ben Tadjine. En raison d'un accès difficile au terrain, nous n'avons pas pu décrire la quatrième unité de la formation de Ben Tadjine. Les autres unités et formations permettent de discuter l'évolution de la sédimentation dans l'espace est-ouest, a priori la direction alongstrike de la paléocôte ordovicienne.

5.3. Formation du Djebel Ben Tadjine

La formation du Djebel Ben Tadjine commence avec « la dalle à lingule » du Tremadoc, riche en coquilles de brachiopodes inarticulés « Lingules », qui marque le passage du Cambrien à l'Ordovicien (Fig. IV.13). Elle a été observée au sommet des séries fluviales à influence tidale du Cambrien supérieur.

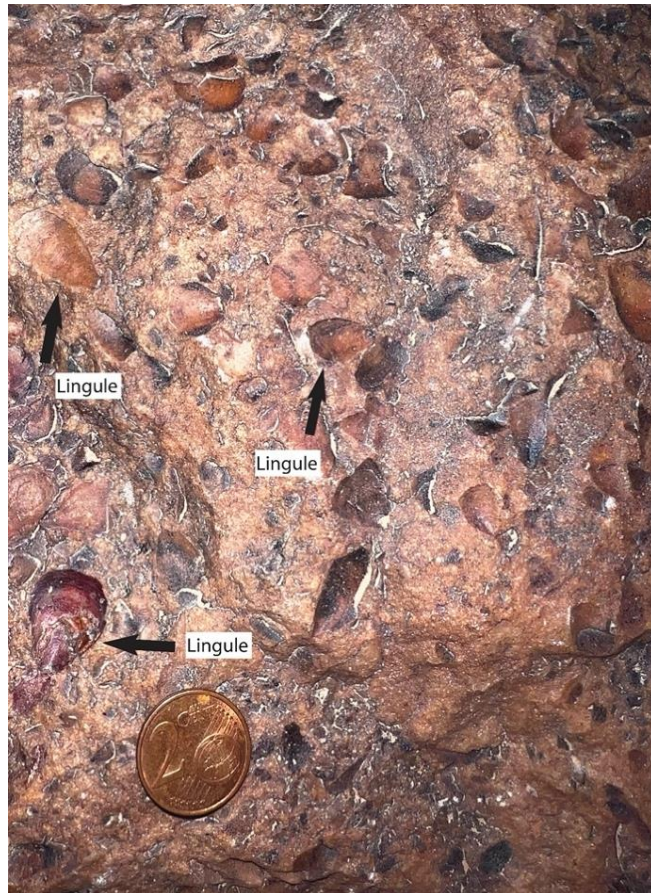


Fig. IV.13 : Coupe de Tabelbela. Banc gréseux riche en coquilles phosphatées de brachiopodes (Dalle à Lingules, Trémadoc), servant de niveau repère pour la limite Cambrien-Ordovicien.

Les argiles de l'unité 1 dessinent une combe bien visible dans la topographie, recouverte par les alluvions quaternaires. La partie supérieure de cette unité est caractérisée par une alternance silto-gréseuse d'une épaisseur de 10m, bien visible à la faveur d'un grand arrachement situé à flanc de colline. Cette alternance silto-gréseuse est strato et granocroissante. Elle est caractérisée par des silts rougeâtres passant à des grès très fins, continus avec de petites HCS non amalgamées (F2). Ces silts passent parfois à des grès fins montrant des HCS et des litages de rides (F3). Cet environnement est interprété comme un milieu d'offshore transition, associé à des tempêtes distales.

Cette première unité passe vers la deuxième unité à travers une combe argileuse qui ne semble pas affleurer. Probablement, comme ailleurs dans ce cas, ce sont des argiles d'offshore dissimulées sous les débris rocheux de la couche supérieure.

La partie affleurante de la deuxième unité coïncide à l’affleurement avec les premiers niveaux gréseux qui ressortent dans le paysage. Il s’agit de couches décimétriques à métriques de grès fins grisâtres à HCS et SCS amalgamées de grandes amplitude (F4c), qui passent latéralement à un litage sub-plans (F7a), indiquant une rampe dominée tempêtes comme au Djebel Ben Tadjine (Fig. IV.14). Les faciès les plus proximaux passent abruptement à des alternance silto-gréseuse (F1-F2), évoluant à nouveau vers des niveaux gréseux à HCS (F4a) suivant un motif de séquences à haute fréquence.

La troisième unité forme une corniche massive qui constitue un niveau repère sombre et très continu dans le paysage, constituée de grès fins à laminations planes de foreshore (F7a). Le passage abrupt des argiles au grès du foreshore indique une régression forcée. Rappelons que dans la coupe de Ben Tadjine, les séquences à haute fréquence homologues sont plus complètes et bioturbées au toit, ce qui permet d’esquisser la variabilité de la paléogéographie locale. Pour cet intervalle, l’influence des vagues sur le profil de dépôt est donc plus marquée à Ben Tadjine qu’à Tabelbala, où elle ne s’enregistre que dans de très faibles bathymétries.

L’empilement vertical des séquences de haute fréquence sur l’ensemble de ces trois unités montre une séquence régressive allant de l’offshore transition au foreshore (Fig. IV.15).

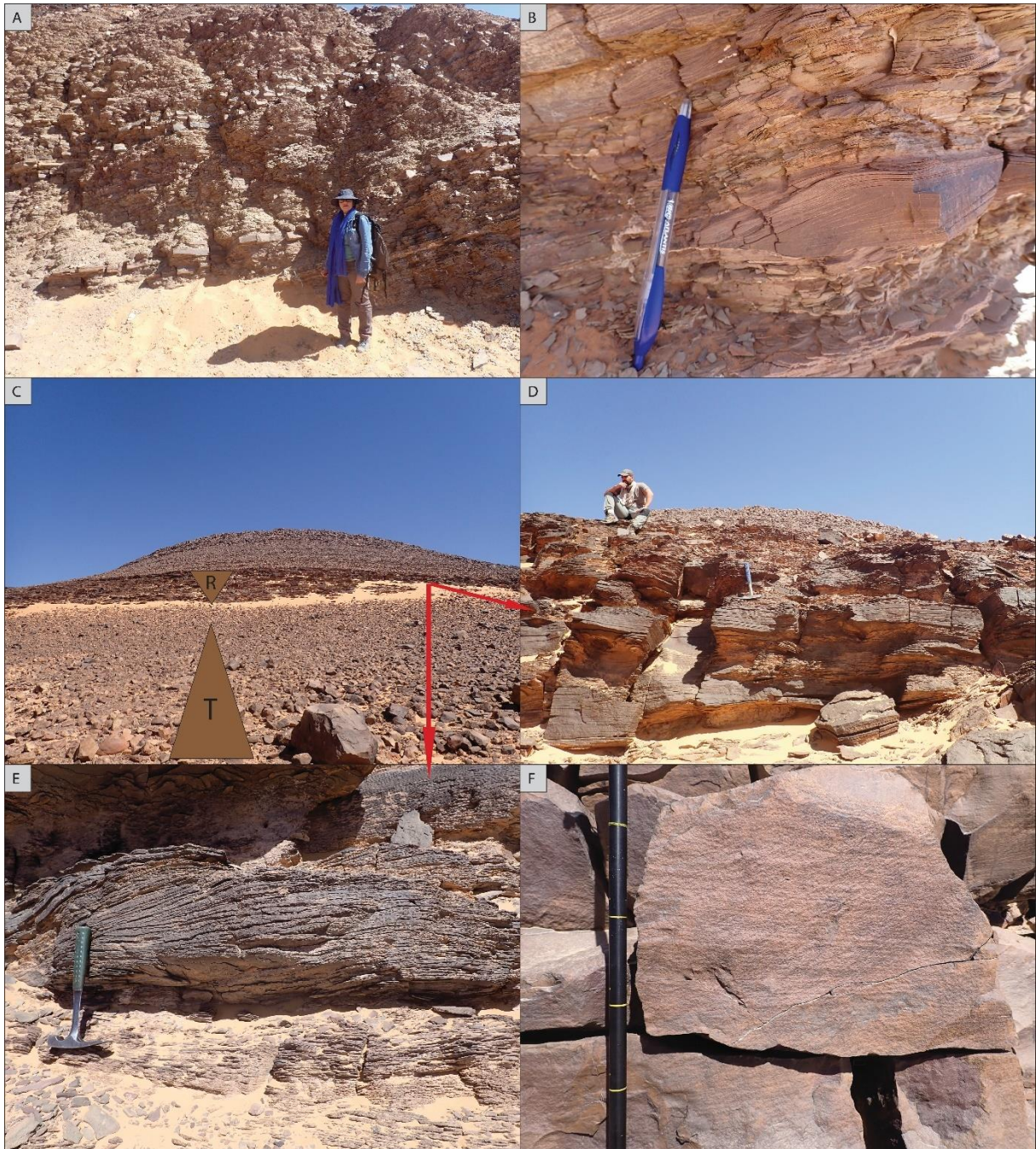


Fig. IV.14 : Coupe de Tabelbela. Formation Ben Tadjine. Partie supérieure de l'unité 1, de 10 m d'épaisseur (A), caractérisée par une alternance silto-gréseuse dominée par des tempêtes distales de l'offshore transition (B). La partie inférieure de l'unité 2 montre deux cortèges haute fréquence : une transgressive de l'offshore et une régressive du shoreface supérieur (C), caractérisée par des grès à litages sub-plan (F7a) (D) et des HCS amalgamés (F4c) (E). L'unité 3 est exclusivement caractérisé par des grès de foreshore (F7a).

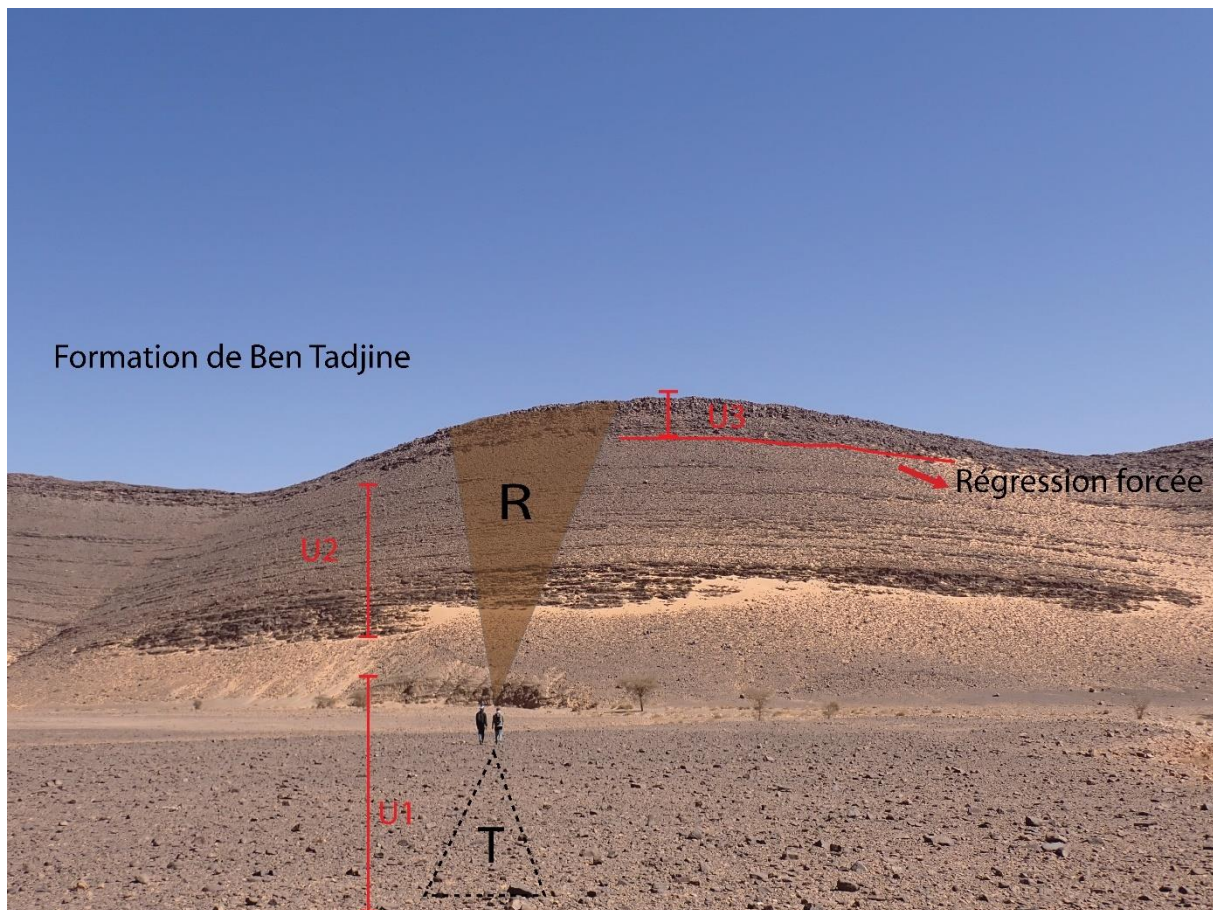


Fig. IV.15 : Coupe de Tabelbela. Formation de Ben Tadjine composée de trois unités, la première unité transgressive passant à une longue séquence régressive avec une régression forcée au niveau de la base de l'unité 3.

2.2. La formation de Hassi Chaamba

La formation de Hassi Chaamba, sur la coupe de Tabelbala, présente une succession de combes et de cuestas, avec trois cuestas clairement visibles dans le paysage (Fig. IV.27).

La première unité (Fig.IV.16) débute avec probablement une épaisse couche de silts (faisant suite à la quatrième unité de la formation de Ben Tadjine) qui est couverte par les alluvions quaternaires. La partie affleurante de ce membre, d'une épaisseur totale de 90 mètres, peut être subdivisé en trois cortèges de depot.

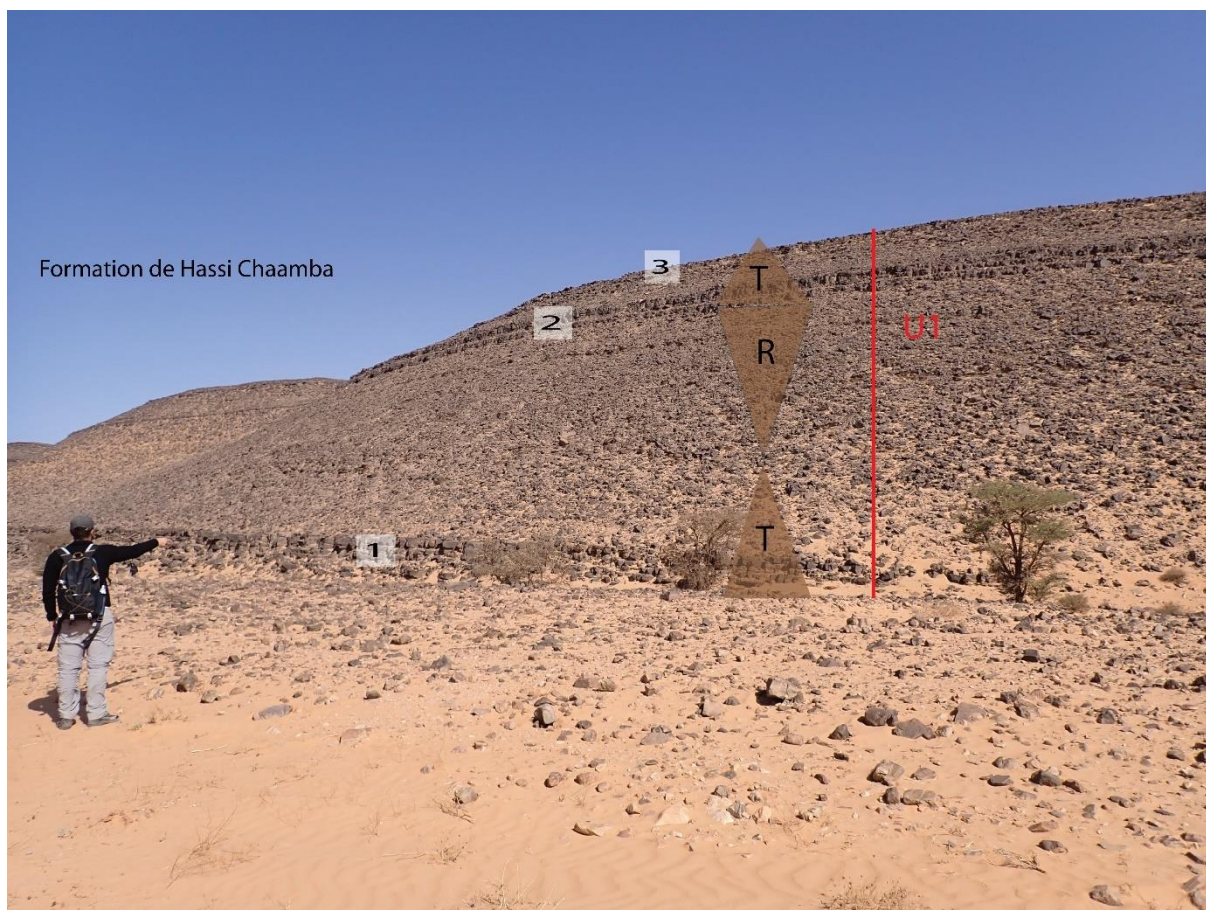


Fig. IV.16 : Première unité de la formation de Hassi Chaamba caractérisée par une cortège transgressif à la base évoluant vers un cortège régressif au sommet.

Le premier cortège, transgressif (voir chapitre V), commence avec des grès fins à HCS (F4a) et des SCS (F5) passant latéralement à un litage sub-plan (F7a). Des lentilles à shell bed (F6d) sont interstratifiées avec les dépôts à HCS (F4a) (Fig. IV.17). Nous retrouvons ici une organisation très similaire à ce qui a été observé dans la 3^e unité de la coupe de Ben Tadjine. Les faciès F6b et F6d, hormis l'absence de cornulites dans le faciès F6d, correspondent au même processus, dans le même environnement : une base de foreshore dominé par les tempêtes et influencé par la marée. Les shell beds du faciès F6d présents ici (et seulement ici) se caractérisent par une densité fossilifère importante, polytypique, constituée de brachiopodes, trilobites et gastéropodes. Ces bioclastes sont associés à des galets de grès, provenant probablement du remaniement.

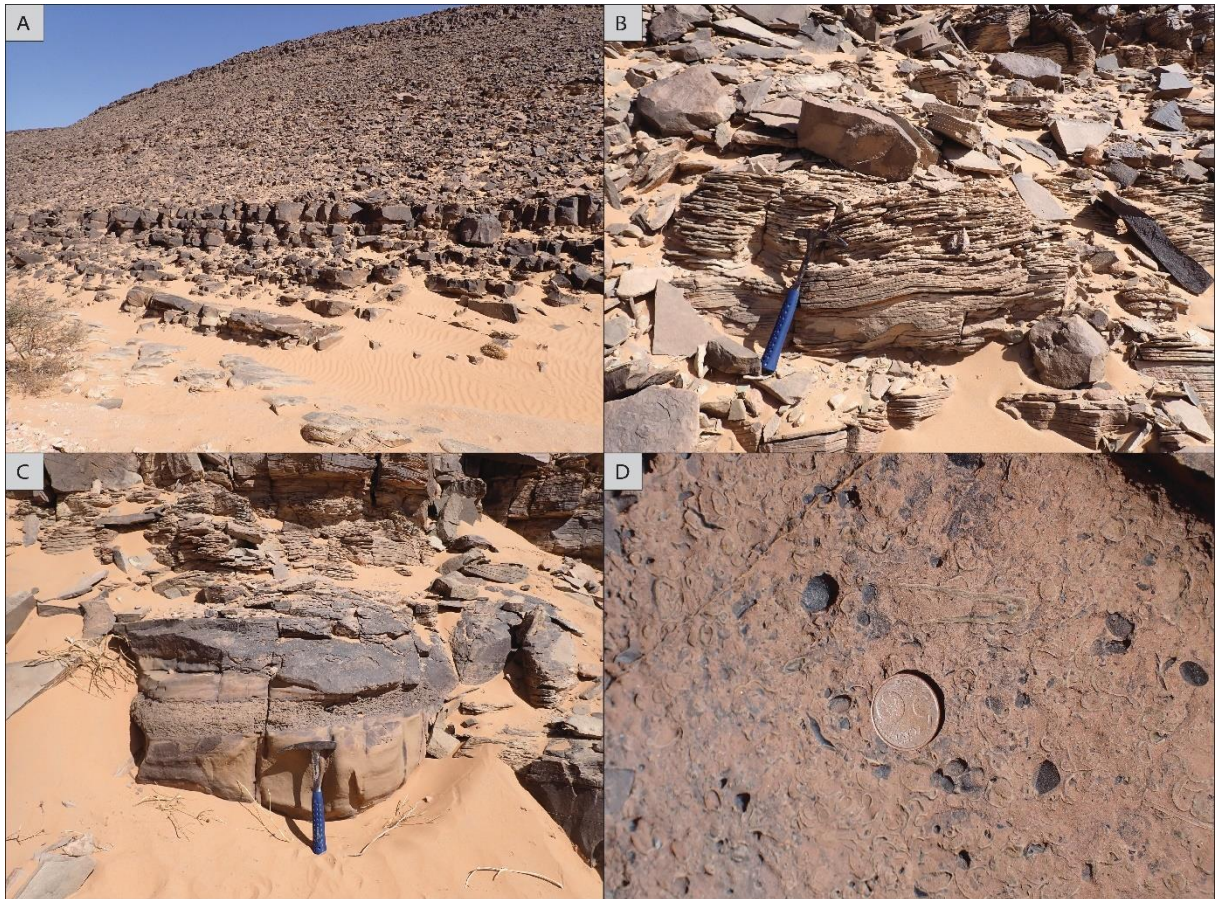


Fig. IV.17 : Coupe de Tabelbela. Partie inférieure de la première unité de la formation de Hassi Chaamba (A) caractérisée par des grès fins à HCS (B), passant latéralement et verticalement à des shell beds (F6d) (C/D).

Le deuxième cortège, régressif, est caractérisé par des grès à HCS hétérolithiques amalgamés (F4d) (Fig. IV.18), interstratifiés latéralement et verticalement avec des grès à litage plan (F7a). Ces faciès correspondent à un shoreface modulé par la marée. Ils sont organisés en séquences à haute fréquence métriques à plurimétriques limitées par des niveaux silteux. Les cortèges de dépôts à haute fréquence dans la partie sommitales ont une proportion croissante de faciès de barre de déferlement (F7b), très bioturbées par des pipe rocks de *Skolithos*, et aussi *Daedalus*, *Arenicolites* et *Rosselia*, ainsi que des pistes horizontales de *Cruziana* (Fig. IV.19).



Fig.IV.18 : Coupe de Tabelbala. Formation de Hassi Chaamba, partie supérieure de la première unité. Grès fins à HCS hétérolithique présentant des drapages silteux (F4d). Les flèches montrent des doublets dont l'interprétation est discutée au chapitre VI.

La deuxième unité de la formation de Hassi Chaamba (Fig.IV.20) débute avec une combe argileuse cachée par les dépôts alluviaux, émergeant à la base de la deuxième cuesta. La partie inférieure de la cuesta commence avec des dépôts de grès fins d'aspects noduleux, très bioturbés par des terriers verticaux de *Skolithos*, indiquant un environnement proximal de type tidal flat (F9). Ces dépôts passent verticalement à des grès fins de plage à laminations horizontales (F7b) et des mégarides avec une direction de paléocourant vers le nord-est, associées à des rides et de petites dunes hydrauliques (F8). Le sommet de ces dépôts présente des rides de vagues, des mattes bactériennes de type *Kinneiya* ainsi que des fentes de synérèse, suggérant une faible profondeur d'eau dans un milieu de type estran (Fig. IV.21). Cette succession de faciès dominés par des estrans tidaux, sur 30 m, est interprétée comme un cortège proaggradant pendant le début de la transgression.

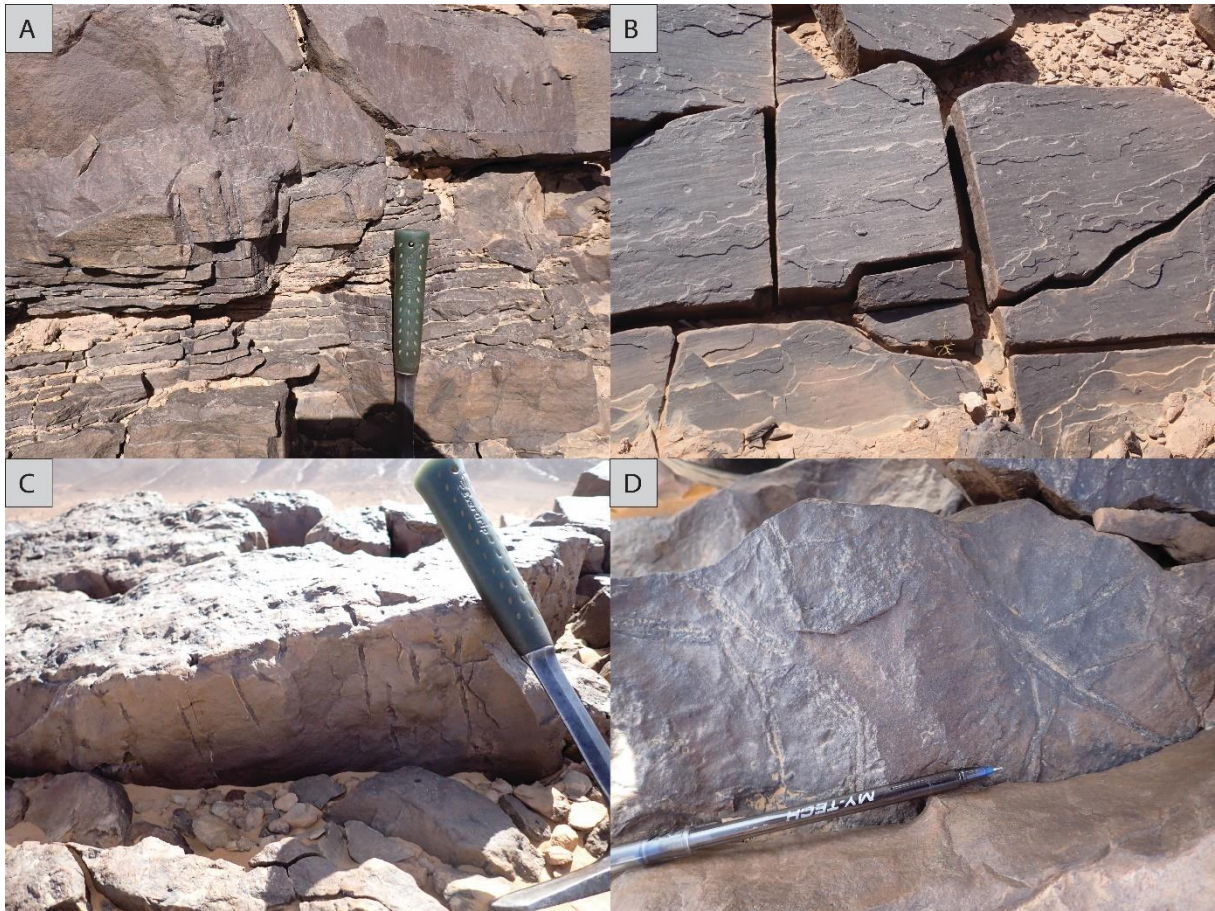


Fig. IV.19 : Coupe de Tabelbala. Grès à laminations horizontales de la partie supérieure de la première unité de la formation de Hassi chaamba bioturbés par des *Skolithos* (A, C), ainsi que des pistes de *Cruziana* (D), et présentant souvent à leur sommet une surface de by-pass de haute énergie marquée par une linéation de délit (B).

La partie médiane de la cuesta est exprimée par une combe silteuse de 30 mètres recouverte de blocs épars. Nous l'interprétons comme une séquence transgressive mais que nous ne pouvons pas documenter. Elle émerge à l'affleurement dans des grès très fins à litages sub-plans, parfois ondulés (F2) correspondant à un environnement d'offshore transition. Ces dépôts fins sont incisés par des dépôts de foreshore tidal (Fig. IV.22) caractérisés par des chenaux à lags de galets mous et litages obliques indiquant un paléocourant vers le nord-est (F10a). Cette discontinuité est interprétée comme une régression forcée. Les dépôts du foreshore tidal, empilés sur 30m, forment un cortège transgressif. Pour ces cortèges tidaux, où nous ne pouvons pas reconnaître des séquences à haute fréquence facilement, la tendance régressive ou transgressive des cortèges ne peut pas être basée sur le stacking pattern, ou l'empilement de cycles haute fréquence. Vue l'épaisseur pluridécamétrique des membres

gréseux de la formation de Hassi Chamba dans la coupe de Tabelbala, nous pouvons quand même supposer qu'il y ait des limites de séquence haute fréquence qui ne sont pas exprimées à l'affleurement. Une alternative serait d'avoir un remplissage aggradant de vallée incisée mais, comme dit précédemment, nous n'avons pas pu trouver de telle insision. L'interprétation la plus simple de ces membres de la formation de Hassi Chaamba est donc celle de l'amalgamation de dépôts de foreshores tidaux transgressifs (de haut niveau). Le découpage qui en résulte, à l'ordre inférieur est schématisé dans la Fig. IV.20.



Fig.IV.20 : Deuxième unité de la Formation de Hassi Chaamba caractérisée par deux séquences de 3eme ordre.

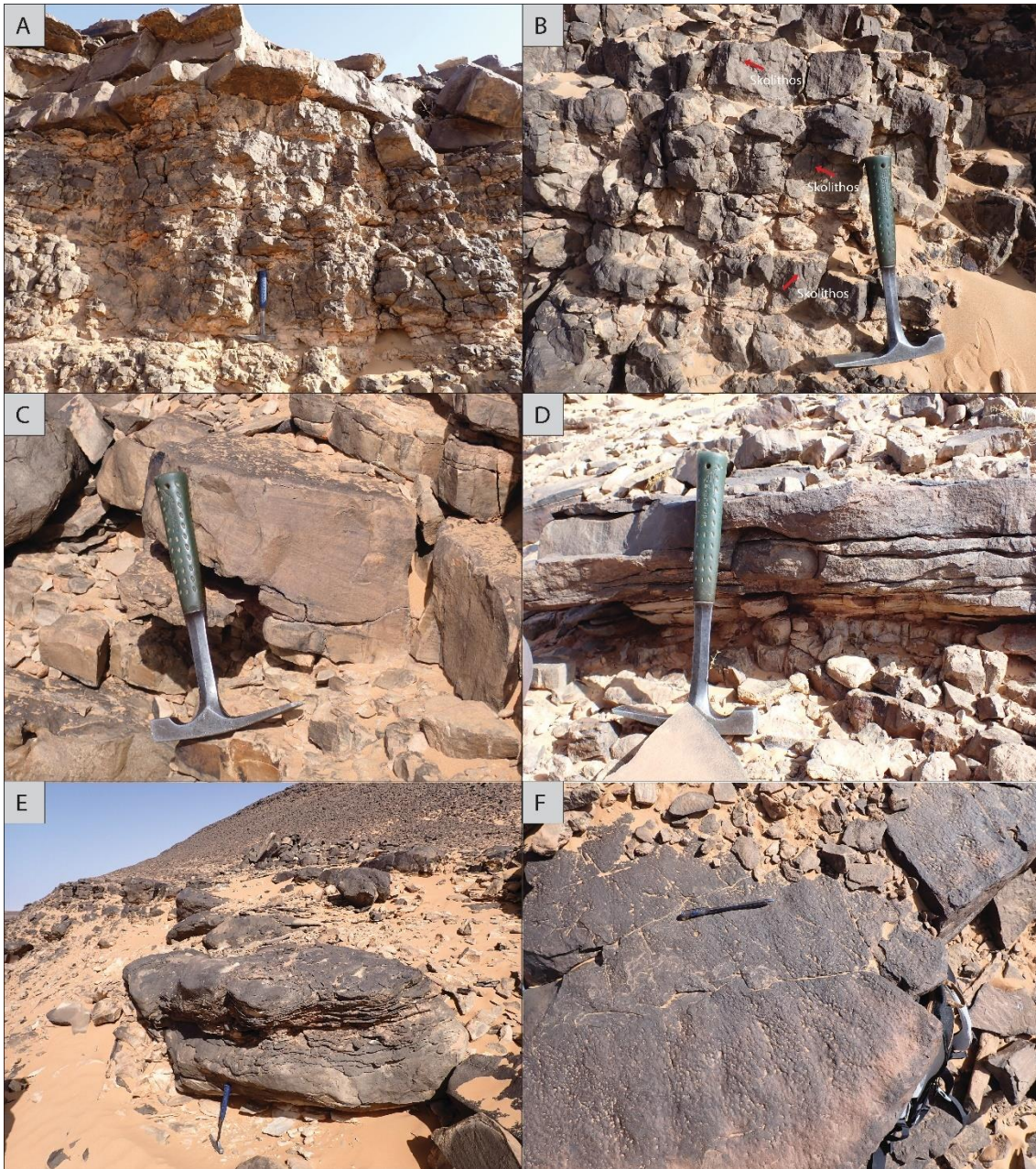


Fig. IV.21 : Coupe de Tabelbala. Partie inférieure de la deuxième unité de la formation de Hassi Chaamba, caractérisée par des dépôts d'estran tidal (A), très bioturbés et marqués par des terriers de *Skolithos* (B), ou avec des litages de dunes (C) et de rides (D) en remplissage de chenaux (E), avec des rides de vagues et des mattes bactériennes de type *Kinneiya* au sommet des bancs (F).

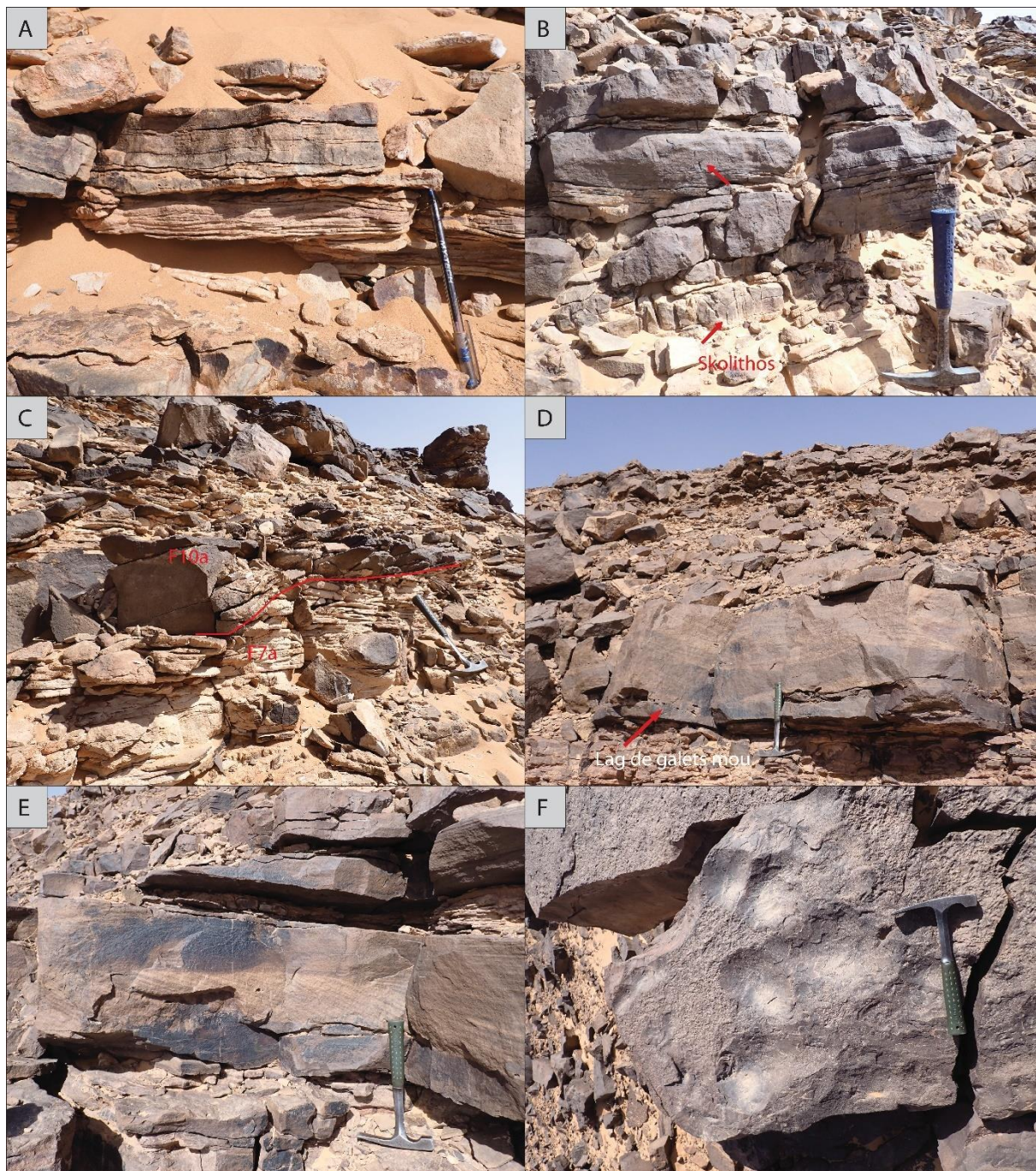


Fig. IV.22 : Coupe de Tabelbala. Partie supérieure de la deuxième unité de la formation de Hassi Chaamba, caractérisée par des dépôts de foreshore tidal. Elle débute avec de petites HCS associées à un litage de rides (A), passant à des grès fins à stratifications planes marquées par des terriers verticaux de *Skolithos* (B). Nous observons également des chenaux tidaux tronquant les grès à litage sub-plan (C), des structures en auges marquées à leur base par un lag de galets mous (D), et des mégarides (E) montrant à leur sommet des rides lingoidales (F).

La quatrième unité, d'une imposante épaisseur de 200 mètres, est délimité à sa base par un important niveau condensé de grès moyens à l'aspect noduleux. Toutes les structures sédimentaires sont effacées, révélant parfois des passées de litages obliques de dunes. Ces grès présentent des nodules ferrugineux d'origine diagénétiques (Fig. IV.23). La partie inférieure de ce membre affleure sur le trait de coupe à l'ouest d'un oued qui recoupe la cuesta (Fig. IV.26). Les faciès indiquent une dynamique de tempêtes, avec des HCS de grande longueur d'onde (F4b) (Fig.IV.24). Ces dépôts passent à des grès fins présentant des lambeaux de laminations horizontales caractéristiques du foreshore (F7a). À leur sommet, ces dépôts sont érodés par une incision majeure à l'échelle du paysage (Fig. IV.26). La description des dépôts remplissant cette incision a été réalisée sur la rive opposée, à l'est de l'oued.



Fig. IV.23 : Niveau condensé constitué de grès moyens à aspect noduleux, présentant des passées de litages obliques de dunes, et renfermant des nodules ferrugineux d'origine diagénétique.

Cette incision est présente uniquement dans la quatrième unité de la formation de Hassi Chaamba au niveau de la coupe de Tabelbela, et est absente dans la coupe de Ben Tadjine. C'est la première fois que nous observons sous la discordance hirnantienne une incision de cette amplitude dans la Daoura, bien qu'elles aient été observées dans l'Ougarta et dans l'Anti-Atlas. Cette incision est cohérente avec sa position stratigraphique et représente probablement la limite de séquence de la formation de Bou M'haoud dans l'Ougarta. L'étude de ces paleovallées nécessiterait beaucoup plus d'éléments de terrain et ce n'est pas le sujet de notre étude.

Le remplissage de l'incision, qui atteint 200m, est constitué par des grès grossiers, massifs sans structures sédimentaires apparentes, à part de ténues laminations horizontales. Des déformations synsédimentaires ou des phénomènes d'altération supergène donnent à ces grès localement un aspect en boules, ou en pelures d'oignons, qui peuvent parfois être confondues avec des structures de type HCS mais qui sont plus probablement des liserés de cimentation de Liesegang (Fig. IV.25).

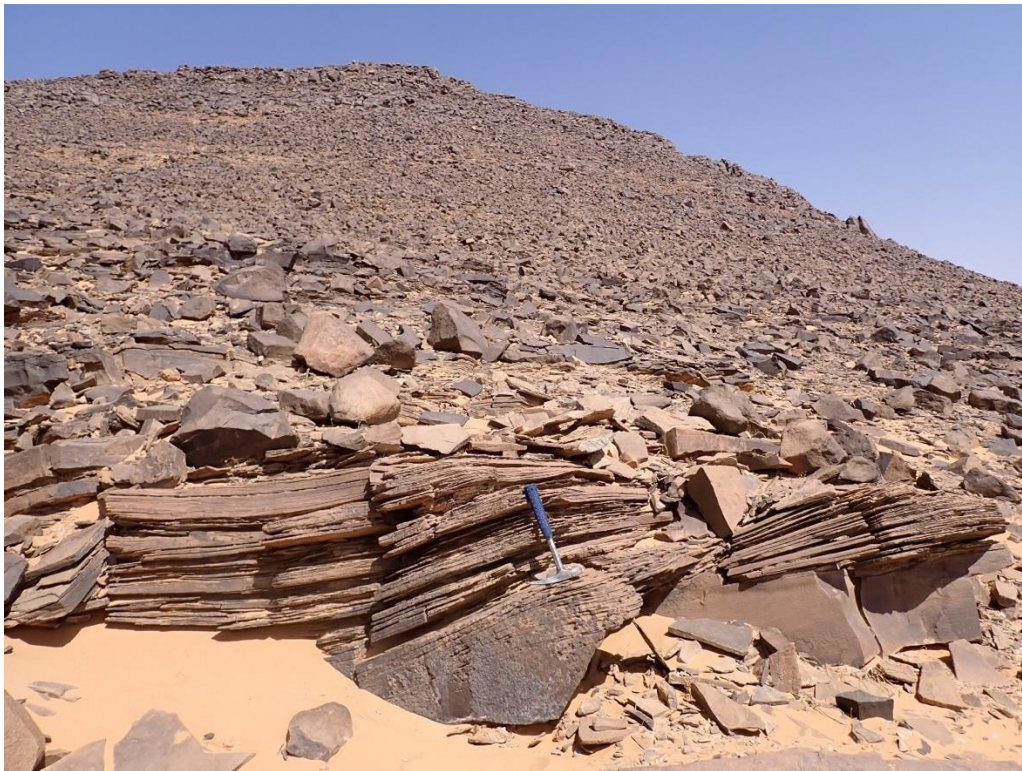


Fig. IV.24 : Quatrième unité de la formation de Hassi Chaamba caractérisée par des dépôts de grès fins à HCS du shoreface supérieur.

La partie de l'unité 4 de la formation de Hassi Chaamba qui est au mur de cette incision majeure est interprétée comme une un cortège régressif, caractérisée par des dépôts de rampe dominée tempête progradants depuis le shoreface supérieur jusqu'au foreshore. L'incision constitue la limite supérieure de cette séquence régressive (Fig. IV.26).

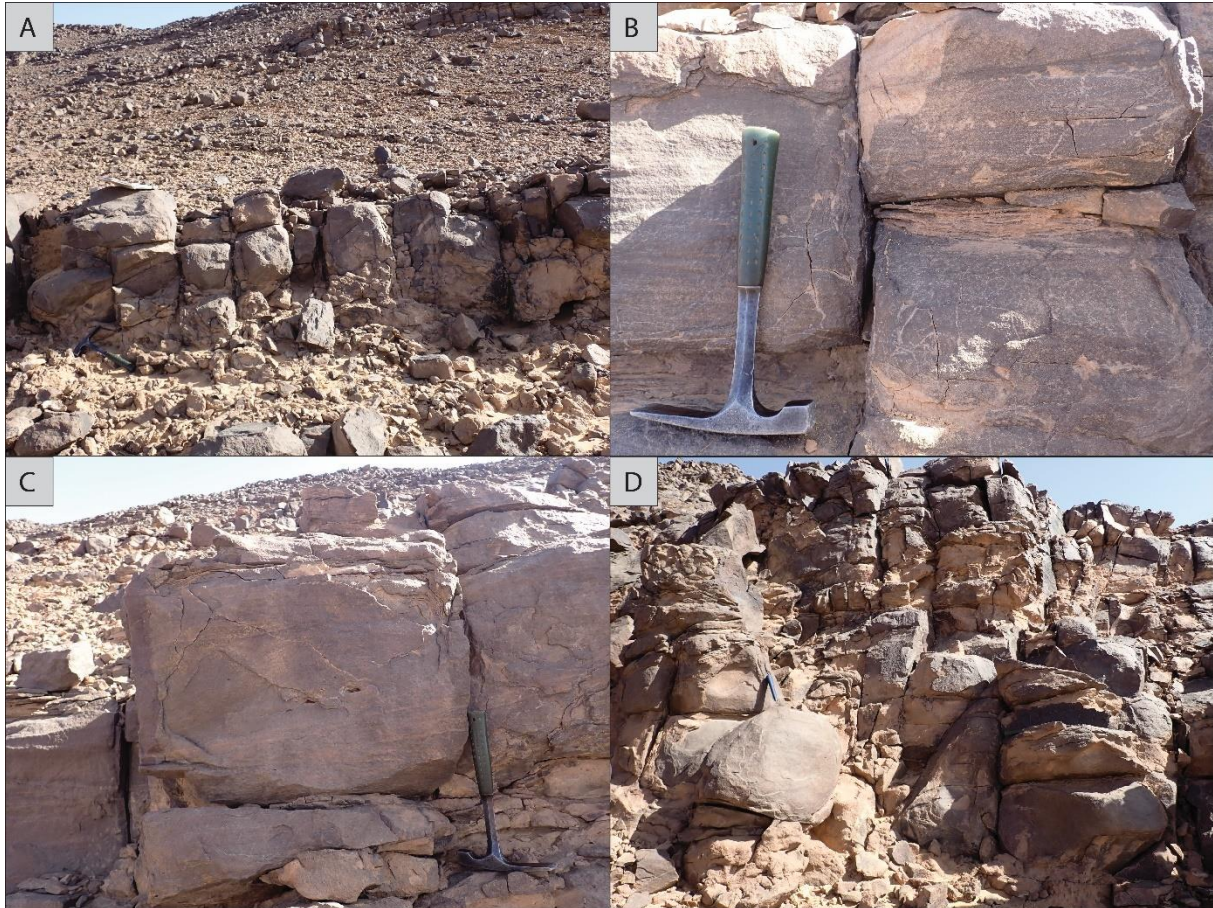


Fig.IV.25 : Les dépôts constituant l'incision se caractérisent par des grès grossiers massifs (A) présentant des passés de laminations horizontales (B) et des litages obliques (C). Ces dépôts sont composés de blocs lenticulaires et sub-arrondis (D).

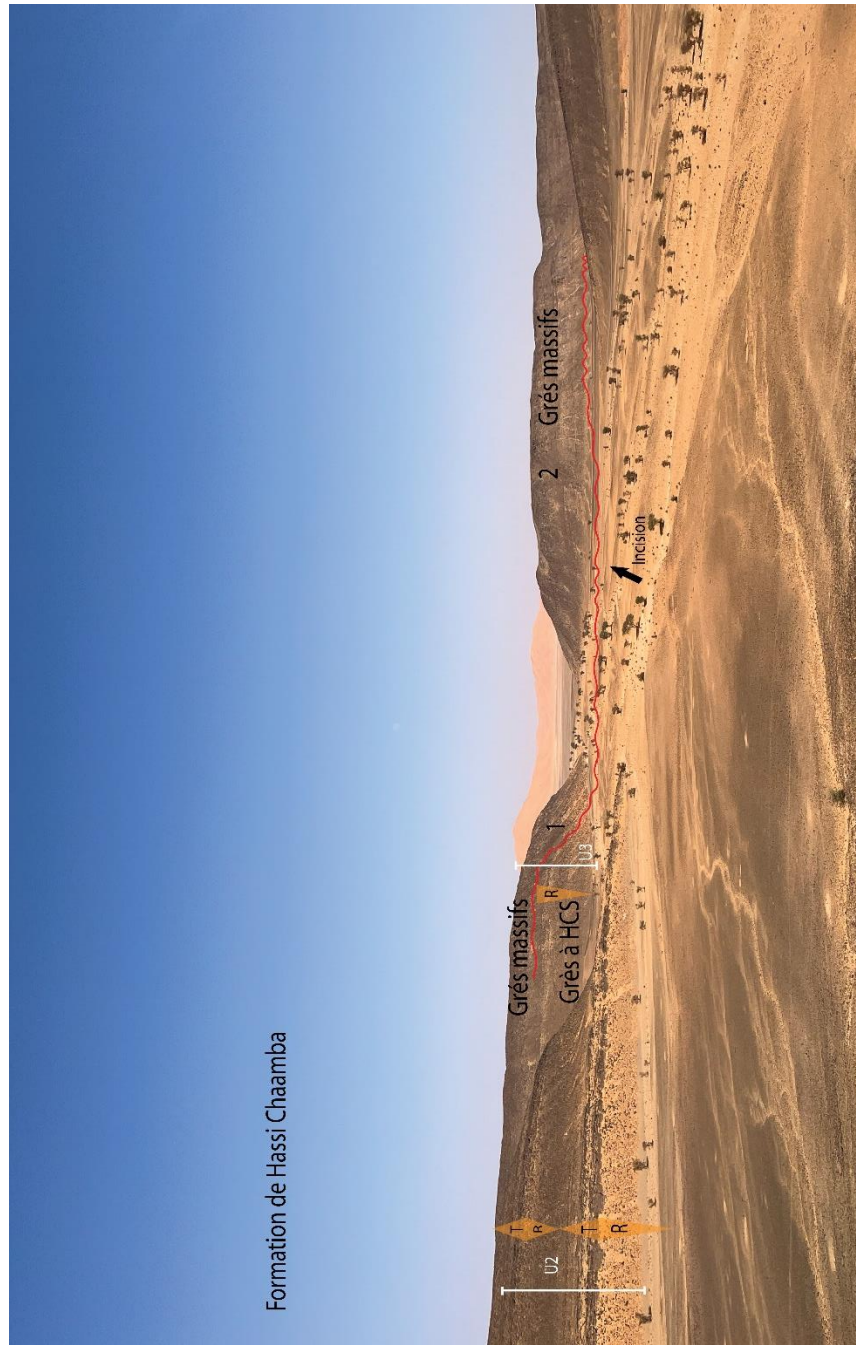


Fig. IV.26 : Vue vers le nord de la formation de Hassi Chaamba avec l'unité 2 et l'unité 3 présentant des dépôts de shoreface supérieur dominés par les vagues et les tempêtes. Ces dépôts sont tronqués au sommet de la séquence régressive par une incision, comblée dans la falaise 2 par des grès grossiers.



Fig. IV.27 : Coupe de Tabelbala. Vue générale vers le nord de la formation de Hassi Chaamba. La coupe a été réalisée à l'ouest de l'oued.

Ben Tadjine Section

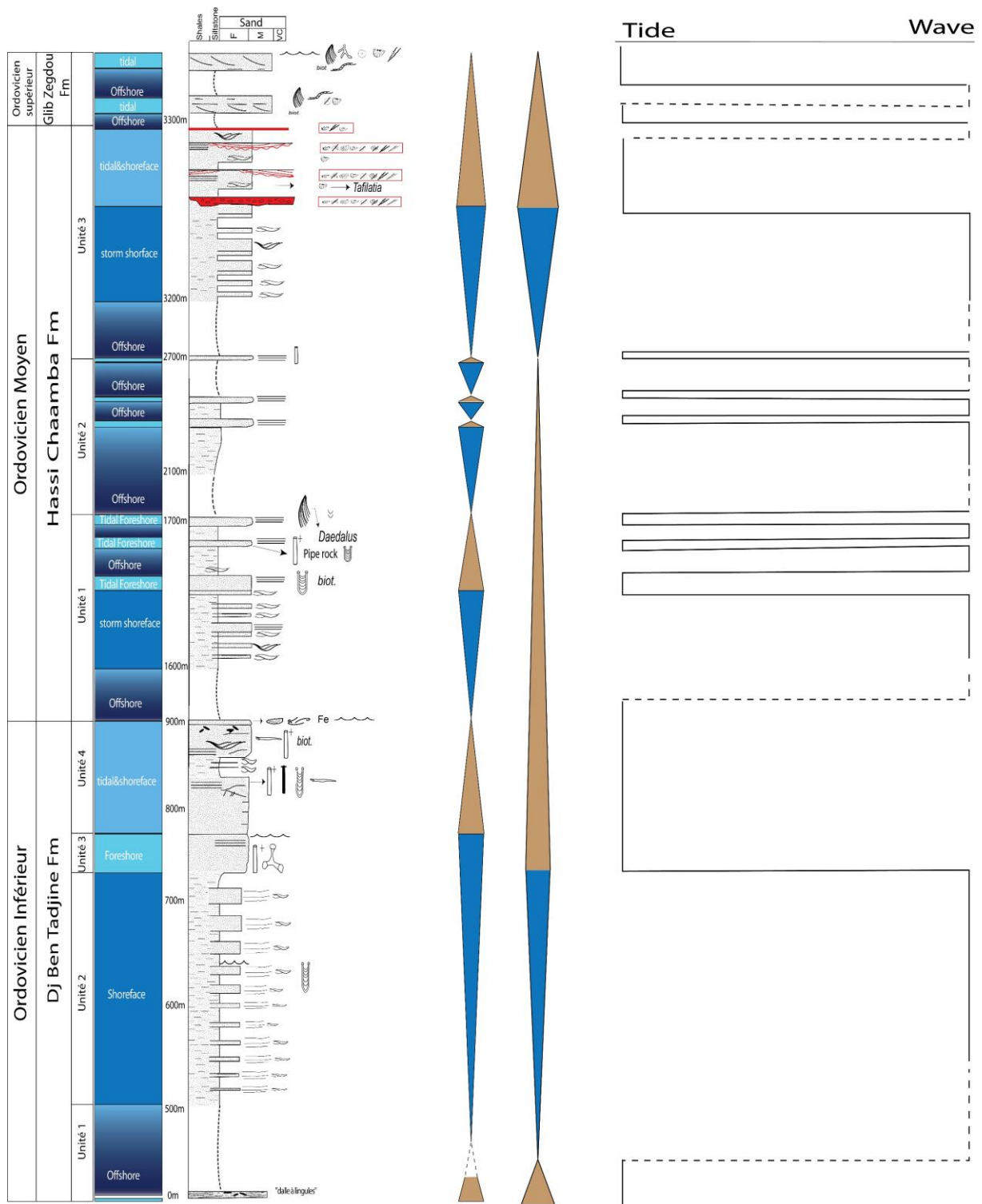


Fig.IV.28 : log stratigraphique de la coupe de Ben Tadjine, indiquant les environnements de dépôts ainsi que leur découpages séquentielle.

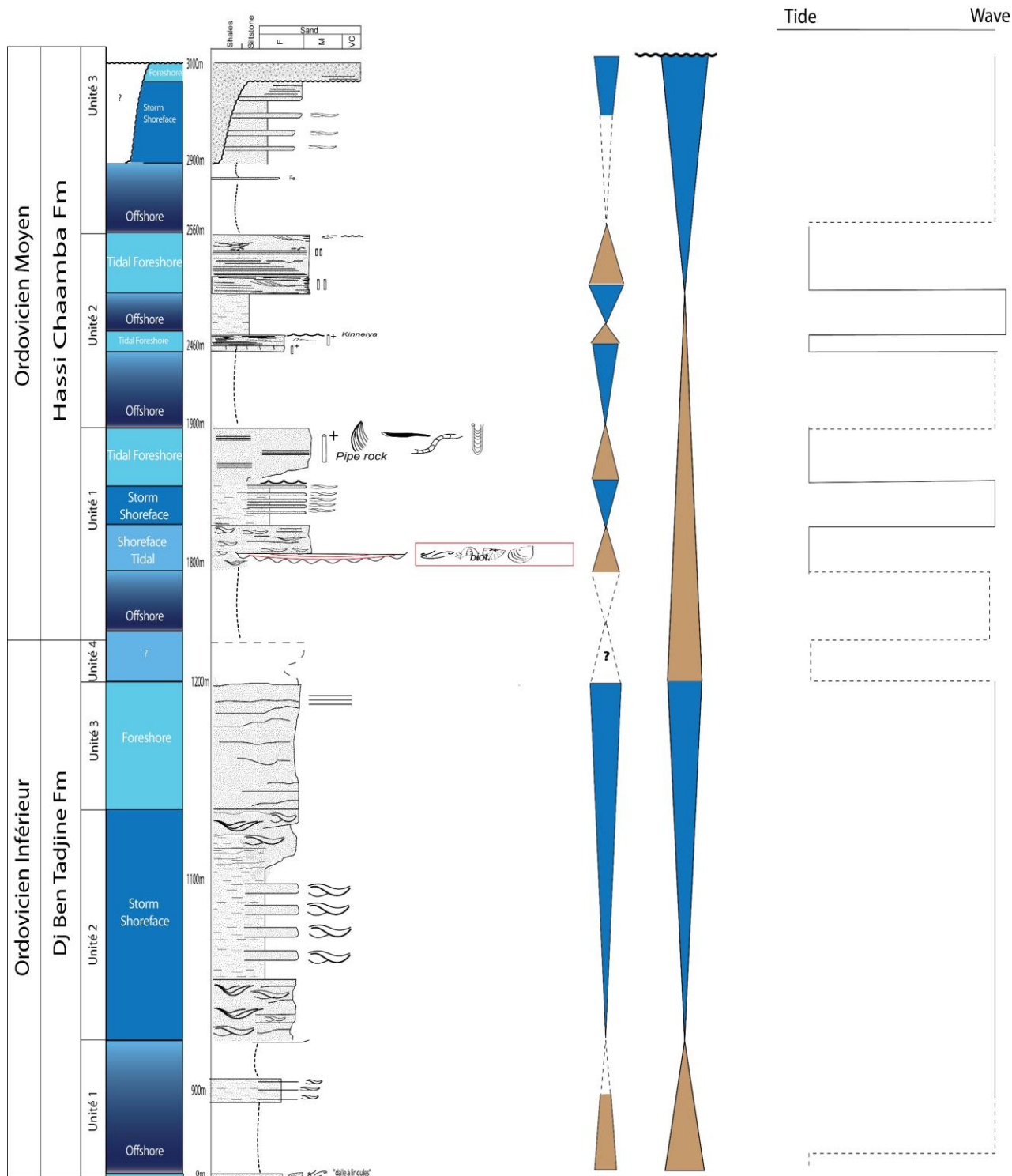


Fig.IV.29 : log stratigraphique de la coupe de Tabelbela, indiquant les environnements de depots ainsi que leur découpages séquentielle.

En résumé, voici le découpage séquentiel proposé, à l'échelle des cortèges d'ordre 2 (Fig.IV.28 et Fig.IV.29) :

La séquence de dépôt 2 comprend l'unité 4 de la formation de Ben Tadjine jusqu'à la partie inférieure de l'unité 3 de la formation de Hassi Chaamba. Cette séquence a été interprétée en se basant sur le ratio entre la proportion de silts par rapport au grès, notamment lors des phases régressives de 3^{em} ordre ou l'enregistrement de grès est très limité et de courte durée associé à une faible accommodation, ce qui indique une position fortement transgressive d'ordre 2 avec un rivage migré vers l'amont. Dans ce contexte, la proportion de silt est élevée. En revanche, lorsque le rivage est fortement migré vers l'aval pendant une phase très régressive, il y a davantage de temps au cours du cycle pour être dans la zone littorale, ce qui se traduit par un enregistrement accru de sable par rapport aux argiles.

Ainsi le cortège transgressif de cette séquence, est caractérisé par des faciès proximaux de rampe dominée tempêtes et influencée marée, il comprend l'unité 4 de la formation de Ben Tadjine jusqu'à la partie inférieure de l'unité 2 de la formation de Hassi Chaamba. Elle comprend également des niveaux de brachiopodes inarticulés ainsi qu'un niveau ferrugineux.

Le cortège régressif de cette séquence comprend la partie supérieure de l'unité 2 jusqu'à la partie inférieure de l'unité 3 de la formation de Hassi Chaamba, ce cortège est caractérisé par l'empilement de séquences à haute fréquence à dépôts d'offshore transition à shoreface, la limite de ce cortège correspond à la surface de régression maximale. La limite de l'Ordovicien moyen-supérieur correspond probablement à l'incision de la paléovallée mise en évidence dans la coupe de Tabelbela et par une surface érosive scellée avec des dépôts de lag transgressifs identifiée dans la coupe de Ben Tadjine.

La séquence de dépôt 3 comprend la partie supérieure de l'unité 3 de la formation de Hassi Chaamba et l'unité 1 de la formation Glib Zegdou qui a été observée que dans la coupe de Ben Tadjine, caractérisée par un cortège transgressif constitués par l'empilement de séquences à haute fréquence à dépôts d'offshore transition à foreshore influencé par la marée.

Les cortèges régressifs à l'ordre 3 sont en général dominés par les tempêtes, et les cortèges transgressifs sont dominés par les marées. L'empilement de cortèges haute fréquence peut conduire à la formation de cortèges régressifs à l'ordre inférieur qui seraient dominés par les dépôts tidaux, mais c'est, dans notre interprétation, l'effet du stacking des cortèges transgressifs haute fréquence.

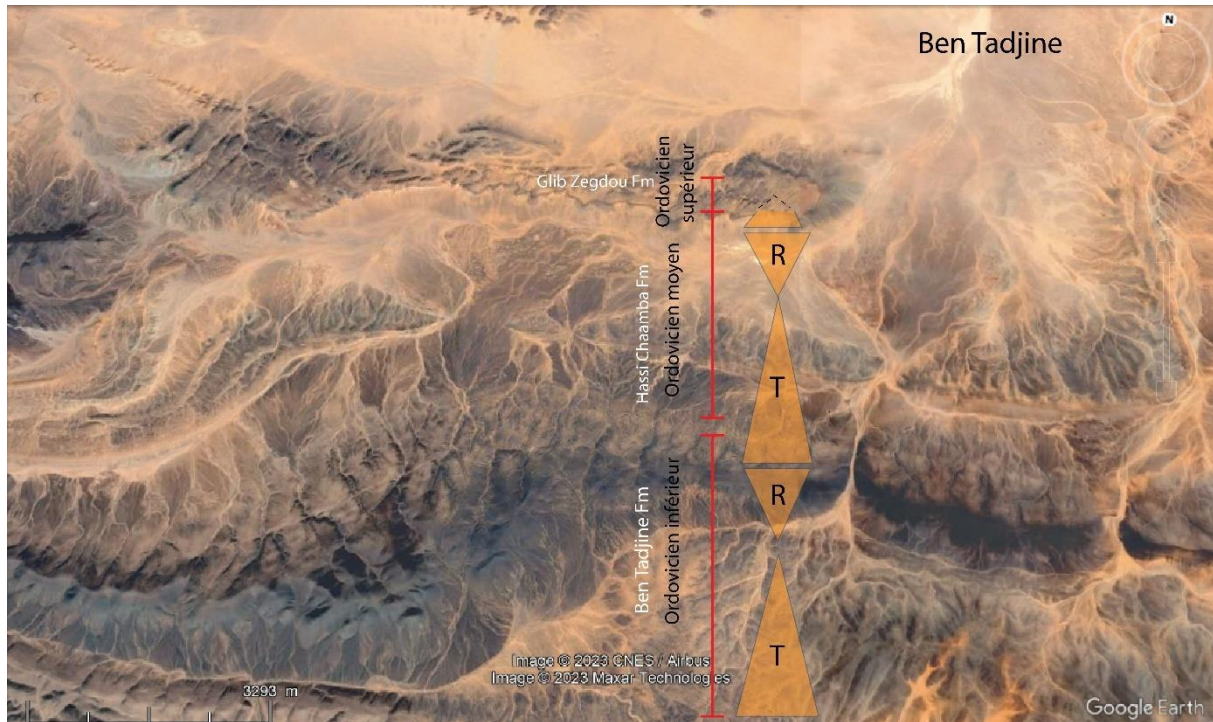


Fig. IV.30 : Image satellitaire de google earth au niveau de Ben Tadjine montrant les tendances transgressives et régressives des séquences de deuxième ordre de l'Ordovicien inférieur et moyen.

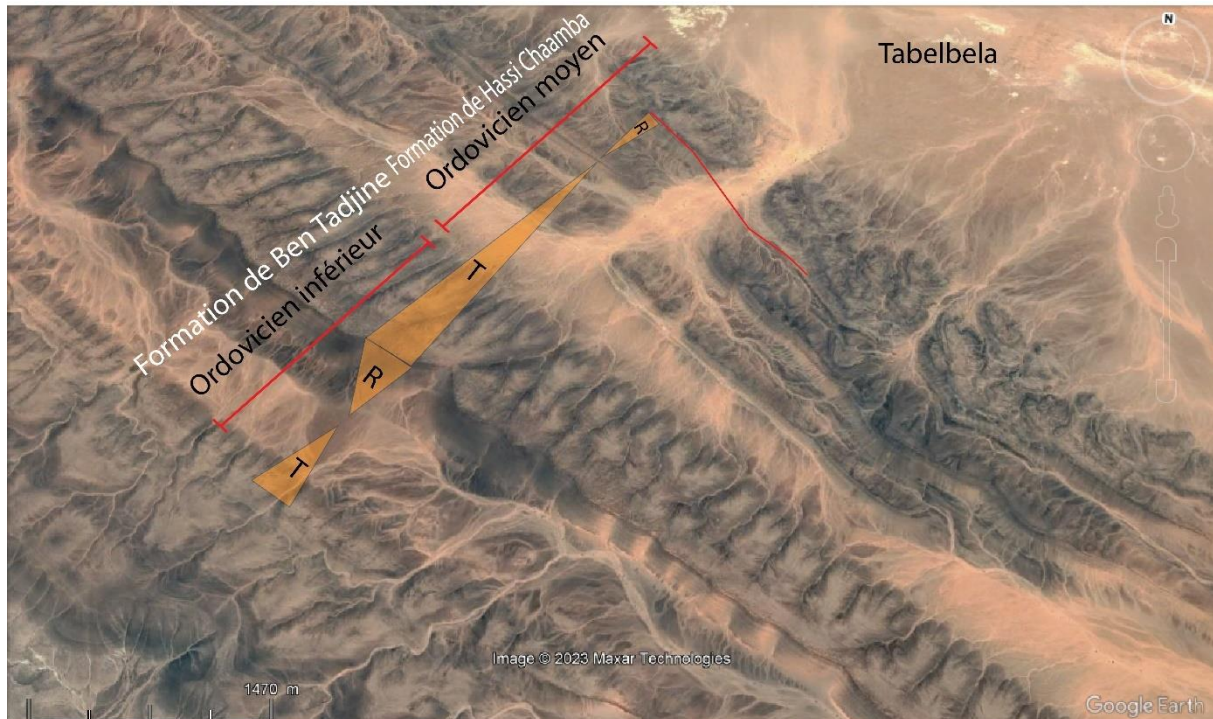


Fig. IV.31 : Image satellitaire de google earth au niveau de Tabelbela montrant les tendances transgressives et régressives des séquences de deuxième ordre de l'Ordovicien inférieur et moyen.

Dans les chapitres III et IV, nous avons successivement vu le modèle de faciès et la revue des coupes et leur découpage séquentiel. Dans le chapitre III, deux types de profil de dépôt se dégagent, un profil de rampe dominée tempêtes, et un profil de littoral influencé ou dominé par les marées. Dans le chapitre IV, nous pouvons s'apercevoir que le profil change en fonction du régime sédimentaire (régressif : moins d'accommodation que de sédiment, et transgressif : avec plus d'accommodation). Dans la discussion, nous chercheront à comprendre les incidences de l'accommodation au littoral sur l'amplification ou l'atténuation des marées. L'augmentation de l'accommodation dans l'espace littoral est peut-être une clé pour comprendre l'arrivée brutale et massive des biota donnant les tempestites à shell beds dans l'Ordovicien moyen. C'est ce qui fait l'objet de l'article du chapitre V.

Chapitre V : Relations entre biota et hydrodynamisme sur une plate-forme silicoclastique

1. Introduction

La période ordovicienne représente une étape importante dans l'évolution de la vie marine, marquant la deuxième grande phase de la diversification des métazoaires au cours du phanérozoïque, succédant à l'explosion cambrienne avec une modification majeure des écosystèmes (Servais et al., 2009).

La grande biodiversification ordovicienne (*Great Ordovician Biodiversification Event, GOBE*), est caractérisée par un accroissement de la diversité au sein des différents groupes apparus au Cambrien, et qui ont dominé les écosystèmes marins jusqu'à la fin du Permien (Servais et al., 2010).

La GOBE a induit une complexité écologique accrue, englobant une variété d'organismes nageurs, flotteurs, organismes filtreurs attachés et fouisseurs, exploitant différents niveaux du fond marin, et a donné lieu à l'émergence de nouveaux types de prédateurs (Masuda and Ezaki, 2009). Au cours de l'Ordovicien, les brachiopodes, les cnidaires, les mollusques, les échinodermes, les bryozoaires, les graptolites, ainsi que les chitinozoaires et les acritarches, connaissent une augmentation significative de leur diversité (Servais et al., 2010).

Ces groupes de fossiles représentent presque tous les types d'organismes marins présents à l'Ordovicien, notamment les fouisseurs, les organismes sessiles benthiques, les organismes benthiques mobiles, le nekton et le plancton. Ils occupent une variété de biotopes, des environnements pélagiques aux environnements benthiques, des zones peu profondes près des côtes aux eaux profondes en haute mer, et ont acquis une répartition mondiale (Zhang et al., 2010).

Parmi ces différents écotypes, les organismes sessiles benthiques prédominent. En ce qui concerne les stratégies alimentaires, l'aspect le plus marquant des écosystèmes marins de l'Ordovicien est l'abondance notable des organismes filtreurs. Les filtreurs sont diversifiés et comprennent des groupes tels que les bivalves, les brachiopodes, les cystoïdes et les graptolites, formant ainsi une hiérarchisation complexe au-dessus du fond marin (Zhang et al., 2010). Pendant ce temps, les organismes fouisseurs de sédiments déjà présents ont continué à prospérer, parmi lesquels les trilobites, les gastéropodes et les ostracodes (Bambach et al., 2007).

L'Ordovicien voit aussi l'apparition des cornulitidés, classés parmi les tentaculitoides, un groupe d'invertébrés exclusivement marins (Shabbar et al., 2022; Vinn, 2013, 2010, 2006a, 2006b; Vinn and Madison, 2017; Vinn and Zatoń, 2012). Les cornulitidés apparaissent à la fin de l'Ordovicien moyen (Vinn, 2013) et leur radiation est maximale vers la fin de l'Ordovicien (Gutiérrez-Marco and Vinn, 2018a; Vinn and Gutiérrez-Marco, 2016; Zhan and Vinn, 2007) pour finalement s'éteindre à la fin du Carbonifère.

Notre découverte fortuite de cornulitidés dans les shell beds de la Daoura nous a fait faire un pas de côté en nous intéressant à l'aspect écologique de ces organismes, grâce à la complicité d'Olev Vinn. En introduction de ce chapitre consacré aux shell beds, on peut donner quelques éléments de description de ces organismes.

Les cornulitidés sont des organismes ressemblants à des vers tubicoles, arborant une forme conique annelée et une coquille carbonatée de petite taille (mm à cm). Cette dernière est généralement droite mais peut être aussi enroulée ou courbée (Comniskey and Ghilardi, 2018; Schindler, 2012; Wittmer and Miller, 2011). Le mode de vie des cornulitidés (et des tentaculitidés en général) reste une question ouverte. Ils ont été interprétés comme étant soit pélagiques, soit des charognards benthiques, soit des organismes filtreurs sédentaires (Cornell et al., 2003 ; Wittmer et al., 2011). Pour Taylor et Vinn (2006), Vinn et Isakar (2007) et Vinn (2010), les cornulitidés sont des suspensivores qui se nourrissent grâce à un lophophore. En conséquence, la plupart de ces organismes sont sessiles, incrustant des substrats durs, qu'ils soient inorganiques tels que les sols durs, conservant généralement leur position d'origine même après fossilisation, ou organiques, en symbiose avec des brachiopodes, mollusques,

bryozoaires, échinodermes. Cependant, ils peuvent également des formes vagiles (Taylor and Wilson, 2003; Vinn, 2013, 2010; Vinn and Gutiérrez-Marco, 2016; Zhan and Vinn, 2007). Les premiers cornulitidés colonisent divers milieux sédimentaires marins, très courants dans les eaux peu profondes des plate-formes carbonatées (Vinn, 2013) mais quelques études démontrent aussi leur existence dans les plate-formes silicoclastiques à haute énergie pendant l'Ordovicien supérieur (Gutiérrez-Marco and Vinn, 2018a; Vinn and Gutiérrez-Marco, 2016). Leur répartition paléogéographique s'étend des latitudes tempérées aux hautes latitudes du Gondwana (Vinn et Gutiérrez-Marco, 2016; Shabbar *et al.*, 2022), et les genres retrouvés au Maroc, France, Espagne, Sardaigne, bohème ont même été inclus dans la province méditerranéenne (Wittmer and Miller, 2011).

La forte plasticité des cornulitidés à différents modes de vie est à mettre en parallèle de la diversification des biota ordoviciens dans l'espace littoral, à l'instar des traces fossiles laissées (*Skolithos*, *Arenicolites*, *Daedalus*) et jusqu'à l'émergence des grandes concentrations fossilifère. Ces concentrations, ou bioaccumulation, ou shell beds, sont des symmigies (ou thanathocénoses transportées; c'est le cas des lumachelles, accumulations d'origine purement hydrodynamique), ou bien des biohermes avec matrice (Kidwell *et al.*, 1986; Botquelen *et al.*, 2004; Alvaro *et al.*, 2007a; 2007b). La fréquence d'occurrences et les attributs taphonomiques des shell bed sont contrôlés par l'intensité et la fréquence des tempêtes, le courant de fond et l'agitation des vagues ainsi que les processus diagenétiques (Kidwell., 1991; Alvaro *et al.*, 2007).

Dans l'Ordovicien du Gondwana, de nombreuses occurrences de différents types de shell beds intercalés dans des séquences silico-clastiques ont été documentées, notamment au Maroc (Botquelen *et al.*, 2004; 2006; Alvaro *et al.*, 2007a; 2007b; Loi *et al.*, 2010; Colmenar et Alvaro., 2014; Gutiérrez-Marco and Vinn., 2018). Mais la littérature sur ce sujet reste pauvre pour l'Algérie. Ce chapitre, qui traite des concentrations coquillères (shell beds) à cornulitidés découverts dans la coupe de Ben Tadjine, fait l'objet d'un article accepté au *Bulletin of Geosciences*.

2. Shell Beds in Ordovician storm- to tide-dominated deposits, Daoura (Ougarta range), Algeria

I. METATLA^{1/2} ; J.-Y. REYNAUD¹ ; J.-F. GHIENNE⁴ ; O. VINN³ ; C. HAROUZ⁵ ; A. EL ALBANI⁶ ; A. MAZURIER⁶ ; S. MAHBOUBI⁷.

¹ LOG, UMR 8187CNRS, University of Lille, University of Littoral Côte d'Opale, IRD, Lille, France

²Laboratoire de géodynamique des bassins sédimentaires et des orogènes, département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Géographie et de l'Aménagement de Territoire, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, Algérie

³Department of Geology, University of Tartu, Ravila 14 A, 50411 Tartu, Estonia

⁴Université Pasteur, CNRS, UMR7517 Centre de Géochimie de la surface, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, F-67084 Strasbourg, France

⁵Laboratoire de Géodynamique, géologie de l'ingénieur et de la planétologie, Faculté des Sciences de la Terre, Géographie et de l'Aménagement de Territoire, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, Algérie

⁶IC2MP, UMR 7285, CNRS, University of Poitiers, France

⁷Université de Tlemcen, Laboratoire de Recherche n°25 Tlemcen, Algérie

Manuscript submitted 25 October 2023, in review on 19 November 2023, accepted on 8 december 2023.

Abstract

The Ordovician wave-dominated sandstones of the Daoura (Ougarta range, NW Algeria) contain shell beds with cornulitids in an exceptional state of conservation. The objective of this study, focused on the sandstone of the (Sandbian?) uppermost Hassi Chaamba Fm., is to understand the shell beds from the hydrodynamic and stratigraphic perspective, with the combined approach of facies sedimentology and taphonomy. A 40m section encompassing the shell beds was studied in detail. The shell beds are preserved as dm-scale concentrations in the transgressive deposits of 5 high-frequency sequences preserved at the base of a transgressive sequence set. The biota in shell bed are dominated by brachiopods, cornulitids and gastropods, suggesting that the related ecosystem extended to the offshore. Three types of shell beds are distinguished, ranging from a conglomerate in the foreshore to a hardground in the offshore transition. In the shoreface, the shell beds are interstratified with fine-sand SCS infilling large-scale (up to 30m in wavelength) troughs eroded in the foreshore by transgressive ravinement. The petrographic and tomographic analysis of a sample of these shell beds shows that cornulitids and, to a lesser extent, brachiopods of the shell beds are perfectly preserved within a matrix composed by bioclasts. This suggests that they were reworked from nearby areas and therefore were present in the foreshore. Aggregation of cornulitids in clusters of 4-5 individuals suggests an adaptation to loose grounds in a relatively high energy setting. The rhythmic alternation of shell beds and sandstones in these deposits suggests a possible interplay of tides in their formation.

Key words : Upper Ordovician, Wave-dominated ramp, Shell beds, Tide-modulated shoreface, Cornulitids, Tempestites, Daoura, Ougarta, Algeria.

2.1. Introduction

Cambro-Ordovician rocks deposited over wide epicratonic platforms around the western Gondwana constitute one of the, and possibly the major, highly-mature, clastic wedge from the geological record (Fabre et al., 1988; Avigad et al., 2005; Sabaou et al., 2009; Altumi et al., 2013; Bassis et al., 2016; Ghienne et al., 2010, 2023; Elicki et al., 2023). This context and the resulting stratal organization display non-actualistic specificities, amongst other: (i) the absence of clearly defined large-scale clinoform systems (Ghienne et al. 2007), which would highlight continental-scale deltaic fairways; (ii) restricted but continuous, and then finally significant subsidence rate in basinal areas (Perron et al. 2018); (iii) a lack of incised-valley systems and related estuarine infills, even if considering systems with a prevailing tidal influence (Poiré et al., 2003; Gil-Ortiz et al., 2019, 2022), and despite recurrent and significant sea-level fluctuations (Loi et al., 2010); (iv) thick (50-500 m) storm-dominated, coarsening- and thickening-upward successions alternating with 5-50 m thick, aggrading, tide-dominated, sandstone units, which are usually interpreted as related to sediment partitioning in the course of stratigraphic cycles rather than to specific paleogeographies (Ghienne & al. 2007, 2023, Marante 2008). Overall, it results a shales/sandstone partitioning marked on second-order (5-15 Ma) stratigraphic cycles and long-range extent (>1000 km) of the corresponding units of the lithostratigraphy. In an essentially pre-vegetation context (Davies & Gibling, 2010), a protracted high-rate of sediment supply spread all over the platform might explain part of these features by extending the width of the fluvial/shallow-marine transition zone (Shchepetkina et al., 2019) and bypassing fine-grained sediments toward the outer shelf.

In this context, more indications for distributed tidal processes might be expected throughout the depositional record. Tidal influence or modulation have been recently emphasized from storm- to wave-dominated depositional systems (Dashtgard et al., 2009; Vakarelov et al., 2012; Vaucher, 2017; Jelby et al., 2020). However, in coastal to shallow-marine systems with as prominent mud/sand partitioning as that observed in the Cambro-Ordovician of North Africa, tidal signals that commonly refer to cyclic grain-size changes are scarce and the absence of sand in the offshore segment would explain the correlative absence of large tidal sand ridges or sand waves (Stride, 1982). In this paper, we aim at deciphering a tidal signature from an Ordovician, storm-dominated sequence from the Daoura range

(Ougarta Mountains, NW Algeria). Here, shell concentrations have been investigated in detail, documenting the geometry of beds and laminae (field observation and microtomography X), the stacking pattern of the related succession, and the faunal content that includes rare examples of well-preserved cornulitids (e.g. Gutiérrez-Marco & Vinn, 2018b). Similar shell beds recurrently formed in the Ordovician successions of Algeria and Morocco (Alvaro et al. 2007 a, b, Ghienne et al. 2007, Loi et al. 2010, Vaucher et al. 2016, Popov et al. 2019). Various types of concentrations have been described and interpreted in relation with sea-level fluctuations linked to either tidal (Vaucher et al. 2016) or high-frequency, mostly orbitally-controlled cycles, with which storm events interfere (Botquelen et al. 2004, Loi et al. 2010, Colmenar & Álvaro 2015, Álvaro et al. 2022). However, the bed fabric and taphonomy of those facies have never been used to detect the interplay of processes at origin of their formation and preservation. An exceptional outcrop of Djebel Moussine allows to reconsider the possible interplay of tides in these shell beds. We also take advantage of their study to illustrate how cornulitids can be used to infer hydrodynamic patterns from the depositional record.

2.2. Geological setting

The Ougarta Mountains correspond to a metacratonic domain, where a Variscan deformation zone, extending over 300km, has reactivated the ancient margin of the West African Craton (Fig. IV.1A) (Ziegler et al., 1995; Ennih & Liégeois, 2001; Brahimi et al., 2018; Melouah et al., 2021). Related Variscan folds, oriented NW-SE, connect to those of the eastern Anti-Atlas in southern Morocco (Donzeau et al., 1981; Lamali et al., 2013; Baidder et al., 2016; Michard et al., 2023) and have been truncated and unconformably overlapped by Mesozoic-Cenozoic sediments of the Saharan platform (Busson, 1972; Askri et al., 1995). In the Ougarta Mountains is exposed a thick (>3000 m) Paleozoic succession that was deposited over the so-called 'North-Gondwana' platform, and which appears as the southeastward extension of the Anti-Atlas outcrops (Ait kaci, 1990; Fabre, 2005; Ghienne et al., 2007). This succession exposes a stratigraphic record that is otherwise essentially present in the subsurface in the adjacent Algerian North-Saharan basins (Tindouf, Regane, Bechar, Timimoun, Ahnet basin) (Fig. V.1A);

(Askri et al., 1995 ; Nedjari and Ait Ouali, 2007; Craig et al., 2008; Eschard et al., 2010; Galeazzi et al., 2010; Perron et al., 2018; Ghienne et al., 2023).

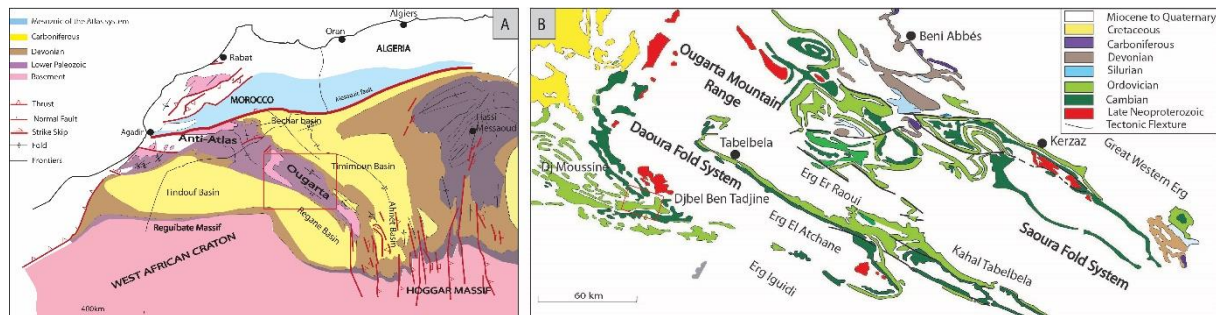


Fig. V.1: (A) Structural map of pre-Mesozoic basement south of High Atlas, showing the connection between Hoggar, Ougarta and Anti-Atlas. Modified from Coward and Ries (2003). (B) Geologic map of Ougarta. Modified from Ghienne et al. (2007).

Two parallel mountain ranges separated by the Er Raoui sand sea (Erg er Raoui) are individualized in the Ougarta Mountains: The Saoura range to the NE, and the Daoura range to the SW, which includes the Kahal Tabelbela and the Djebel Ben Tadjine-Djebel Moussine mountains; the latter including our study area (Fig. V.1B). The Saoura range was instrumental when establishing the regional, Lower Paleozoic stratigraphy (Menchikoff, 1930; Poueyto, 1952; Gomes Silva *et al.*, 1963; Legrand, 1966, 1974, 1985). Its Ordovician stratigraphy and related faunal record have also been the target of the more recent studies (Hamdidouche, 2009; Makhlouf *et al.*, 2018; Popov *et al.*, 2019; Legrand et Bouterfa, 2021; Naimi *et al.*, 2023). By contrast, the Daoura range is still poorly explored and the stratigraphic framework dates back from the oil exploration years (Gomes Silva *et al.*, 1963; Beicip, 1972b; Ait kaci, 1990). The only recent study concerns the igneous basement (Mekkaoui *et al.*, 2017). However, the Daoura stratigraphy preserves above the “infra-Tassilian” unconformity (Chikhaoui & Donzeau, 1972; Fabre *et al.*, 1988) a thick and relatively continuous Cambrian to Ordovician record (Fig. V.2).

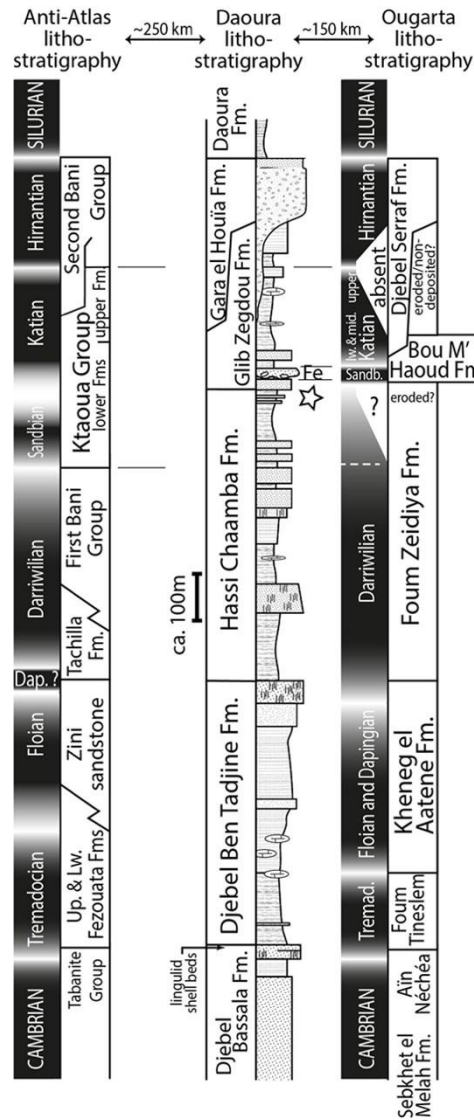


Fig. V.2: Lithostratigraphic column of Ordovician formations of Daoura and proposed correlations with Ougarta (Saoura range) and Anti-Atlas. See text for explanations. The star indicates the location of shell beds.

In both the Saoura and Daoura ranges, Cambrian clastics mostly correspond to braided fluvial systems. The upper part of the Cambrian sandstones shows the transition to a marine sedimentation and the Cambrian-Ordovician boundary is positioned to a lingulid shell bed (“dalle à lingules”). Ordovician strata consist in an alternation of offshore fine-grained deposits and shallow-marine sandstones (storm- and tide-dominated depositional environments; Ghienne *et al.*, 2007; Hamdidouche, 2009; Legrand et Bouterfa, 2021), which constitute a more proximal sedimentary record relative to that of the Moroccan Anti-Atlas (Table 1; Destombes, 1985; Álvaro *et al.*, 2007a, 2007b, 2022; Marante, 2008; Loi *et al.*, 2010; Ghienne

et al., 2014; Meddour, 2016; Vaucher et al., 2017). As in other part of NW Africa, the Ordovician record ends with the unconformable deposits of the Hirnantian glaciation (Ghienne et al., 2023). In the Saoura, the younger pre-glaciation deposits are attributed to the middle Katian (Popov et al., 2019). The Ordovician succession in the Daoura is more complete than that of the Saoura range and Late Katian to pre-glaciation Hirnantian deposits have been identified here (from Destombes, 1983 in Ghienne et al., 2023). Silurian - Devonian shales, sandstones and limestones are largely developed in the Saoura range (Boumendjel et al., 1997; Legrand, 2003; Ouali Mehadji et al., 2011), but only Silurian remnants are known in the Daoura range.

The Daoura range offers exceptional conditions for investigating the Cambro-Ordovician strata, which crop out as cuestas in a desert landscape. Cliff-forming sandstone units are usually followable for tens of kilometers but shale-dominated intervals are largely covered by Quaternary wadis deposits. Ordovician strata of the Daoura have been subdivided in four formations, from base to top (Beicip, 1972b): Djebel Ben Tadjine Fm., Hassi Chaamba Fm., Glib Zegdou Fm. and Gara el Houïa Fm. Those formations essentially correspond to Lower Ordovician, Middle Ordovician (and lowermost Upper Ordovician?), Upper Ordovician, and uppermost ('upper' Hirnantian) units, respectively (Fig. V.2).

In this article, we focus on the sandstones of the uppermost Hassi Chaamba Formation, which bear the shell beds (Fig. V.3A). Similar shell beds were also reported in correlatable horizons of the Saoura range (upper part Foug ez Zeidiya Fm.; Ghienne et al., 2007; Popov et al., 2019; Legrand & Bouterfa, 2021) but the age of the studied shell beds remains questionable. In one hand, and if the base of the Bou M'Haoud Fm. is placed at the base of conglomeratic ferruginous marker bed, the lithologic correlation with the more proximal Ougarta sections suggests a Late Darriwilian age for the shell beds of the Daoura succession (Fig. V.2), This is following the stratigraphic scheme of Ghienne et al. (2007) and Popov et al. (2019) who consider that the uppermost beds of the Foug Zeidiya Fm. —devoid of fauna— can be attributed to the Darriwilian. However, in another hand, the correlation of the Daoura succession with the more distal Anti-Atlas succession (Fig.V.3, left column) suggests a potential correlation with the Lower Ktaoua Group. This alternative correlation would lead to a Sandbian to Lower Katian age for the sampled interval. This perhaps only apparent

contradiction can be resolved if considering the uppermost deposits of the Hassi Chaamba Fm. are already Sandbian in age, at least in the Daoura succession — and the Hassi Chaamba and Fom Zeidiya Fms are not, strictly speaking, correlatable (Fig.V.2). Occurrence of dalmanelloid brachiopods (*Tafilaltia?*) and of a rafinesquinid strophomenide (L. Popov, comm. pers.) associated with the studied shell beds would also favor an Upper Ordovician age (Colmenar *et al.*, 2022).

2.3. Materials and Methods

The studied section of Hassi Chaamba sandstones where the shell beds are exposed lies in the middle part of a 90m high cuesta (Fig. V.2). This section has been logged in detail, the lower part of which encompasses the facies discussed in this article (Fig. V.3). Thicknesses were estimated using a Jacob staff (ASC Scientific) and sampling places were positioned with a GPS. About 50kg of samples of shell beds were collected. Thin sections were performed and observed using a BX60 polarizing microscope, equipped with a Spot Flex camera (Diagnostic Instrument) controlled by Spot Advanced software. Observations were also made with the SEM (FEI Quanta 200 equipped with an EDS probe). These analyzes were carried out at the LOG laboratory at the University of Lille. In addition, a microtomography analysis of a 400cm³ sample was carried out at the IC2MP laboratory (University of Poitiers) using RX-solutions EasyTom XL Duo equipment, equipped with a microfocus X-ray source and a nanofocus source (LaB6 filament) Hamamatsu, coupled with a Varian PaxScan 2520DX flat panel. The reconstructions were carried out using the XAct software (RX-solutions) using a classic filtered back-projection algorithm, with reduction of artifacts due to selective absorption of the beam. Virtual cuts, 3D renderings and videos were made with Avizo Fire V.9.2 (FEI).

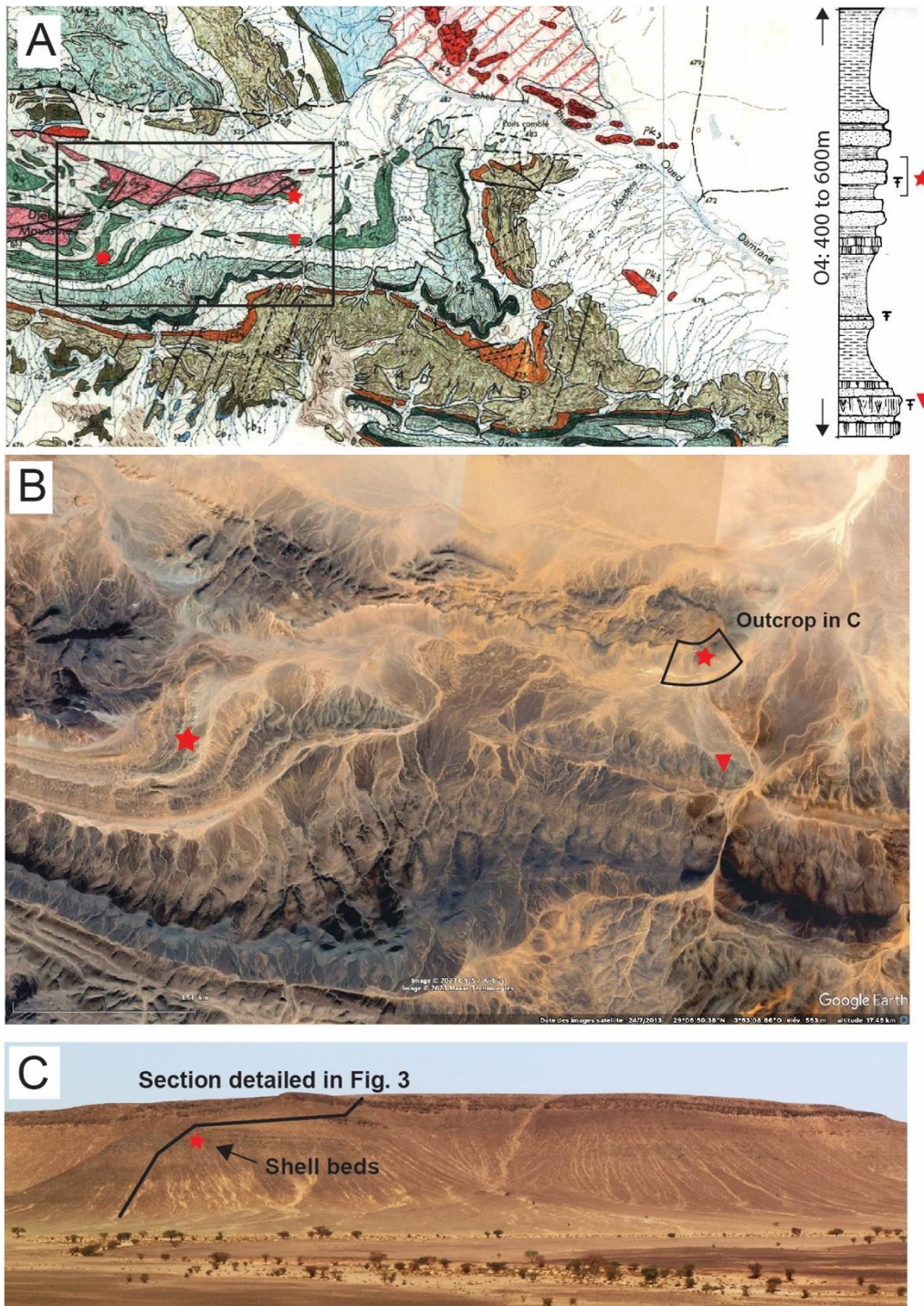


Fig. V.3: (A) Original map of BEICIP (1972) with stratigraphic units derived from the Saoura range (see Fig. V.1). The red star indicates the location of the shell beds. (B) Satellite image of the frame in A, showing the location of studied section. (C) Location of the studied section. The shell beds coordinates are N29° 8'4.24" W3°50'2.29".

2.4. Siliciclastic facies embedding the shell beds

2.4.1. Wave-dominated offshore transition

Description: Facies F1 is made up of greenish to reddish shale (siltstone), breaking into mm to cm plates. Facies F1 is supposed to constitute most of the shale intervals, several tens of meters thick, forming the lows between the cuestas and generally covered by Quaternary alluvial/colluvial facies or scree deposits from the hillslope (Fig. V.3C). Facies F2, commonly interstratified with facies F1, is composed of decimetre-thick packages with coarse siltstone, horizontal laminae alternating with centimetric beds of very fine sandstone, with subdued hummocky cross-stratifications (HCS), a few cm in amplitude (Fig. V.5A). This facies comprises a few horizontal burrows of *Cruziana* isp.

Interpretation: The subdued bedforms and fine grain size of the F1-F2 facies indicate a dominant fallout process within a low energy distal environment. The small HCS indicate wave processes that can be linked to distal storms, below the fair-weather wave action limit (Harms et al., 1975; Jelby et al., 2020). Consequently, facies F2 is interpreted as an upper offshore facies and facies F1, when found alone in metric successions, would correspond to lower offshore deposits.

2.4.2. Wave-dominated shoreface to foreshore

Description: Facies F3 is made up of dm to meter-thick, fine- to medium-grained sandstone beds with pervasive HCS, a few dm in wavelength and a few cm in amplitude, systematically grading upward from facies F2 (Fig. V.5A). The beds generally form upward-thickening successions (bedsets) up to 2m in thickness, in which a gradual increase in the size of the HCS is observed. These bedsets are locally bounded by discontinuous, centimetric mud drapes. Above the second occurrence of shell beds (36m, Fig. V.4), the bedform wavelength increases so that parallel, subhorizontal lamination is commonly observed in place of the typical hummocks or swaleys and their associated erosional surfaces. Facies F4 overlies facies F3. It is made up of meters-thick sets of HCS and swaley cross-stratified (SCS) sandstone beds (Fig. V.5B). These bedforms are up to 1.5 meter in wavelength and 40cm in amplitude, often

amalgamated but sometimes separated by mud drapes. Locally, a faint low-angle masterbedding can be inferred despite amalgamation (Fig. V.4). The uppermost occurrence of facies F4 show a combination of swaleys and upper-plane bedding, the two passing laterally to each other in the continuity of laminae (Fig. V.6C). Facies F5 overlies either facies F3 or facies F4. It is composed by decimetric layers of fine and well sorted sandstone, presenting planar and very low angle bedding (Fig. V.6A). It contains sparse entire brachiopod shells, amongst which clusters of brachiopods (Fig. V.6B).

Interpretation: The HCS and SCS of facies F3 and F4 are interpreted as results of 3D oscillatory currents that classically occur in the shoreface during storm events (Cheel & Leckie, 1993). The SCS reflects a lesser aggradation rate, related to a more erosional, proximal part of the shoreface profile (Dumas and Arnott, 2006). The minor proportion of mud drapes suggests that the environment is subject to wave processes almost constantly, or that inter-storm deposits are entirely reworked. The SCS in F4 point to the upper shoreface, while the HCS with mud drapes in F3 relates to the lower shoreface (Harms et al., 1975; Brenchley et al., 1986; Jelby et al., 2020). The continuity of swaleys and planar laminae in facies F4 is something early noted as a feature of the surf zone (Clifton et al., 1971). Pervasive planar bedding and very low angle truncations of facies F5 are associated with supercritical flows in the swash or breaker zone and are therefore assigned to the foreshore (Clifton, 1976). Because facies F5 can be found above F3 instead of F4 (Fig. V.4), it points in this case to an abrupt increase in the size of the waves and/or decrease in water depth.

2.5. Shell beds

The term “shell bed” points to accumulations of shell debris or entire organisms (Kidwell et al., 1986; Botquelen et al., 2004; Álvaro et al., 2007a, 2007b). The shell beds scoped in this article are grouped under three subfacies: F6a, F6b, F6c.

2.5.1. Shell beds on the field

The shell beds are discrete dm-thick layers forming either a unique stratigraphic marker (F6a, F6c) or amalgamated laterally within a facies unit that can be traced over kilometers (F6b).

F6a: This subfacies occurs in a single occurrence, in the form of a bioclastic conglomerate preserved above an erosion surface scouring F3, and overlain by a flat-topped sandstone with faint horizontal bedding (Fig. V.4, Fig. V.5C-D). The elements of the conglomerate, a few cm in diameter, subangular to subrounded, have a sandstone lithology similar to that in F3. The matrix of the conglomerate is a packstone with a silty matrix. Bioclasts in the packstone contain mm- to cm-sized fragments of brachiopods, trilobites, crinoids, gastropods and cornulitids. The brachiopod bioclasts that are flaky are commonly packed into clusters with imbrications inclined in alternate apparent directions (Fig. V.5E). Change in imbrication occur across faint stratification surfaces where the flaky bioclasts are mostly horizontal. This fabric is further documented in tomographic images (see below).

F6b: This subfacies occurs in 3 occurrences along the section (Fig. V.4). It is made up of bioclastic layers (the shell beds properly said) conformably interstratified with fine sandstone in the infilling of troughs about 1m deep and up to 20m wide, forming a cut-and-fill architecture with up to 7 bedsets. These deposits are inset into facies F5 by way of an erosion surface floored by gutter casts (Fig.V.6A). The internal structure of the shell beds is similar to that in facies F6a (compare Fig.V.6C and Fig. V.5E). The sandstone has faint lamination locally underlined by veneers of entire shells (or their casts) and cornulitids. This lamination is either parallel to the lower bedset boundary or with low-angle tangential terminations (Fig.V.6A). Bedsets locally truncate each other so that the shell beds can be over-scoured. There is an overall upward thinning trend of the successive shell beds in the bedsets. This architecture is summarized in the model in Fig.V.4.

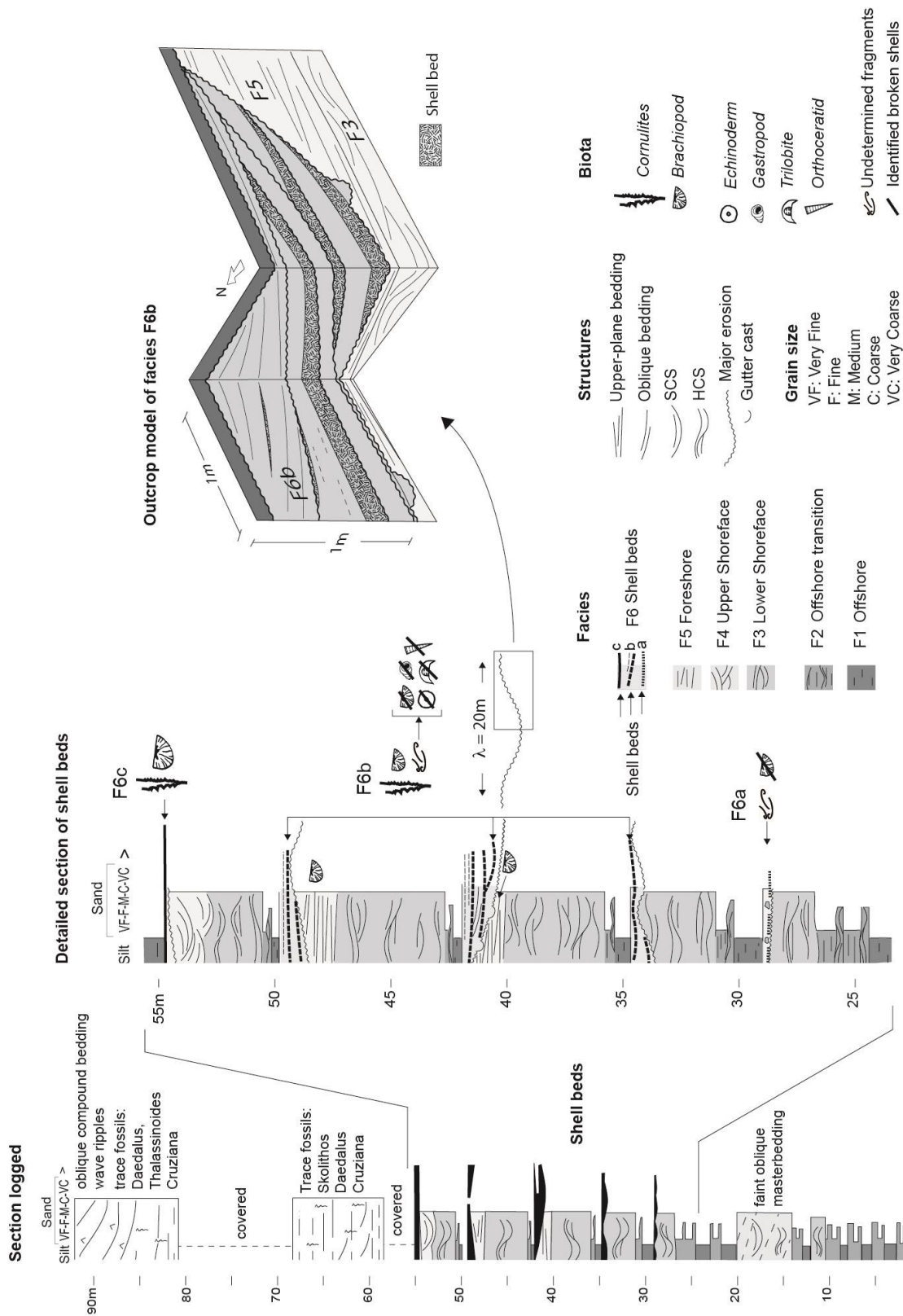


Fig. V.4: Left: complete section as located in Fig. 2C. The upper part, with numerous trace fossils and no wave dynamics, is not discussed in this paper. Middle: detailed section comprising the shell beds. Right: outcrop model of shell bed featured in Fig. 6A.

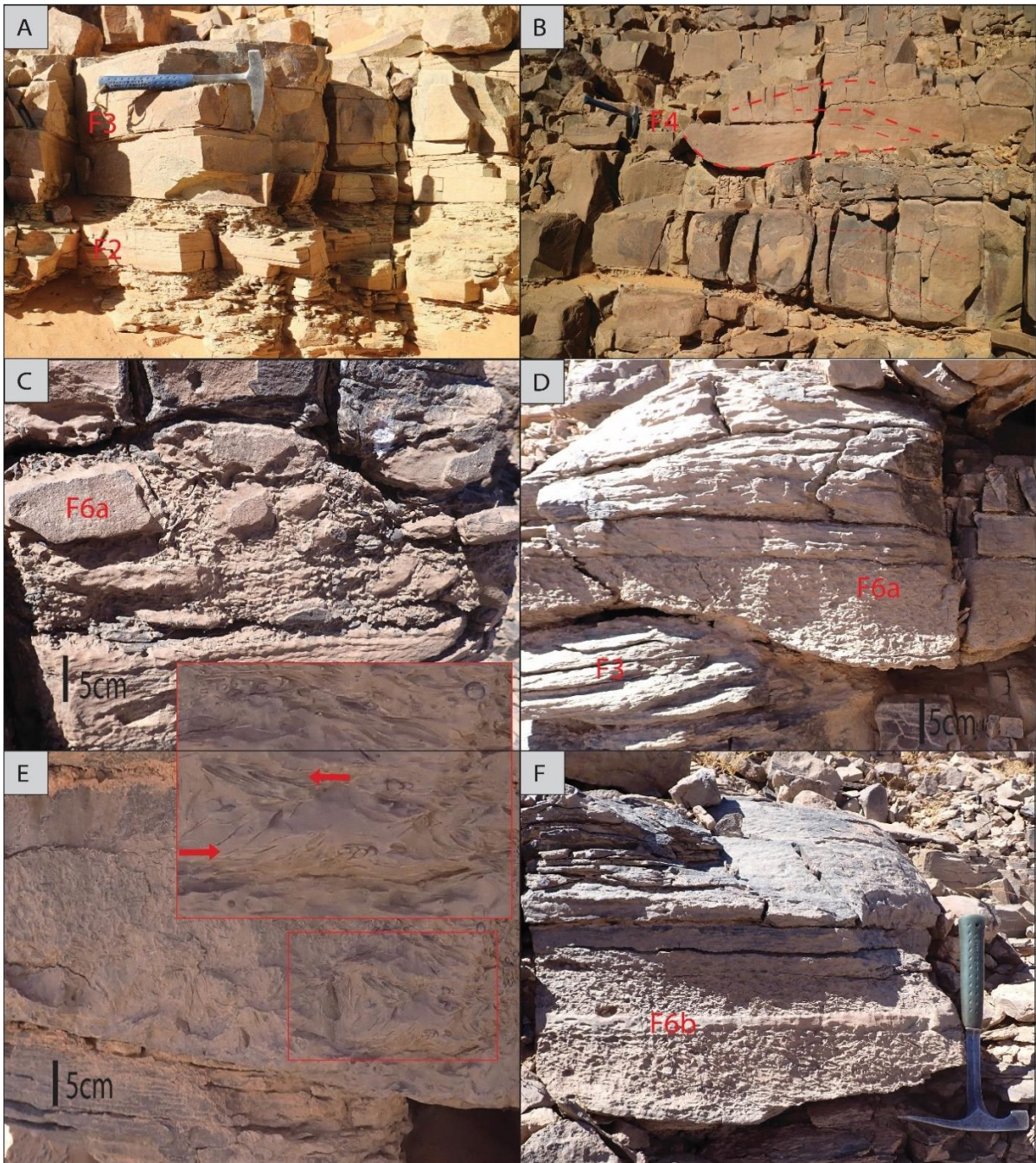


Fig. 5: Pictures of facies on the logged section at: (A) 9m: transition from offshore transition (F2) to shoreface (F3). (B) 15m: Succession of amalgamated HCS/SCS in the foreshore (F4). Hammer left to label for scale. (C) 29 m: Conglomerate in the first shell bed occurrence (F6a). (D) This bed shows locally prominent basal erosion evidenced by gutters incised in the shoreface (F3). (E) Detail of the fabric of this shell bed. The white arrows indicate alternate rhythms of reverse imbrication. See text for details. (F) 34 m: Second shell bed occurrence (F6b), with a thin intervening sandstone layer. The upper layer of sandstone forms a flat top abruptly overlain by facies F1 (covered by fallen blocks in the background of the picture).

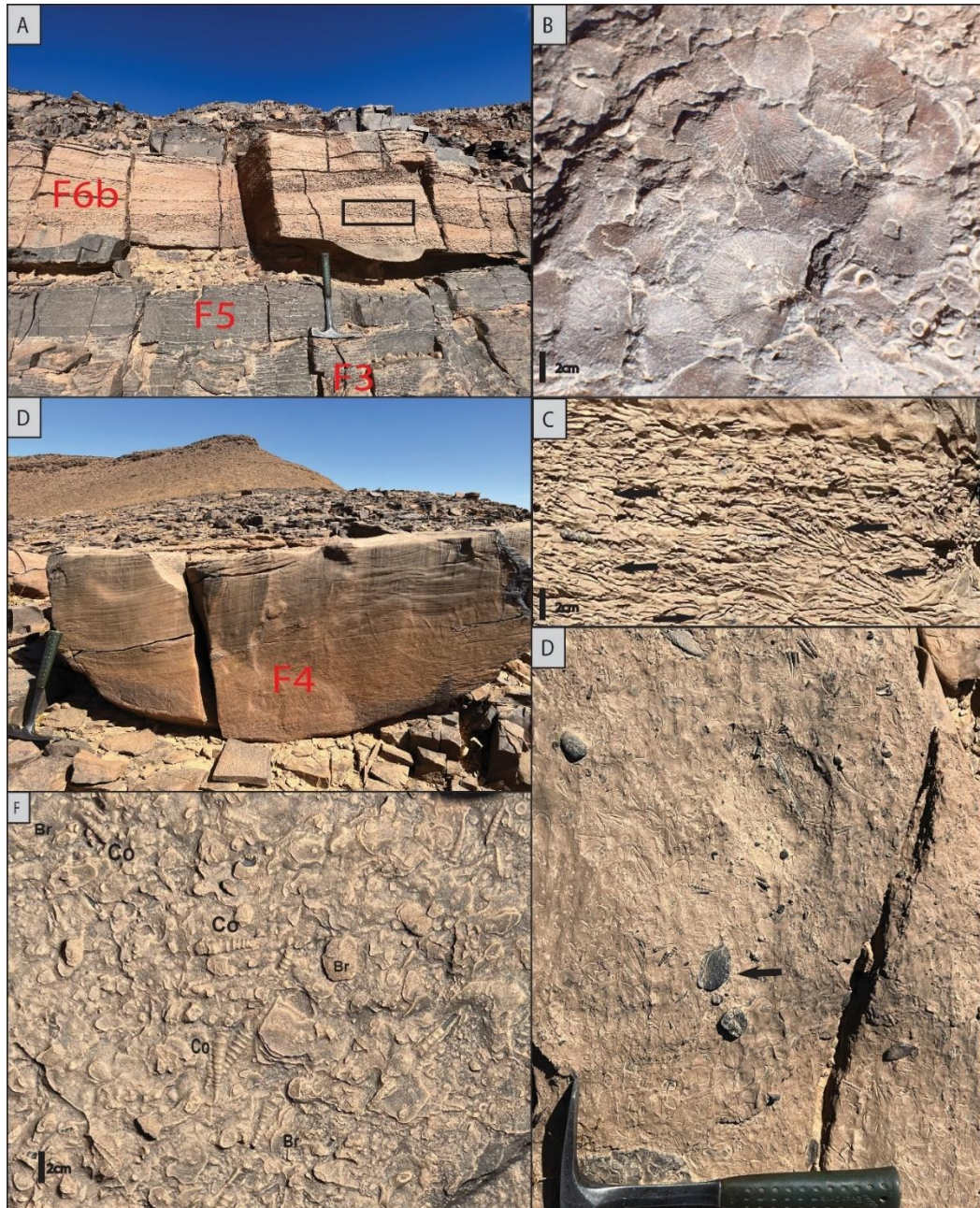


Fig. 6: (A). Third shell bed occurrence at 41 m. White arrows point to gutter casts. The shell beds are interstratified with sandstones, a typical feature of this facies (F6b). Note the upper-plane bedding in the underlying sandstone (F5). (B) Cluster of brachiopods found in facies F5 in picture A. (C) Detail of shell bed fabric corresponding to black frame in picture A. It shows the same rhythmic stratification as in facies F6a (Fig. 5E), with 2cm-thick intervals of oblique, imbricated flat bioclasts of brachiopods or entire cornulitids bounded by veneers of flat bioclasts. Imbrications show reverse flows (arrows). (D) Last occurrence of shell bed at 55 m (arrow). This one is a single thin pavement of entire shells (F6c). It seals a prominent sandstone bed with SCS (F4). (E) Detail of the top surface of the shell bed illustrated in picture D. Note the clasts (arrow). (F) Further detail on this surface, showing perfectly preserved cornulitids (Co) and brachiopods (Br).

F6c: This subfacies constitutes the last stratigraphic occurrence of a shell bed along the section, preserved above a prominent bed of facies F4 where SCS pass upward to upper plane bedding (Fig.V.6D). Facies F6c is made up of a 5cm-thick pavement of cornulitids and brachiopods perfectly preserved within a muddy matrix (Fig.V.6E-F). Bioclastic fragments are almost absent, unlike in facies F6a and F6b. The top of this bed forms a firm- or hardground with some mudclasts (Fig. V.6E). In some places, the surface is sliced so that fossils appear in cross sections (Fig. IV.6E), while in other places they were preserved in 3D beneath facies F1 (Fig. V.6F).

Interpretation: The interpretation of shell beds in terms of depositional environment is crucial to better understand the position of ecosystems in the depositional profile. The shell beds in facies F6a and F6b are interstratified in sandstones deposited in a high energy setting above a prominent erosion surface. The horizontal bedding in the sandstone above F6a is interpreted as upper-plane bedding, indicating a foreshore setting, likely in the swash zone (Clifton et al., 1971). The cut-and-fill of troughs in facies F6b is interpreted as large-scale SCS, suggesting a shoreface setting. The occurrence of shell veneers in diasthems of HCS/SCS has been noted for a long time (Dott & Bourgeois, 1982). The 20m- wide scour depressions floored by gutter casts would result from storm-wave erosion. The generation of such very large-scale scour depressions by storms and then infilled by 3D bedforms corresponding to HCS has been described from sea-floor images and box cores of the lower shoreface (16-18m water-depth) of Southern North Sea (Passchier & Kleinbans, 2005). Thus, the shell beds in F6a and F6b can be considered as shoreface to foreshore storm beds (reworked thanatocenosis). Only the shells in facies F6c might be in place, thus in a more distal part of the depositional profile. This is the kind of type-b shell bed reported in Upper Ordovician deposits of Anti-Atlas by Botquelen et al. (2004,2006). Their concentration at the top bed surface either suggests that energy was too low for the shells be broken into bioclasts, or that condensation occurred due to winnowing of bioclasts. In both cases, this suggests that the source ecosystem of F6a and F6b shell beds could expand in the offshore transition.

2.5.2. Shell bed microfacies

A full assessment of the taphonomy of those shell beds is beyond the scope of this article. While examining them, it appeared that cornulitids could be an interesting perspective as regarding to the ecology of the biota associated to the shell beds, as they had not been observed before in the Upper Ordovician of Algeria.

Cornulitid tubeworms belong to the class *Tentaculita* (Vinn & Zatoń, 2012). These suspension-feeding lophophorates are the only fossils that are preserved as entire specimens and not broken into bioclasts, despite their relative breakability is high. Brachiopods can be found as entire valves and where they are broken the bioclasts remain large. This suggests that the cornulitids could live in place or in vicinity of the beds where they are found. Their mass occurrence can provide information on their autoecology. A sample taken from the F6b shell bed at 41m was studied in detail.

2.5.3. Cornulitids observed at the bed surface

The top bedding surface of the sample, corresponding to the abandonment surface of the shell bed below the overlying sandstone facies (Fig. V.6A) shows a high density packing and a very low diversity of cornulitids. Two species are observed: (i) *Cornulites gondwanensis* (Gutiérrez-Marco & Vinn, 2018) (Fig. V.7A). They are tubes up to 40 mm long with up to 4.0 mm wide apertures, straight to almost straight. Tubes covered externally with prominent well-developed and regularly shaped annulations. Tubes do not bear attachment scars and have no widened tube bases, suggesting they were solitary and not attached to the ground. (ii) *Cornulites* aff. *Shallochensis* Cowper Reed, 1923 (Fig. V.7B). These specimens have a slightly sinuous, relatively large tube (i.e., 35 mm long) with irregular annuli of variable development. Besides the fact that those two species appear to live as free forms, groups of 4-6 specimens form bundles where the tubes are in the same plane, with their apertures in the same direction (Fig. V.7C). Such tube aggregates were likely formed when the animals had an upright living position in the sediment, with the aperture at the sediment-water interface allowing most efficient suspension feeding. Aggregates of tubes preserved in a vertical

position are suspected by series of contiguous cells (Fig. V.7D), but whether apertures are oriented upwards cannot be determined at this stage.

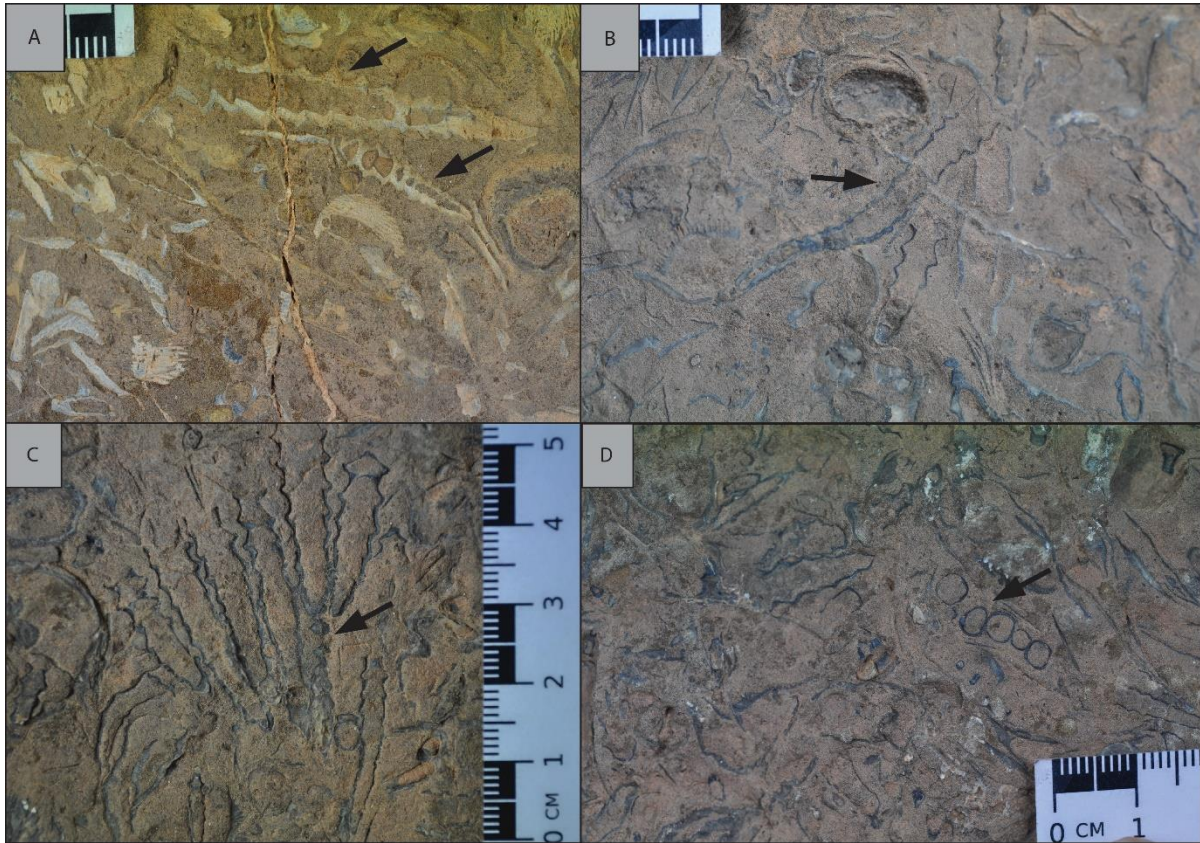


Fig. V.7: Details of cornulitids at the top surface of a shell bed of facies F6b sampled at 41m (see outcrop in Fig. 5A). (A) The dominant species is *Cornulites Gondwaenansis* (arrow). (B) Another species with sinuous tube: *Cornulites aff. Shallochensis* (arrow). (C) Aggregated cornulitids recumbent in the bed surface, forming a bundle with tube apex oriented to the right. (D) Aggregated specimens preserved in their original vertical position (arrow). This was interpreted after tomographic analysis (see text).

2.5.4. Petrography in thin sections

Observation of the thin sections of the above sample of F6b reveals that the shell bed matrix contains more than 60% angular to sub-angular quartz grains, with an average size of 50 μm (Fig. V.8). Micas, mainly muscovite, are also present. Feldspar, when present, show significant alteration. The cement is carbonated, probably resulting from the dissolution of the shells. Examination of the thin sections also confirms the presence among bioclasts of

echinoderm plates (Fig. V.8A), gastropods (Fig. V.8B), brachiopods (Fig. V.8C) and trilobites (Fig. V.8D).

The thin sections show several longitudinal and transverse sections of the cornulitids, revealing the tube aggregates already observed on the bed surface (Fig. V.9A-B). Longitudinal sections show that the wall structure is formed of several layers, with centripetal concentric growth (the initial layer constituting the outer layer) (Fig. V.9C-D). Some aggregated tubes have an outer layer in common (Fig. V.9B). This structure explains how tubes in aggregates can be welded and possibly then transported as clusters.

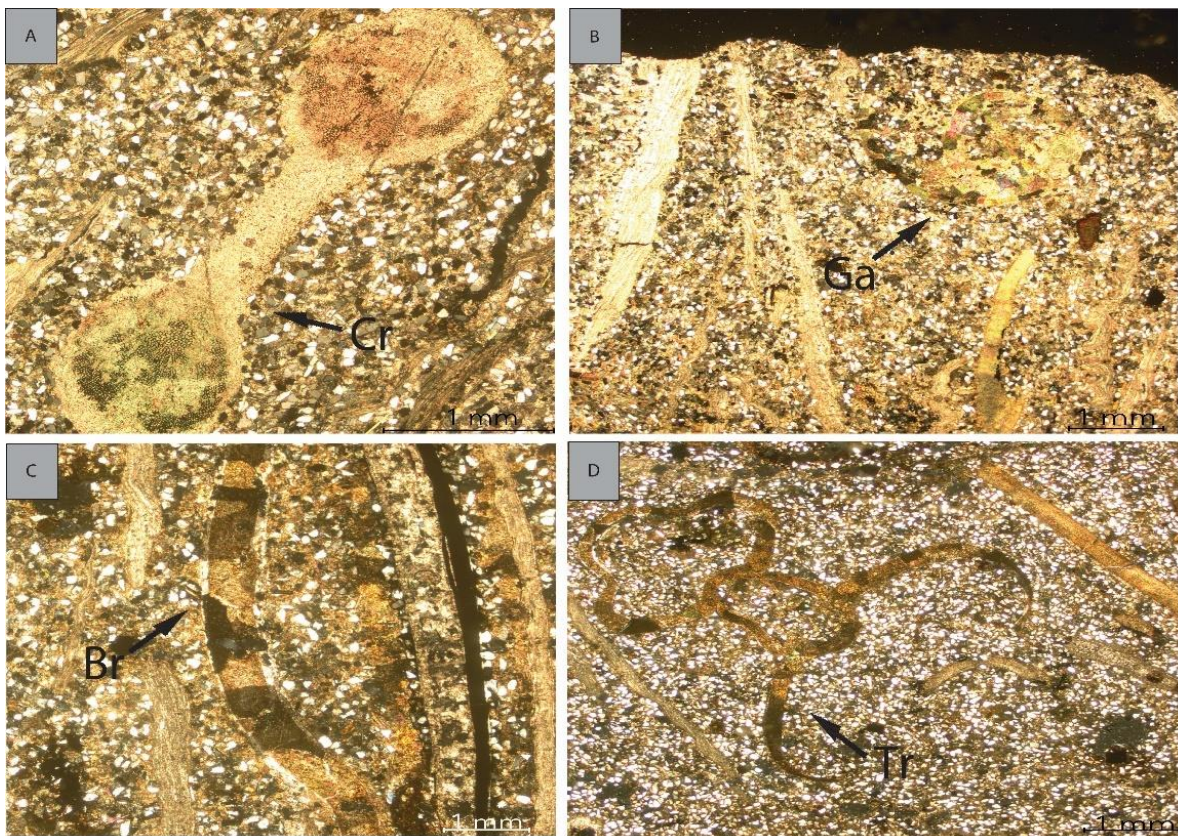


Fig. V.8: Thin sections from the sample in Fig. 6, showing the silty matrix with carbonate cement of the shell beds. Most bioclasts are large and can be identified: (A) Cr= crinoids. (B) Ga= gastropods. (C) Br= brachiopods. (D) Tr=trilobite.

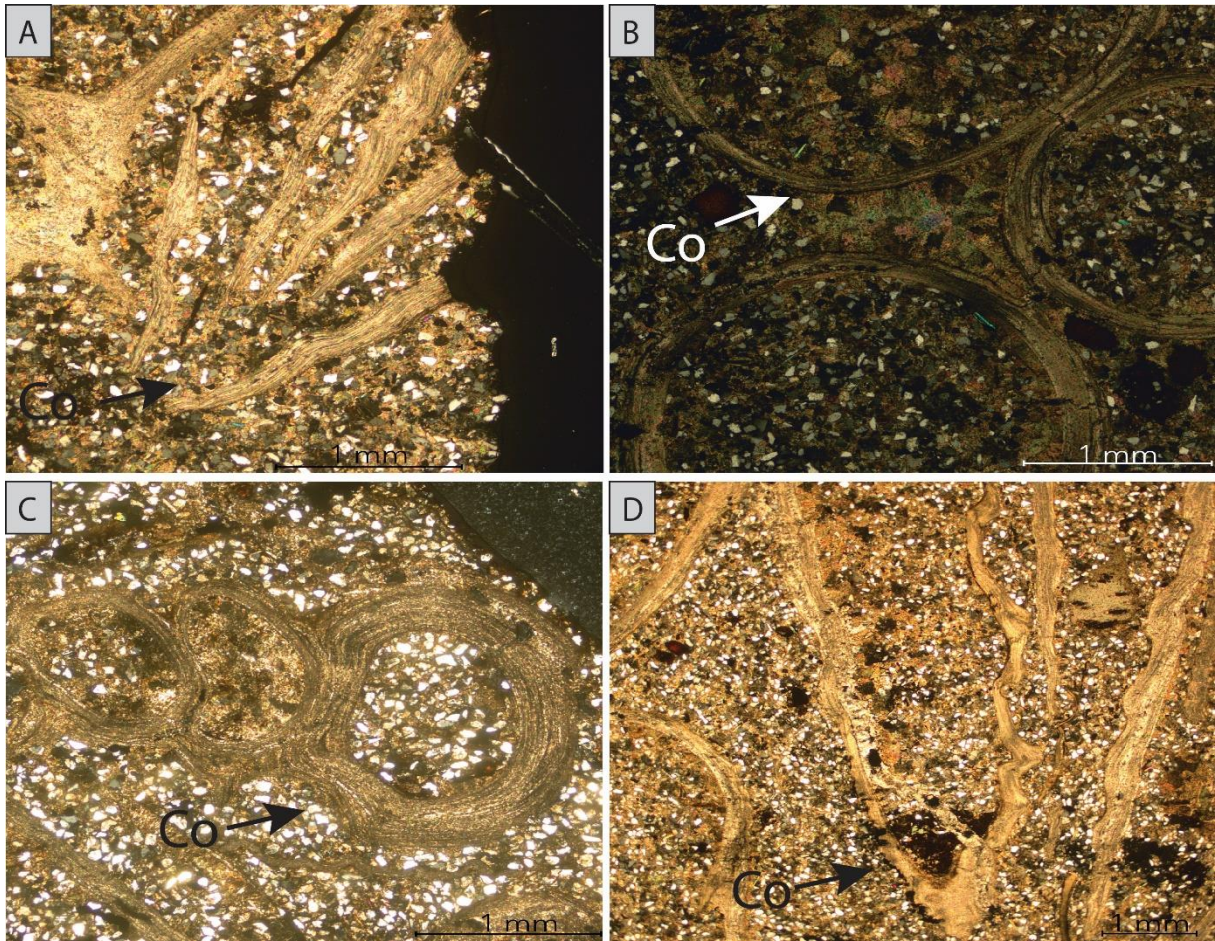


Fig. V.9: Cornulitids in thin sections, from the same sample as in Fig. 6. (A) Longitudinal section of an aggregate of recumbent tubes (section parallel to bedding). (B) Cross sections of aggregated (top) or only juxtaposed (bottom) tubes. In aggregates, the outer layer passes from one tube to the other (arrows). (C) Longitudinal cross section away from the tube axis. The apparent cells are the annuli of the tube. (D) Longitudinal section of specimens showing their annulated wall.

2.5.5. Shell-bed fabric in tomography

Examination of the sample by 3D tomography reveals multiple positions of the cornulitid tubes buried in the sediment, with their aperture oriented upwards or downwards, or the tubes recumbent in the bed (Fig. V.10A). The upward aperture probably corresponds to the dwelling position of filter-feeding individuals. As lophophorates, cornulitids were incapable of burrowing with their aperture downwards. Therefore, the specimens with downward oriented aperture or lying on the bed resulted from post-mortem transportation and sedimentation. The recumbent specimens have random orientations in the bed (Fig. V.10B), so that their section can be circular, as observed on the field (Fig. V.5E). Tomographic

images clearly show that these correspond to cornulitids (Fig. V.10C). Where the recumbent cornulitids are elongated along the paleoflow, their apices generally indicate the lee, as it can be deduced coincidentally by imbrication of the flaky brachiopod bioclasts (Fig. V.10D). The vertical tomographic sections provide further details on the stratification observed on the field (compare Figs. V.4E, 5C and 9D). Stratification is formed by alternation of up to 5cm wavy layers separated by veneers of flat-lying bioclasts (Fig. V.10D). Paleoflows reversal occurred from one layer to the other, and possibly laterally where wavy layers crosscut each other.

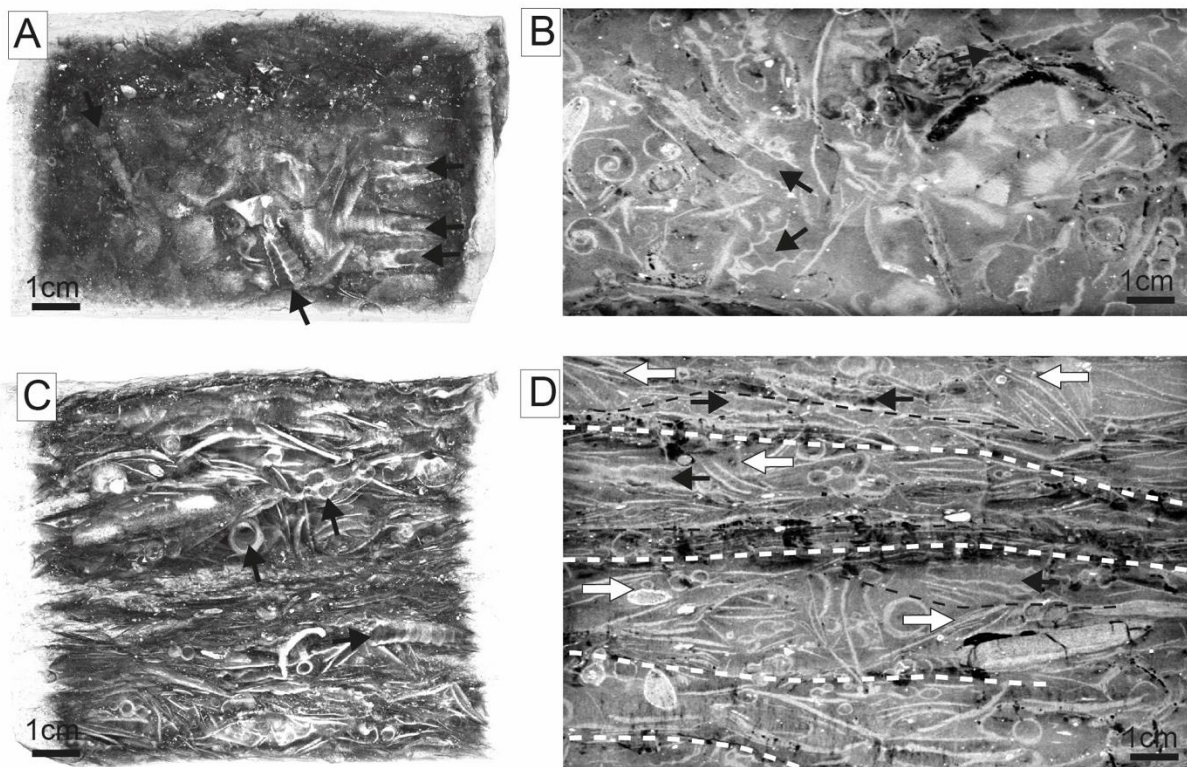


Fig. V.10: Tomographic images of a 10x7x5cm block extracted from the sample shown in Fig. 6. (A) 3D view of a vertical slice located at the core of the sample. Most of cornulitids are found recumbent in the bed but some with their apex oriented upwards or downwards (arrows). (B) Horizontal section showing that the cornulitids recumbent in the bed may be oriented in various directions. (C) 3D view showing that the circular sections correspond to cornulitids (arrows: see their annulated inner surface). (D) Vertical section showing the typical rhythmic layering of shells, as observed on the field. The dotted lines highlight veneers where the flaky bioclasts are parallel to the bed. They delineate undulated bedforms. White arrows show paleoflows as deduced from bioclast imbrications. Black arrows point to the wider, open end of cornulitid tubes. White dotted lines show flow reversal surfaces.

2.6. Discussion

2.6.1. Shell beds in transgressive ravinements

The association between shell beds and high-frequency variations in sea level has been well documented in the Ordovician (Botquelen *et al.*, 2004, 2006; Álvaro *et al.*, 2007a, 2007b; Loi *et al.*, 2010; Colmenar & Álvaro, 2015; Vaucher *et al.*, 2016). The logged succession is interpreted as a stack of 11 high-frequency (Zecchin & Catuneanu, 2013) each comprising facies F1 as highstand deposits. These sequences are 5m-Thick on average across the 55m of the lower part of the logged section. Considering that the Hassi Chaamba FM, about 600m thick (Fig.V.2), comprises the Darriwilian and Sandbian (14 Myrs according to Gradstein *et al.*, 2012), this suggest an averaged sedimentation rate of about 42m/Myrs. Thus, each of the 11 sequences would have a duration of 0,118 Myr, which is close to the period of excentricity cycles of the Earth's orbit. This suggest that these sequences are controlled by glacioeustatic sea-level changes.

The F1 to F3 facies successions in those sequences are conformable, and are interpreted as normal regressive systems tracts. In some sequences, downward shifts of facies can be supposed above facies F3 (ex. F3/F5 at 40 and 47m; Fig V.4). A regressive surface of marine erosion in thus inferred in those sequences, indicative of forced regression at origin of facies F5, Facies F6b, a few decimetres above, is bounded at the base by a prominent erosion surface. The through of SCS in facies F6b are about 5m in wavelength (see Fig.6A, where the exposure is about 2m wide and only half of the troughs is visible). This is twice larger than the SCS preserved in facies F4. The large size of the SCS in facies F6b, scaled to the orbital diameter of the waves and therefore to water depth, suggests that facies F6b is transgressive above facies F5; As a consequence, the erosion surface at the base of facies F6b is a sequence boundary amalgamated with a transgressive ravinement surface. In all sequences there is an abrupt shift from facies F6 to facies F1 in the transgressive record, so that the maximum flooding surface of each of those sequences is inferred close to the base of facies F1.

The sequences fits to the classic wave-dominated ramp model of progradational siliciclastic shelves (Walker, 1984, 1992; Brenchley *et al.*, 1986; Boyd *et al.*, 1992). The lower sequences comprise a single regressive system tract, recording normal regression, and those

encompassing the shell beds comprise in addition thin forced regressive and transgressive systems tracts. At the lower order, the high-frequency sequence set corresponds to a regressive system tract up to the sequence where regressive erosion at the sequence boundary is the most prominent. This coincides with the first shell bed (F6a, 29m, Fig.V.4). The *conglomerate in this shell bed, only occurrence of that kind in the studied section, possibly indicates sub-aerial regressive erosion prior to transgressive ravinement. The fully broken shells in the shell bed indicates a longer time of transgressive reworking in the nearshore area than in facies F6b, which is consistent with a more pronounced sea-level fall. The sequences comprising the shell beds above facies F-a form a transgressive sequence set.

The decrease in shell reworking from facies F6b to F6c supports the idea that shell beds are emplaced in an overall deepening up trend. It also suggests that the ecosystem sourcing the shells extended to the offshore transition.

A facies model of the Hassi Chaamba shell beds is proposed (Fig. V.11). This model features a change in the coastal profile from regression to transgression that explains the occurrence and relative position of the facies observed in the sequences of the transgressive set. Only these sequences comprise the full set of facies. In the sequence of the regressive sequence set, the prograding foreshore may have not reached the section area. Another possibility is that transgressive ravinement would have truncated the uppermost part of those sequences. The model implies an increase of wave size in transgressions, first created by the increase in water depth and then amplified by the related wave erosion. The model suggests the coeval development of shelly faune in the transgressive system tract from the shoreface to the offshore. IN this respect, following the typology of [Kondo et al. \(1998\)](#), the shell beds in facies F6a-B are “onlap” shell beds, while facies F6c is a “backlap” shell bed. The reason why neither sparse shells nor shell beds are found in the regressive sequence set remains open, but may owe to the relationships between hydro-sedimentary dynamics and ecology in the coastal zone.

2.6.2. Autoecology and biota behaviour

From an autoecological perspective, the oligospecificity of the preserved biota suggests a stressed environment with trophic conditions restricted in time. The biota could

radiate across the profile during short periods and the shelly material be quickly reworked and buried in storm deposits. This applies to entire brachiopods that are preserved in the shell beds, together with gastropods and cornulitids. Besides, the brachiopods being the source of the large amount of flaky bioclasts forming the bulk of the shell beds, they could be reworked through longer periods and therefore they were present over larger areas or longer times.

The occurrence of cornulitids aggregates implies that reworking was not able to dislocate them, although the welding might be very fragile. This suggests that especially for those biota reworking was minor, meaning that they were living in the shell bed between storms. Some cornulitids could grow partially buried with their proximal end in the sediment. Such life mode presumably represents an adaptation to high hydrodynamic conditions and little hard substrate. The formation of aggregates thus could be a way for them to better anchor the bed (Vinn, 2010).

The primary position would be with an aperture of the worm tube slightly above the water-sediment interface, allowing the organism to filter food particles from the water column. Aggregates buried in the sediment with apertures oriented upward are observed in F6b shell beds, suggesting they are preserved in living position. The cornulitids have a recumbent position in F6c, where the position of their aggregates suggests that the organisms were lying dead on the firm seafloor. The latter preservation is consistent with the thanatocenosis interpretation of this shell bed.

In case of post mortem displacement, the aggregations would have been reworked and deposited with the heavier apertural part down, and this should have happened in a soft sediment.

Tomography data of F6b shell beds show cornulitids tubes oriented like this, but preserved together with tightly packed and imbricated brachiopod shells, which is not consistent with a soft bed. The shell bed texture suggests that the shells could have been partially lifted by turbulence and/or packed obliquely against objects protruding from the bed.

The latter possibility is illustrated by some tomographic sections (see Fig. V.10D, lowermost arrow). The occurrence of entire cornulitid aggregates in life position could thus be a chance, but also the hint that they were capable of restoring their life position with apertures

oriented upwards, possibly after the peak energy event, and provided they were not buried in the meantime. Such ability to correct orientation occurs in modern polychaete tubeworm *Ditrupa* (Hove & Smith, 1990) which would be the best modern analogue to cornulitids anchored with their tubes in soft sediment.

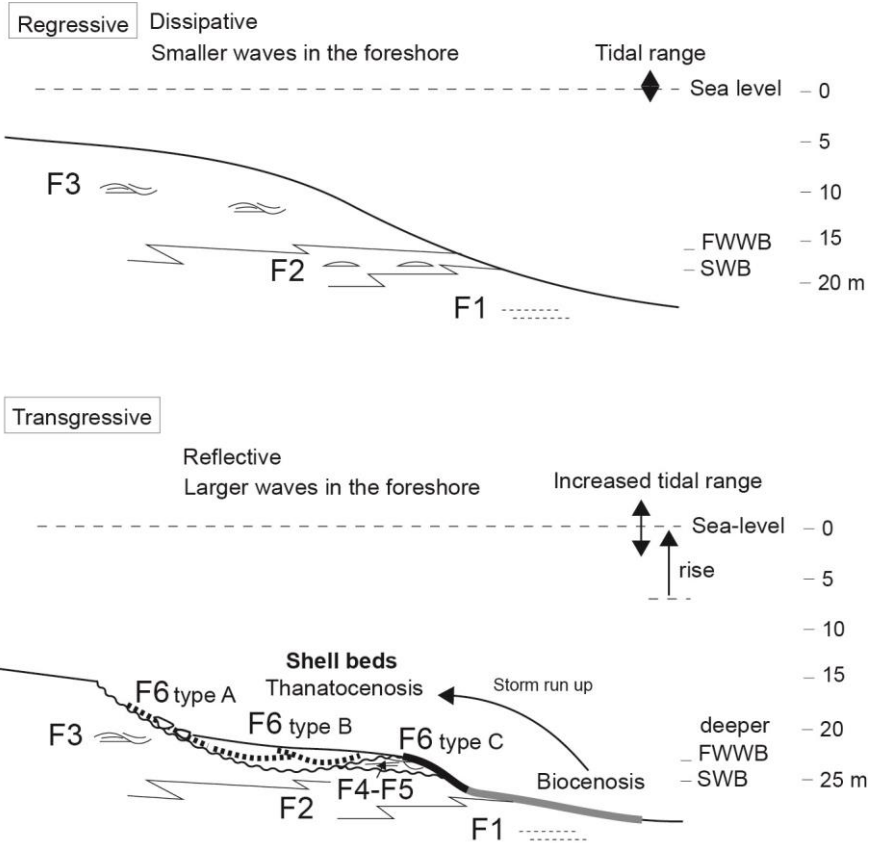


Fig. V.11: Facies model of Hassi Chaamba shell beds. All facies are primarily controlled by storms. The difference between fair-weather wave base (FWWB) and storm wave base (SWB) is stitched to offshore/shoreface facies boundaries. The shells are reworked into F6a-b transgressive storm beds in the shoreface and preserved in place as a F6c hardground deeper in the profile. The F4-F5 beds below the shell beds point to a downward shift of facies, that can be the result of a forced regression before transgression. The ecologic window expands from the offshore to possibly the foreshore where shell beds are reworked in place. Tidal dynamics possibly controls the inner bedding of storm beds, as supposed from that of the shell beds.

2.6.3. The interplay of tides

The very good preservation of fragile cornulitid tubes in facies F6b is striking, considering that they lie in storm beds forming very-large SCS. The internal geometry of the SCS in facies F6b shows oblique low-angle crossbedding, a feature typical of anisotropic HCS/SCS which indicates combined flows (e.g. [Arnott & Southard, 1990](#)). The unidirectional flow component could be either tidal, or rip currents induced by storm downwelling ([Dumas and Arnott, 2006](#))

We hypothesize that tidal dynamics is possibly recorded in the facies geometry and succession encompassing the shell beds.

The large-scale SCS infilling the troughs in facies F6b are floored by fining-up shell beds, conformably overlain by sand, suggesting a decrease in shell supply and energy recorded during deposition of each of the sets forming the cut-and-fill architecture of this facies. Up to 7 cycles of cut-and-fill are observed in facies F6b occurrences. These cycles could be punctuating the waning stage of a single big storm as in the original model of Dott & Bourgeois (1982), or a succession of storms. In the first hypothesis, the full cut-and-fill package (up to 1m) would be deposited within a few days and the shell beds inside each bedset could reflect daily tidal cycles. In the second hypothesis, the shell beds would represent the climax of each storm, with a possibly long time (decades, centuries?) between them. There are two points in favor of the single storm hypothesis for each bedset. First, the troughs infilled by each bedset are of comparable depth as the thickness of the full cut-and-fill unit, which in turn compares with the amplitude of the large scour hollows at the bottom. Those scours do not argue in favor of a long-lasting levelling of this surface under the erosive action of waves. Second; the layering within the shell beds shows a rhythmic change in hydrodynamics, following an alternation of stages of flattening and lifting of bioclasts. The layers with lifted bioclasts would reflect a stronger advection into eddies while they move along the bed. Their imbrication shows reverse flows on vertical sections, but with random directions on horizontal slices (Fig. V.10B). This may be due to the oscillatory component of waves. However, the layers with flat bioclasts are also with more matrix, suggesting a decrease in energy not consistent with maintenance of the orbital motion. The stages of flattening could reflect lesser stirring due to

oscillation. These rhythmic changes in energy during infilling of a single swale of the SCS suggest that they were fast, must faster than the lateral shifting of the orbital cell that created the structure. We hypothesize that this could be the time-scale of daily tides.

Significant changes in water depth could be responsible for those changes. Because waves in shallow water are scaled to water depth, orbital diameter of waves formed at high tide must be larger than that of waves formed at low tide. Increased water depth, however, reduces the impact of waves at the sea bed. For bedforms of tempestites in the shoreface- to offshore transition, Vaucher et al. (2017) hypothesized that wave effect should be larger at low tide. In the surf to swash zone, however, the contrary is more likely. As predicted by the tidally-modulated shoreface model Dashtgaard et al. (2009), the larger bedforms preserved on macrotidal wave-dominated foreshores must be formed during high tide. This is also documented in modern open-coast tidal flats (Yang et al., 2006). Although this example refers to pure tidal flat, tidal facies formed at low tide in such environments have little chance to be preserved, and most of the lower intertidal record is composed of HCS (Li et al., 2000; Fan et al., 2004; Yang et al., 2005).

From a sequence stratigraphic perspective, inferring the interplay of tides in facies F6b is consistent with the location of the shell beds on transgressive surfaces. During transgressions, the increase in width of the shelf commonly favors tidal resonance, which would increase the tidal range at the coast (Reynaud and Dalrymple, 2012). There are unfortunately no data about the paleogeography of the basin that would allow to calculate its resonance period and to compare it with the semi-diurnal tidal period. The sandstones that crop out above the shell beds in the logged section do not show evidence of wave dynamics (58-93 m, Fig. 4). Describing these facies falls beyond the scope of this article, but there are some hints that they are transgressive tidal deposits: (i) they are coarser, such as expected by transgressive winnowing of clastics supplied at the coast; (ii) they contain marine fossils, including the species of the shell beds, and are pervasively bioturbated with marine trace fossils; (iii) they are entirely cross-bedded at various scales, locally pointing to large-scale bedforms evolving in subcritical flows (Metatla, 2023). Some of these sandstones at least share common features with tidal sand sheets as reported by Stride (1982), or tidal bars and dunes as reported by Dalrymple & Rhodes (1995).

In the rock record, numerous studies suggest a tidal modulation in the HCS, and this always implies a large tidal range (Plink-Bjorklund, 2008; Basilici *et al.*, 2012; Vakarelov *et al.*, 2012; Rossi and Steel, 2016; Vaucher *et al.*, 2017). Closer to the study area, the presence of hybrid wave/tide facies has already been noted in the Bou M'Haoud formation of the Saoura range (Ghienne *et al.*, 2007) and in the Ordovician of Morocco (Loi *et al.*, 2010; Marante, 2008; Meddour, 2016; Vaucher *et al.*, 2017). The novelty in the Daoura shell beds is the perspective that this hypothesis brings to autoecology of the shallow-marine biota.

3. Conclusion

A 55-m thick section of the middle part of the Hassi Chaamba Fm. exposed in Djebel Moussine has been studied in detail. It consists siliciclastic facies ranging from the offshore transition to the foreshore of a wave-dominated ramp model. The facies tract forms high-frequency sequences (100 Ka) up to 10m thick, organized in a regressive-transgressive sequence set. The 5 first sequence of the transgressive set comprise shell beds. The shell beds are present in transgressive lags, grading upward the transgressive sequence set from bioclastic beds (foreshore to shoreface) to hardground with entire shells (offshore transition).

All shell beds comprise the same biota, dominated by brachiopods (forming most bioclasts) and cornulitids (not broken). The shell beds in shoreface deposits are interstratified in very-large SCS which infill scour depressions 20m in wavelength. These deposits reflect the increase of the size of storm waves at the coast, a consequence of increased accommodation during transgression. These transgressive shell beds would reflect a change from wave-dominance to increasing tidal influence. The layering of shell beds in the SCS reflects variation of energy that may be driven by daily changes in water depth controlled by the tide.

Tomographic images of the shell beds show an internal layering that can also reflect cyclic changes of intensity of stirring at the bed within the time of one single storm. The wave-current combination is also deduced from (i) interstratification of upper-plane beds above or below the shell beds, (ii) the dominance of anisotropic HCS (lateral accretion). Tomographic images demonstrate the perfect preservation of cornulitids in various orientations inside the

shell beds. This suggests that they have been moved together with the bioclasts. However, some tubes are aggregated, an adaptation to loose grounds.

The maintenance of some aggregates with upright aperture of the tubes is unlikely unless they could restore a living position between two agitation periods (possibly two tides). These results open to new perspectives as regarding to autoecology of these biota and to a way of disentangling the signature of tides in storm beds.

Chapitre VI. Discussion

Au cours de cette étude, plusieurs points sont apparus comme sujets de discussion, certaines déjà ouvertes dans le texte des chapitres précédents, et méritant une mise en perspective qui est l'objet de ce dernier chapitre.

1. Un paléolittoral sableux

Le modèle de faciès proposé pour l'Ordovicien de la Daoura est une tentative d'intégration des observations réalisées sur des grès il est vrai très patiné par le vent du désert, et parfois recouverts par des éboulis qui masquent une partie de l'information. Il y a aussi le fait que même si l'affleurement est multi kilométrique, le terrain en pente ne permet pas d'avoir le recul pour tracer les corps sédimentaires, quand cela n'est pas interdit de toute façon par l'amalgamation des faciès. Même si les faciès de vague sont beaucoup mieux exprimés dans les structures sédimentaires, des faciès tidaux ont été induits grâce à la prédominance de structures de dunes ou de rides de courant, avec des évidences d'émersion d'estrans intertidaux (rides lingoïdes, *Kinneyia*), et un corpus de traces fossiles cohérent. Les cyclicités tidales, au sens strict, ne sont pas mises en évidence et cela pose toujours un problème. Nous pensons toutefois que l'interprétation tidale de ces faciès tient à la lumière de l'ensemble des autres données.

Le sable semble confiné dans le prisme littoral, et n'entre dans l'offshore transition que par des tempestites discrètes. Il n'y a pas de corps sableux d'offshore caractérisés. Il est possible que ce soit le fait d'un profil de dépôt très plat et d'une côte très dissipative. Seules les tempêtes affectent son profil mais l'essentiel du stock est remanié sur place. La base du shoreface enregistre alors surtout les vagues de tempête et l'ensemble des suites de grès à HCS des faciès F4 est une amalgamation de niveaux de tempêtes. La prédominance de silts dans tout l'offshore, et aussi le fait que les longues successions de silts soient généralement couvertes de dépôts quaternaires, expliquent en partie que nous n'ayons pas beaucoup regardé ces faciès, dans lesquels néanmoins des cliniformes existent. Il y est de toute façon

difficile de rechercher l’empreinte relative des marées et des vagues. L’absence de grès qui aurait une signature typiquement profonde fait qu’on a considéré les grès bioturbés comme peu profonds, ce qui peut être aussi discuté. Les sables tidaux d’offshore sont généralement bioturbés, même lorsqu’ils constituent de grands corps sédimentaires (Reynaud et al., 1999 ; Reynaud and Dalrymple, 2012), mais dans ce cas ils sont toujours associés à leurs marges à des boues d’offshore également bioturbées. L’absence de bioturbation dans les dépôts d’offshore est à relier au fait qu’à l’Ordovicien, les milieux marins du large ne sont pas encore systématiquement colonisés par des organismes endobenthiques.

Si le sable est absent de l’offshore, les silts et les argiles semblent absents du littoral, mis à part d’énigmatiques drapages dans les joints de stratification de certaines HCS, qui sont discutables (micas ? altération ?). C’est peut-être aussi pour cela que la signature tidale est difficile à voir dans ces dépôts. Mais en tout cas, vue la quantité de silts accumulés en offshore, cela veut dire que l’hydrodynamisme contrôle efficacement le partitionnement granulométrique des dépôts.

2. Signature tidale des shell beds

Les shorefaces modulés par la marée ont des caractéristiques liées au balancement de la zone de déferlement : essentiellement l’interstratification de litages plans dans les HCS. Les dépôts formés à l’arrière du déferlement à marée descendante peuvent être comparés à ceux d’estrans non exposés aux vagues, à l’exception qu’ils coiffent une topographie de mamelons ou de barres de déferlement. Ce sont essentiellement des litages de rides lingoides et de clapot, mais leur potentiel de préservation est faible. Sous la ligne de basse mer, l’influence de la marée doit se traduire par une variation du rayon orbital des vagues. Dans certaines études, c’est plutôt à basse mer que les HCS se développeraient dans le shoreface, alors qu’à haute mer les vagues n’atteindraient pas le fond (Vaucher et al., 2017). Cela sans compter évidemment la variation intrinsèque de la taille des vagues. Mais les vagues de pleine mer au-dessus du shoreface devraient également avoir une amplitude plus grande, si on considère que leur amortissement est moindre dans une eau plus profonde. On peut considérer que la

durée d'un épisode tempétueux de plusieurs dizaines d'heures devrait donc s'enregistrer comme des cycles de croissance/décroissance du rayon orbital pendant la tempête.

Les interstratifications rythmiques des shell beds du faciès F6b/d s'enregistrent dans les dépôts à HCS-SCS les plus proximaux si on les considère au toit des paraséquences. Donc les plus en position d'enregistrer les marées, selon l'idée qu'on n'a pas de dépôts tidaux d'offshore. Ce sont aussi ceux qui montre la plus grande longueur d'onde, donc correspondant aux plus longues vagues, et donc potentiellement dans une tranche d'eau quand même suffisante pour cela. Une modélisation serait nécessaire pour calculer les paramètres des vagues nécessitées par des HCS de plusieurs mètres de longueur d'onde dans une tranche d'eau donnée. Ces HCS-SCS montrent deux ordres emboîtés de structures : (1) les grandes lentilles de longueur d'onde pluridécamétrique, limitées à la base par des gutter casts, et remplies par (2) des HCS-SCS rythmiques, correspondant à une plus haute fréquence (longueur d'onde inférieure mais dépassant 5m) et constitués par un doublet shell-bed/grès d'une épaisseur pouvant atteindre 20 cm.

Le point de discussion est sur le temps de ces rythmes. Soit les rythmes haute fréquence sont des épisodes de tempêtes (saisonniers ?) à l'intérieur d'une période de tempête (décennale, centennale ? La dernière enregistrée à cette amplitude avant le flooding). Soit ce sont des marées à l'intérieur d'un épisode de tempête (le dernier etc...). L'étude tomographique des shell beds F6b dans ces rythmes montre des laminations alternées qui nous ont également intrigué. L'apparente bidirectionnalité dans les imbrications de coquilles peut être le fait de la turbulence dans l'oscillation 3D qui forme les creux des SCS, de la même manière que se forment des chevrons à offshoots opposés dans des rides de vague. En revanche, le litage des shell beds, avec des plans de pause ou les coquilles sont à plat, posent problème. Est-ce la signature d'une variation de l'énergie pendant le dépôt du shell bed ? Une modélisation analogique, comme celles entreprises par Maria Duperron à M2C Caen, pourrait éclairer ce point. Et apporter une réponse aussi à la question du temps nécessaire pour la formation d'un shell bed.

3. Relation entre dynamique tidale et physiographie

A cause de leur description première dans les environnements estuariens, les faciès tidaux sont généralement « typiques » dans les parties les plus proximales ou les plus protégées du profil de dépôt. Or ce sont les environnements les plus sensibles à la topographie sur laquelle la marée s'étale (sa forme et sa bathymétrie). La variation de la vitesse du courant sur un cycle de marée est une fonction de l'hypsométrie de la surface inondée. A court terme, la morphodynamique des corps sédimentaires influence localement l'enregistrement de la marée. A long terme, l'expression des marées dans l'enregistrement sédimentaire peut aussi être la conséquence de la variation de l'accommodation sur le trait de côte. Le comblement de l'accommodation diminuera le prisme tidal (le volume rempli et vidé par la marée dans l'espace intertidal) et la vitesse des courants tidaux. Inversement, le creusement du profil de dépôt, par exemple sous l'effet de l'érosion littorale, augmentera le prisme tidal et la dynamique tidale. Sur une côte ouverte, cette modification du profil de dépôt et sa rétroaction sur la dynamique tidale ira dans le même sens que pour la dynamique des vagues : un profil plus creux donnera moins de dissipation et occasionnera des vagues plus hautes dans le foreshore. On peut donc penser que, dans ce cas, le tidal s'exprimerait davantage dans les faciès où les vagues seraient aussi les plus grandes, ce qui est en effet ce qu'on voit dans les faciès à shell beds, si notre hypothèse est correcte.

La forme d'onde de la marée semi-diurne est également influencée par la distance de la côte au shelf edge et la profondeur d'eau au shelf edge, avec des distances favorables à la résonance tidale. Cette résonance survient lorsque l'onde de marée réfléchi par la côte est en phase avec l'onde entrante (Reynaud and Dalrymple, 2012). En général, c'est ce qui se passe pendant les transgressions ou la plate-forme s'élargit. Ceci est à mettre en perspective de la position des dépôts tidaux (ou influencés par la marée selon notre interprétation des faciès) dans les cortèges de dépôt interprétés à partir du stacking pattern des faciès : les dépôts tidaux sont dans les cortèges transgressifs. Et, à nouveau, c'est dans les cortèges transgressifs qu'on enregistre les biota (bioturbations dans le foreshore, shell beds dans le shoreface et jusqu'à l'offshore transition). L'augmentation de la surface de la plate-forme

pendant les transgressions expliquerait alors l'arrivée brutale et massive des biota donnant les tempestites à shell beds dans l'Ordovicien moyen.

4. Position des biota dans le modèle de dépôt

Dans l'Ordovicien de la Daoura, ce sont les faciès tidaux qui portent les traces fossiles, et pas les faciès de vagues. Pourquoi ? Soit les biota ne sont pas adaptés aux milieux exposés aux vagues, soit leurs traces sont effacées dans les dépôts de tempête. Revenons ici sur les biota des shell beds. Ces organismes sont normalement adaptés à des environnements très divers allant du foreshore à l'offshore, mais les shell beds sont situés à la jonction entre les dépôts d'offshore et de shoreface à grandes HCS/SCS (et il n'y a pas de coquilles dans les shales d'offshore). L'idée est donc que, même si les shell beds sont des thanatocénoses transportées, les biota sont plutôt inféodés au prisme littoral. Un modèle incluant les différents environnements du profil influencé marée déterminé au chapitre III a été dessiné pour une version préliminaire de l'article soumis à Bulletin of Geoscience (Fig. VI.1). Dans ce modèle c'est la dynamique des tempêtes qui mobilise et concentre les coquilles dans le shoreface.

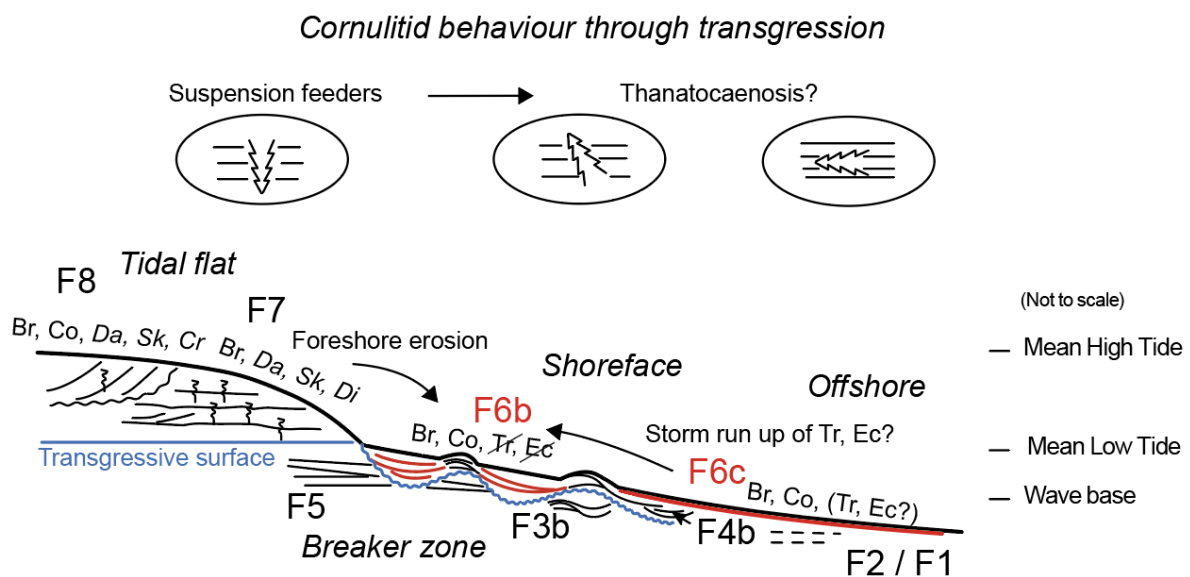


Fig. VI.1 : Modèle intégrant les faciès tidaux dans le profil influencé marée de l'Ordovicien de la Daoura. Les numéros de faciès sont les mêmes que dans l'article du chapitre V.

Les shell beds du faciès F6c, interprété comme un faciès de condensation (hardground) préservé à la base des cortèges transgressifs, indique que les biota pouvaient néanmoins exister en position plus distale, peut-être dans l'offshore transition.

5. Le tidal dans la stratigraphie séquentielle

L'Ordovicien moyen de la région de la Daoura se caractérise par la coexistence de deux systèmes sédimentaires : un système de plate-forme dominée par l'action de la houle et des tempêtes pendant les phases régressives et un système dominé par les vagues et influencé par la marée pendant les phases transgressives. Déjà, dans le 1^{er} Bani de l'Anti-Atlas (Ordovicien moyen), Marante (2008) avait évoqué la présence de tidal à la base des cortèges transgressifs.

À l'échelle des cycles haute fréquence, l'existence d'un cortège transgressif dans les cycles dominés par les tempêtes n'est pas évidente, tandis que des séquences de haute fréquence sont enregistrées. Cependant, lorsque des faciès influencés par la marée sont présents, y compris dans des faciès de déferlement, ils ne sont pas dans une suite régressive, et sont en revanche organisés en comblement rapides limités à la base par une surface abrupte d'érosion au-dessus de faciès d'offshore (Fig.IV.2), Cette organisation suggère qu'il puisse y avoir des vallées incisées, comme on le voit sur la (Fig.IV.3) sur un transect idéalisé. La surface d'érosion à la base des dépôts tidaux serait alors à la fois une limite de séquence et une surface de transgression. Seule la montée du niveau de base permet d'accommoder parfois plusieurs dizaines de mètres de dépôts d'estran. Dans ce cas, les dépôts tidaux constitueraient des cortèges transgressifs.

Nous avons interprété ces grès bioturbés comme des demi-cycles transgressifs haute fréquence car, si nous suivons le principe de partitionnement volumétrique des dépôts d'une séquence génétique, ils doivent s'enregistrer à l'amont des séquences de haute fréquence, où ils traduisent l'augmentation de l'accommodation. Ces demi-cycles transgressifs dominent dans les cortèges transgressifs d'ordre inférieur (ordre 3), alors que les séquences de haute fréquence dominent dans les cortèges régressifs. Le « turnaround » entre les cortèges régressifs et transgressifs d'ordre 3 est le moment où nous enregistrons les shell beds, le

meilleur exemple étant celui au sommet de la coupe de Ben Tadjine. La limite de séquence d'ordre 3 est sur le conglomérat F6a. Suivent les premiers cycles HF avec au sommet les shell beds F6b. On fait l'hypothèse que malgré que ces shell beds sont dans les plus grandes HCS, ils enregistrent déjà le ravinement transgressif. La préservation croissante des coquilles dans les flooding des cycles HF suivants, jusqu'à avoir un lag F6c (taphocénose) correspondant à une surface de condensation (offshore transition) exprime la rétrogradation du système. Les cycles HF qui suivent sont trop rétrogradés pour enregistrer une paraséquence, et enregistrent à la place un demi-cycle transgressif à faciès tidal. Nous avons discuté plus haut de la possibilité que les grès F10a ou F10b pourraient en fait correspondre à l'amalgamation de cycles transgressifs HF plutôt qu'à un seul, mais nous n'avons pas assez de données pour trancher. En résumé, ce cortège transgressif d'ordre 3 représente bien l'idée que nous avons de l'évolution des dépôts gréseux qui y sont préservés dans les cycles HF, avec les faciès de plus en plus tidaux à mesure que la rétrogradation se poursuit à l'ordre inférieur (et bien sûr avant que la rétrogradation soit trop importante pour que les grès soient enregistrés dans les cycles HF).

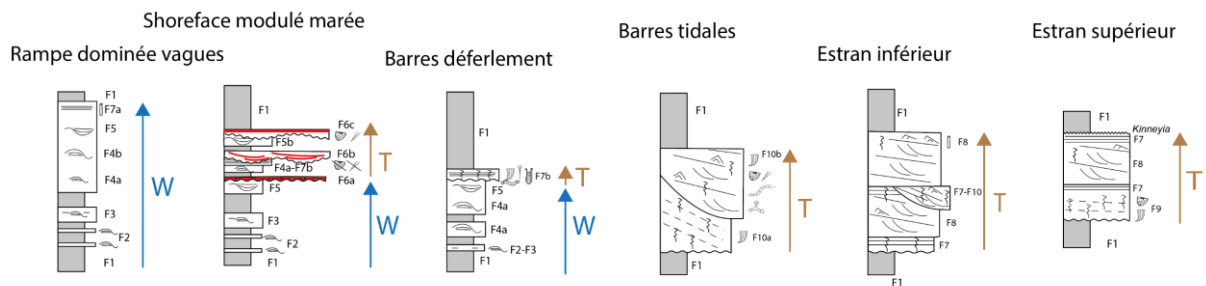


Fig.IV.2 : corrélation de plusieurs successions de faciès dans les principales unités gréseuses d'une épaisseur de 50 à 100m, montrant les successions régressives des rampes dominées par les vagues, en revanche les faciès dominés ou influencés par la marée, sont organisés en comblement rapides au-dessus d'une surface d'érosion ce qui fait, qu'une partie du profil de dépôt est enregistré soit l'aval avec les shell beds, soit l'amont comme avec les estrans.

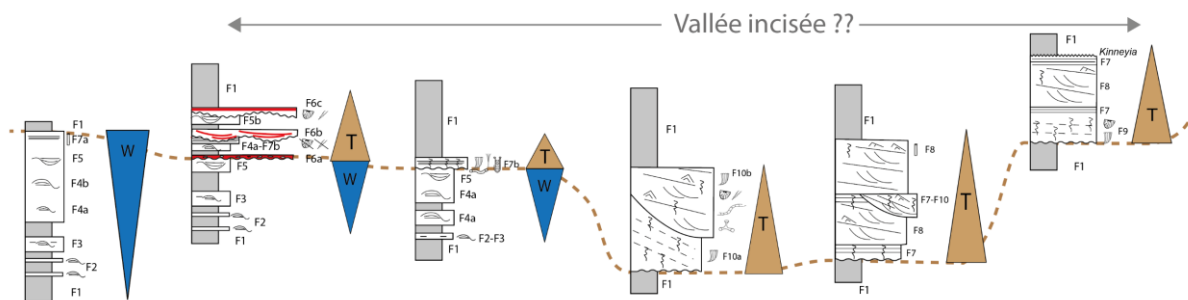


Fig.IV.3 : Transect idéalisé de plusieurs successions de faciès dans les principales unités gréseuses, la surface d'érosion à la base des dépôts tidaux serait à la fois une limite de séquence et une surface de transgression. Cette organisation suggère qu'il puisse y avoir des vallées incisées.

La corrélation des séquences d'ordre 3 entre les secteurs de Ben Tadjine et Tabelbela permet de voir l'évolution alongshore du système tidal (Fig. VI.4). Le tidal est enregistré plus tôt dans la coupe de Tabelbela, et les dépôts résultants représentent un ensemble sableux globalement plus développé que dans la coupe de Ben Tadjine, ou ce sont les rampes de tempête qui dominant. Ce point est intéressant et suggère que la dynamique tidale concentre et préserve davantage les sables à la côte que les vagues. La comparaison entre les deux coupes permet de discuter de la paléogéographie, dans l'hypothèse où nos corrélations séquentielles sont valables, et en restant à l'ordre 3 des cortèges. Pendant les bas niveaux marins des cycles HF, la région de Tabelbela correspondrait à un environnement côtier tidal peut-être moins profond et en tout cas moins exposé aux vagues que dans le secteur de Ben Tadjine.

Une baie y permettrait la canalisation des marées et la structuration d'estrans et de chenaux avec une composante NS dans l'écoulement. L'absence de vallée incisée (en tout cas on ne les a pas observées) n'est pas rédhibitoire pour cela. Un exemple est la baie du Mont-Saint-Michel, où le prisme sableux estuarien se développe en accord avec la morphologie en entonnoir de la baie, mais pas en remplissage de la paléovallée, qu'elle déborde complètement. Le passage latéral du complexe chenalisé à un système mixte vagues-marée sur la façade ouest-Cotentin (avec des shorefaces tidaux) est également un point de comparaison avec la Daoura. En revanche le système du golfe normand-breton est macrotidal

à hypertidal, alors que nous n'avons pas trouvé d'indice pour apprécier le marnage dans l'Ordovicien de la Daoura.

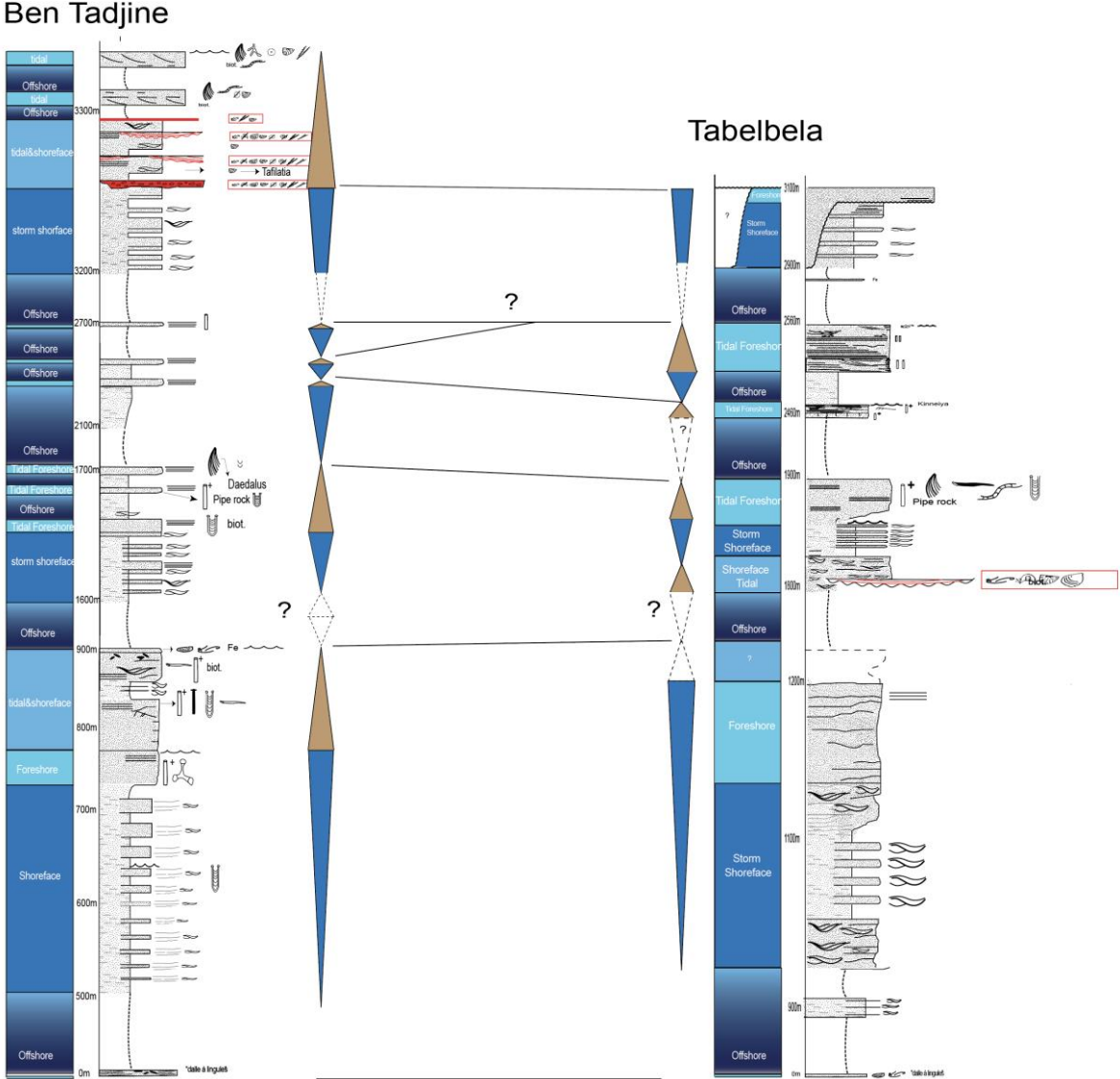


Fig.VI.4 : corrélation entre la coupe de Ben Tadjine et de Tabelbela montrant que l'influence tidale est plus prononcée dans la région de Tabelbela.

6. Comparaison avec les régions limitrophes

La région de la Daoura, en tant que relais essentiel entre la marge préservée du Craton Ouest Africain, située dans l'Anti-Atlas, et l'intérieur du Bouclier Touareg (domaine du Hoggar), incite à établir une corrélation entre ces domaines limitrophes.

La dynamique tidale dans l'Ougarta (Saoura) est mise en évidence à différents intervalles stratigraphiques : dans l'Ordovicien inférieur, au sein de la formation de Khneg El Aatene ; dans l'Ordovicien moyen, particulièrement dans la partie supérieure de la formation de Foum Ez Zeidiya ; et dans l'Ordovicien supérieur, au niveau de la formation de Bou M'Haoud. Dominés par des litages à faible angle et des litages tangentiels sigmoïdaux, ces dépôts sont très bioturbés par des terriers verticaux de *Skolithos* et de *Daedalus* (Ghienne et al., 2007). Ce sont des faciès tidaux francs et mieux exprimés que dans le chaînon de la Daoura, où l'influence tidale est minorée par rapport à la dynamique des vagues. Mais il est intéressant de noter que si on intègre l'Ougarta, il se dessine une augmentation de l'influence tidale du sud-ouest vers le nord-est de la région (Fig.IV.4).

Dans les successions de l'Ordovicien Inférieur de l'Anti-Atlas central, une influence tidale dans les formations de Fezouata et du Zini d'âge Tremadoc-Floien se manifeste par des changements cycliques de taille de grain et de structures au sein d'un seul événement de tempête. On observe une alternance de rides de vagues de petites et grandes longueurs d'onde, une érosion interne profonde dans des lentilles bioclastiques rythmiques, ainsi qu'une aggradation-progradation simultanée des rides de vagues. Ces observations indiquent un milieu dominé par les vagues et les tempêtes, mais modulé indirectement par la marée (Vaucher et al., 2017).

L'Anti-Atlas présente également un complexe tidal dans la formation du 1^{er} Bani (central et oriental) d'âge Caradoc inférieur et dans la partie inférieure de la formation de Ktaoua inférieur d'âge Sandbien. Les indicateurs de cette dynamique se manifestent par des litages de mégarides sigmoïdales, des drapages argileux et des structures en wavy bedding. Ces structures, orientées NNW, ont été interprétées comme des barres tidales, des chenaux

tidaux et des replats de marée mixte. Ce complexe tidal est géographiquement limité au Nord de l'Anti-Atlas oriental et central (Marante, 2008; Meddour, 2016).

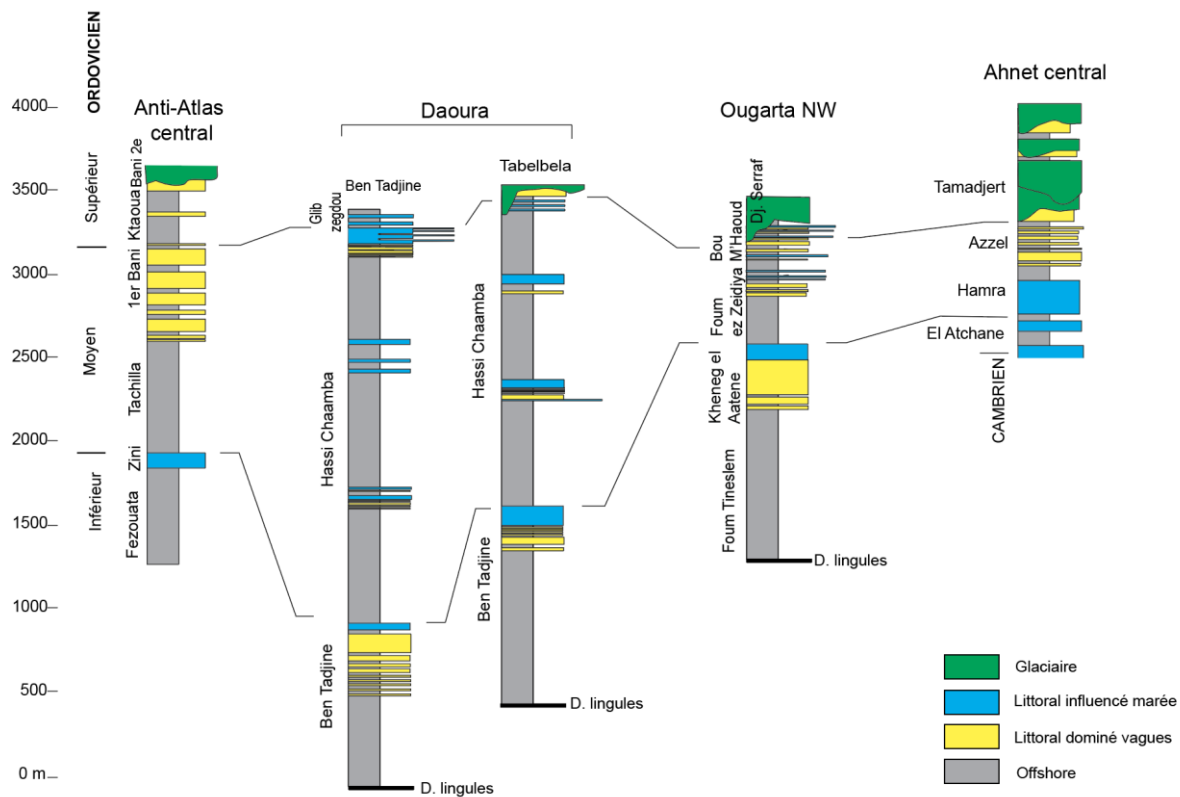


Fig.IV.4 : comparaison de la présence du tidal de la région de la Daoura avec les régions limitrophes. La prédominance du tidal est dans la partie où le taux de sédimentation est le plus élevé pendant les transgressions à haute fréquence, cela maximise la création d'accommodation et favorise la propagation des marées sur les plateaux continentaux. C'est pourquoi la dynamique tidale est plus facilement enregistrée sur la côte dans ce cas-là, ou dans le cas où la sédimentation est plus compacte et où l'accommodation est créée lentement.

Quant au domaine le plus proximal de ce transect, le Hoggar, le bassin de l'Ahnet présente un complexe tidal estuarien à l'Ordovicien, se traduisant par des structures sigmoïdales, des drapages argileux et des structures en arrête de poissons (Herringbones), indiquant des environnements estuariens, des chenaux tidaux, des tidal flats, et des rampes tidales influencées par les vagues. Le complexe estuarien à dominance tidale est présent dans les formations de la zone des alternances (d'âge Tremadoc) et la partie inférieure de la

formation des quartzites d'El Hamra (d'âge Arénig). C'est à partir de la partie supérieure de la formation des Quartzites d'El Hamra, et la formation des grès d'Ouargla (d'âge Arénig supérieur), que les rampes tidales à influence de vagues commencent à s'installer. La dynamique des vagues prend ensuite le relais à l'Ordovicien moyen et supérieur avec la mise en évidence de shorefaces tidaux dans l'Ordovicien moyen au Llanvirn ([Kracha, 2011](#)).

L'enregistrement tidal est présent à différents moments dans ces régions. Les influences de la transgression marine sont plus précoces au nord. Au Tremadoc supérieur, la mer s'étale et submerge les terres les plus au nord (Anti-Atlas), laissant subsister quelques hauts fonds ou îles. Le bassin de l'Ahnet présente des rivages avec des complexes estuariens et des épandages sableux. Il correspond à la partie la plus proximale de ce transect, traduisant une remontée progressive du niveau marin, avec une transgression qui n'est pas encore généralisée à ce moment-là. À l'Ordovicien moyen, la mer s'étend d'avantage, la sédimentation demeurant tributaire des apports du sud. Les eaux froides au nord-ouest de l'Afrique ont créé des conditions propices à la différenciation et au développement de faunes littorales et pélagiques, expliquant probablement l'apparition de lentilles gréseuses riches en fossiles dans l'Ordovicien moyen et supérieur. Dans l'Ordovicien moyen et supérieur, la mer était largement ouverte, avec des barrières dominées par les vagues et influencées par les marées, mais des apports terrigènes importants étaient étalés par les courants sur la plate-forme immergée.

Il faudrait examiner le contrôle structural sur la zonéographie fluctuante au cours du temps de l'influence de la marée sur cette plate-forme. L'Anti-Atlas, qui constitue un bassin plus subsident, est aussi caractérisé par des mouvements de surrection au Darriwilien ([Meddour, 2016](#)). Ce bassin a un enregistrement tidal limité géographiquement au nord-est de l'Anti-Atlas et qui se fait pendant le début de la transgression ordovicienne. En revanche, dans la Saoura, caractérisée par une subsidence moindre, des suites prolongées de dépôts tidaux sont présentes, ce qui est paradoxal, car selon les attentes, des conditions de subsidence devraient normalement favoriser le développement des dépôts tidaux ([Reynaud & Dalrymple, 2012](#)). Mais l'Anti-Atlas apparaît comme un haut-fond structural qui isole l'Ougarta et peut potentiellement lui conférer une morphologie de baie propice à l'amplification de la marée.

Conclusion

L'objectif de cette thèse était l'étude de l'Ordovicien de la Daoura, une région relativement peu explorée par rapport au chaînon voisin de la Saoura, dans l'Ougarta. L'étude visait à approfondir la connaissance des paléolittoraux (dynamique et paléogéographie) par le biais d'une analyse de faciès et séquentielle plus fine que celle qui avait prévalu lors de l'établissement du découpage lithostratigraphique et de la carte géologique il y a une soixantaine d'années.

Deux coupes ont été réalisées dans les djebels de Ben Tadjine et de Tabelbela. Au total, 17 faciès ont été identifiés et regroupés dans des environnements décrivant le prisme littoral sableux (avec un seul faciès silteux relatif à l'offshore). Ces faciès s'organisent au sein de deux types distincts de systèmes de dépôt :

- Un profil de rampe à haute énergie, principalement dominé par les tempêtes, allant de l'offshore transition (F1-F2 : tempestites distales) ou du shoreface (F3-F4-F5 : HCS amalgamés) jusqu'au foreshore (F7a : litages de déferlement). Selon nos observations, les faciès de ce système sont dépourvus de biota (fossiles ou traces fossiles).
- Un profil de plate-forme hybride dominée influencée par les marées, caractérisée dans sa partie la plus distale et exposées par des shoreface hétérogènes (F4-F6 : HCS-SCS à drapages argileux, ou à shell beds, interstratifiés avec des litages de déferlement), passant à un foreshore dominé par des barres de déferlements (F7b-F5-F6d), des estrans sableux (F8-F9) et, dans sa partie la moins exposée, par des barres tidales (F10a-F10b). Outre les shell beds, les faciès de foreshore dans ce système sont riches en traces fossiles (*Skolithos*, *Daedalus Labechei* et *Vexillum*, *Rosselia erecta*, *Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Palaeophycus*, *Cruziana* et *Thalassinoides*).

Une attention particulière a été portée aux shell beds, qui représentent la grande diversification ordovicienne des invertébrés marins. Les shell beds de la Daoura sont des taphocénoses transportées ou des lags à : brachiopodes, crinoïdes, trilobites et orthocères.

Une découverte notable est celle des Cornulitidés, identifiées pour la première fois dans l'Ordovicien de l'Algérie, avec deux espèces reconnues : *Cornulites gondwanensis* et *Cornulites aff. Shallochensis*.

Ces shell beds, dont la structure suggère des concentrations de tempêtes, sont interstratifiés rythmiquement au sein de dépôts d'HCS-SCS de longueur d'onde plurimétrique, et à la base de cortèges transgressifs où le foreshore est dominé par la marée. Un modèle de dépôt est proposé dans lequel ces rythmes correspondent à la modulation tidale du shoreface sur littoral de bas niveau ou en début de transgression.

Les cycles haute fréquence enregistrés sur les profils de tempête sont des paraséquences, alors qu'ils comportent essentiellement des demi-cycles transgressifs dans les profils influencés par les marées. Les profils influencés par la marée comprennent en revanche des demi-cycles transgressifs, ce qui correspond à un partitionnement séquentiel des faciès cohérent avec les changements morphologiques de la plate-forme au cours des variations du niveau marin. Les rivages transgressifs sont plus indentés, avec des baies favorisant l'amplification de la marée, et les rivages régressifs plus linéaires et exposés, favorisant un enregistrement ubiquiste des vagues.

L'augmentation de l'accommodation pendant les transgressions non seulement permettrait l'augmentation du prisme tidal, mais également de la surface des biotopes produisant les organismes à coquilles préservés dans les shell beds. Ces organismes prolifèrent dans les transgressions au point que les shell beds les plus transgressifs constituent des hard grounds en position d'offshore transition.

La corrélation entre les coupes de Ben Tadjine et Tabelbela a permis d'observer que les dépôts tidaux sont plus développés dans la région de Tabelbela, ce qui est cohérent avec les observations réalisées encore plus au nord dans la Saoura. Une paléo-baie tidale aurait alors existé, dont l'onlap côtier se serait trouvé dans le bassin de l'Ahnet, et qui aurait peut-être été protégée des vagues par les paléo-hauts fonds de l'Anti-Atlas.

Références bibliographiques

- Ait kaci, A., 1990.** Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien nord occidental) (PHD). Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne, Alger, Algérie.
- Ait kaci, A., Moussine-Pouchkine, A., 1987.** Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution de deux bassis molassiques intramontagneux de la chaîne Pan-Africaine: la série pourprée de l'Ahnet, Nord-Ouest du Hoggar, Algérie. *J. Afr. Earth Sci.* 6, 525–535.
- Allen, J.R.L., 1982.** Sedimentary structures, their character and physical basis, Developments in sedimentology. Elsevier Scientific Pub. Co, Amsterdam ; New York.
- Altumi, M.M., Elicki, O., Linnemann, U., Hofmann, M., Sagawe, A., Gärtner, A., 2013.** U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages from the Cambrian of Al Qarqaf Arch, central-western Libya: Provenance of the West Gondwanan sand sea at the dawn of the early Palaeozoic. *J. Afr. Earth Sci.* 79, 74–97. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.11.007>
- Álvaro, J.J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D., Vennin, E., 2007a.** Fabric transitions from shell accumulations to reefs: an introduction with Palaeozoic examples. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 275, 1–16. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.275.01.01>
- Álvaro, J.J., Benharref, M., Destombes, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Hunter, A.W., Lefebvre, B., Van Roy, P., Zamora, S., 2022.** Ordovician stratigraphy and benthic community replacements in the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 485, 37–67. <https://doi.org/10.1144/SP485.20>
- Álvaro, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J., Vizcaïno, D., 2007b.** Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: Controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 245, 20–36. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.09.035>
- Arbey, F., 1962.** Données nouvelles sur la sédimentation du Cambro-Ordovicien dans les Monts d'Ougarta (Saoura). *Comptes Rendus Académie Sci.* 254, 3726–3728.
- Archer, N.A.L., Bonell, M., Coles, N., MacDonald, A.M., Auton, C.A., Stevenson, R., 2013.** Soil characteristics and landcover relationships on soil hydraulic conductivity at a hillslope scale: A view towards local flood management. *J. Hydrol.* 497, 208–222. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.043>
- Askri, H., Belmecheri, A., Benrabah, B., Boudjema, A., Boumendjel, K., Daoudi, M., Drid, M., Ghaalem, T., Docca, A.M., Ghandriche, H., Ghomari, A., Guellati, N., Khennous, M., Lounici, R., Naili, H., Thakerist, D., Terkmani, M., 1995.** Geology of Algeria. Presented at the Well Evaluation Conference Algeria, Houston. Schlumberger, pp. 1–93.

- ARNOTT, R.W. & SOUTHARD, J.B., 1990.** Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Research* 60, 211–219.
- Avigad, D., Kolodner, K., McWilliams, M., Persing, H., Weissbrod, T., 2003.** Origin of northern Gondwana Cambrian sandstone revealed by detrital zircon SHRIMP dating. *Geology* 31, 227. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0227:OONGCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0227:OONGCS>2.0.CO;2)
- Avigad, D., Sandler, A., Kolodner, K., Stern, R., McWilliams, M., Miller, N., Beyth, M., 2005.** Mass-production of Cambro–Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 818–826. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.021>
- Baidder, L., Michard, A., Soulaïmani, A., Fekkak, A., Eddebbi, A., Rjimati, E.-C., Raddi, Y., 2016.** Fold interference pattern in thick-skinned tectonics; a case study from the external Variscan belt of Eastern Anti-Atlas, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 119, 204–225. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.04.003>
- Bambach, R.K., Bush, A.M., Erwin, D.H., 2007.** AUTECOLOGY AND THE FILLING OF ECOSPACE: KEY METAZOAN RADIATIONS. *Palaeontology* 50, 1–22. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2006.00611.x>
- Basilici, G., De Luca, P.H.V., Oliveira, E.P., 2012a.** A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian-Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil: Depositional model of an ancient open-coast tidal flat. *Sedimentology* 59, 1613–1639. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01318.x>
- Basilici, G., De Luca, P.H.V., Poiré, D.G., 2012b.** Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? *Sediment. Geol.* 267–268, 73–92. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.012>
- Bassis, A., Hinderer, M., Meinhold, G., 2016.** Petrography and geochemistry of Palaeozoic quartz-rich sandstones from Saudi Arabia: implications for provenance and chemostratigraphy. *Arab. J. Geosci.* 9, 400. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2412-z>
- Bayer, R., Lesquer, A., 1978.** Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest Africain; géométrie d’une suture pan-africaine. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 863–876.
- Beicip, 1972a.** Etude géologique et levés cartographiques au 1/ 200 000 de la Daoura (Sahara occidental) (No. 30 463).
- Beicip, 1972b.** Carte géologique au 1/ 200 000 de Tabelbela.
- Beicip, 1972c.** Carte géologique au 1/ 200 000 de Hassi Chaamba.

- Benhouhou, S.S., Dargie, T.C.D., Gilbert, O.L., 2003.** Vegetation associations in the Ougarta Mountains and dayas of the Guir hamada, Algerian Sahara. *J. Arid Environ.* 54, 739–753. <https://doi.org/10.1006/jare.2002.1070>
- Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Rognon, O., Gariel, P., Benacef, A., Black, R., Arene, J., Bitam, L., Fabre, J., 1996.** Géodynamique du Craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post panafricains. *Bull. Serice Géologique Algér.*
- Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., Benacef, A., 1971.** Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara, *Science et Technique du pétrole.* Paris.
- Black, R., 1978.** Propos sur le pan-Africain. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 843–850.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M., Boullier, A.M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979.** Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature* 278, 223–227. <https://doi.org/10.1038/278223a0>
- Botquelen, A., Gourvenec, R., Loi, A., Pillola, G.L., Leone, F., 2006.** Replacements of benthic associations in a sequence stratigraphic framework, examples from Upper Ordovician of Sardinia and Lower Devonian of the Massif Armoricaire. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 239, 286–310. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.01.016>
- Botquelen, A., Loi, A., Gourvenec, R., Leone, F., Dabard, M.-P., 2004.** Formation et signification paléo-environnementale des concentrations coquillières : exemples de l’Ordovicien de Sardaigne et du Dévonien du Massif armoricain. *Comptes Rendus Palevol* 3, 353–360. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2004.06.003>
- Bouima, T., 1986.** Le gîte de RAHMANI (monts d’Ougarta, Algérie), sédimentologie du cambrien inférieur et étude de minéralisation stratiformes cuprifères associés. Mise en évidence d’un processus de remobilisation de type Roll. (PHD). Université Paris-sud centre d’Orsay, Paris France.
- Bouima, T., Mekkaoui, A., 2003.** Nouveaux éléments en faveur d’un âge protérozoïque des conglomérats de Ben Tadjine (Monts de l’Ougarta, Algérie). *Bull. Serice Géologique Algér.* 14, 139–148.
- Bouima, T., Mezghache, H., 2002.** Les formations “Infracambriennes” des Monts de l’Ougarta (Algérie) et leur corrélation avec celles de l’Anti-Atlas Central (Maroc). *Mém. Serv. Géologique Algér.* 33–44.
- Boumendjel, K., Brice, D., Copper, P., Gourvenec, R., Jahnke, H., Lardeux, H., Menn, J., Melou, M., Morzadec, P., Paris, F., Plusquellec, Y., Racheboeuf, P., 1997.** Les faunes du Dévonien de l’Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Société Géologique Nord* 89–116.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992.** Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.* 80, 139–150. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-R)
- Brahimi, S., Liégeois, J.-P., Ghienne, J.-F., Munsch, M., Bourmatte, A., 2018.** The Tuareg shield terranes revisited and extended towards the northern Gondwana margin:

- Magnetic and gravimetric constraints. *Earth-Sci. Rev.* 185, 572–599. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.07.002>
- Brenchley, P.J., Romano, M., Gutiérrez-Marco, J.C., 1986.** Proximal and Distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia., in: *Shelf Sands and Sandstones*, Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 241–255.
- Bromley, R.G., 1996.** Trace fossils: biology, taphonomy and applications, 2. ed. ed. Chapman & Hall, London Weinheim.
- Buatois, L.A., Mangano, M.G., 2011.** *Ichnology Organism–substrate interactions in space and time*, Cambridge University Press. ed.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaïmani, A., 2006.** Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *Comptes Rendus Geosci.* 338, 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.012>
- Busson, G., 1972.** Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du mésozoïque saharien. *Mém. Muséum Natl. Hist. Nat. Série C*, 441.
- Caby, R., 2003.** Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 133–159. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.05.003>
- Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Ait Kaci, A., 2010.** Late Neoproterozoic Orogenic volcano-sedimentary series from the lower Saoura inlier (Algeria) : geodynamic significance in the Pan-African belt. *Bull. Serv. Géologie Natl.* 21, 257–284.
- Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Strachan, R., Prave, T., Krabbendam, M., 2007.** Sedimentary basin and detrital zircon record along East Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. *J. Geol. Soc.* 164, 257–275. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-115>
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A., 1993.** Hummocky Cross-Stratification, 103–122. In *Sedimentology Review/1*. John Wiley & Sons.
- Cherfouh, E., Ouabadi, A., Louni-Hacini, A., 2001.** Pétrographie, Minéralogie et Géochimie de la série volcano-plutonique de la boutonnière anticlinale de la Sebket El Melah (Chaîne de l'Ougarta, SW algérien). *Bull. Service Géologique Algér.* 13, 153–184.
- Chikhaoui, M., Donzeau, M., 1972.** Le passage Précambrien-Cambrien dans les monts d'Ougarta : Le conglomérat du Djbel Ben Tadjine (Saoura, Sahara algérien nord occidental). *Bull. Société Hist. Nat. Afr. Nord* 63, 51–62.
- Chikhaoui, M., Dupuy, C., Dostal, J., 1978.** Geochemistry of Late Proterozoic volcanic rocks from Tassendjanet area (N.W. Hoggar, Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 157–164. <https://doi.org/10.1007/BF00372154>
- Choubert, G., 1963.** Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-atlas. *Notes Mém. Serv. Géologique Maroc* 162, 352.

- Clerc, S., 2012.** Modèles de dépôt sous-glaciaires et dynamique de remplissage des vallées tunnel. Exemple au Quaternaire (Bray, Irlande) et application à l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Alnif, Maroc). (PHD). Université de Bourgogne, Bourgogne, France.
- Clifton, H.E., 1976.** Wave-Formed Sedimentary Structures - A Conceptual Model., in: Beach and Nearshore Sedimentation. p. 24.
- Clifton, H.E., Hunter, R.E., Phillips, R.L., 1971.** Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *J. Sediment. Res.* 651–670.
- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2002.** Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *J. Geol. Soc.* 159, 631–644. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-118>
- Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B., 2006.** Sedimentary structures, 3rd ed. ed. Terra publ, Harpenden.
- Colmenar, J., Álvaro, J.J., 2015.** Integrated brachiopod-based bioevents and sequence-stratigraphic framework for a Late Ordovician subpolar platform, eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Mag.* 152, 603–620. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000533>
- Colmenar, J., Villas, E., Rasmussen, C.M.Ø., 2022.** A synopsis of Late Ordovician brachiopod diversity in the Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 485, 153–163. <https://doi.org/10.1144/SP485.3>
- Comiskey, J., Ghilardi, R., 2018.** Devonian Tentaculitoidea of the Malvinokaffric Realm of Brazil, Paraná Basin. *Palaeontol. Electron.* <https://doi.org/10.26879/712>
- Coward, M.P., Ries, A.C., 2003.** Tectonic development of North African basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 207, 61–83. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.207.4>
- Craig, J., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Luning, S., Asbali, A.I., Keeley, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., Beswetherick, S., Hamblett, C., 2008.** Structural Styles and Prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic Hydrocarbon Systems of North Africa. *Geol. East Libya* 4, 51–122.
- DALRYMPLE, R.W. & RHODES, R.N., 1995.** Chapter 13 Estuarine Dunes and Bars, 359–422. In PERILLO, G.M.E. (ed) *Developments in Sedimentology 53, Elsevier.*
- Dalrymple, R.W., 1992.** Tidal depositional systems., in: *Facies Models; Response to Sea Level Change.* pp. 195–218.
- Dashtgard, S.E., Gingras, M.K., MacEachern, J.A., 2009.** Tidally Modulated Shorefaces. *J. Sediment. Res.* 79, 793–807. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.084>
- Davies, N.S., Gibling, M.R., 2010.** Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants. *Earth-Sci. Rev.* 98, 171–200. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.002>
- De Carvalho, C.N., Baucon, A., Gonçalves, D., 2016.** Daedalus mega-ichnosite from the Muradal Mountain (Naturtejo Global Geopark, Central Portugal): between the Agronomic Revolution and the Ordovician Radiation Megassítio Icnológico com

Daedalus na Serra do Muradal (Geopark Naturtejo, Portugal Central): entre a Revolução Agronómica e a Radiação Ordovícica.

- Desjardins, P.R., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Pratt, B.R., 2010.** *Skolithos* pipe rock and associated ichnofabrics from the southern Rocky Mountains, Canada: colonization trends and environmental controls in an early Cambrian sand-sheet complex. *Lethaia* 43, 507–528. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2009.00214.x>
- Destombes, J., 1985.** Lower Palaeozoic rocks of Morocco., in: Lower Palaeozoic of North-Western and West-Central Africa. pp. 91–336.
- Donnadieu, Y., Godd ris, Y., Ramstein, G., N d lec, A., Meert, J., 2004.** A ‘snowball Earth’ climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature* 428, 303–306. <https://doi.org/10.1038/nature02408>
- Donnadieu, Y., Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J., Meert, J., 2002.** Is high obliquity a plausible cause for Neoproterozoic glaciations? *Geophys. Res. Lett.* 29, 42-1-42–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015902>
- Donzeau, M., 1974.** L’arc Anti-Atlas-Ougarta (Sahara-occidental, Algérie-Maroc). *Comptes Rendus Académie Sci.* 278, 417–420.
- Donzeau, M., 1972.** Les déformations hercyniennes dans le Pal ozoique des monts d’Ougarta. *Comptes Rendus Académie Sci.* 274, 3519–3522.
- Donzeau, M., Fabre, J., Moussine-Pouchkine, A., 1981.** Comportement de la dalle saharienne et orog nese varisque. *Essai d’interprétation.* *Bull. Société Hist. Nat. Afr. Nord* 69, 137–172.
- Dorrik, A.V.S., 2005.** *Sedimentary Rocks in the Field : A Colour Guide.*, Manson Publishing. ed.
- Dostal, J., Caby, R., Keppie, J.D., Maza, M., 2002.** Neoproterozoic magmatism in Southwestern Algeria (Sebkha el Melah inlier): a northerly extension of the Trans-Saharan orogen. *J. Afr. Earth Sci.* 35, 213–225. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00104-5](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00104-5)
- Dott, R.H., Bourgeois, J., 1982.** Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 663. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<663:HSSOIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<663:HSSOIV>2.0.CO;2)
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006.** Origin of hummocky and swaley cross-stratification— The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073. <https://doi.org/10.1130/G22930A.1>
- Elicki, O., Meischner, T., G rsu, S., Ghienne, J.F., Masri, A., Moumani, K.A., Demicran, H., 2023.** The Ordovician System in the Levant region (Middle East) and southern Turkey : review of depositional facies, fauna and stratigraphy. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 253–277.
- Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2001.** The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Res.* 112, 289–302. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00195-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00195-4)

- Eschard, R., Braik, F., Bekkouche, D., Rahuma, M.B., Desaubliaux, G., Deschamps, R., Proust, J.N., 2010.** Palaeohighs : their influence on the North African Palaeozoic petroleum systems. Presented at the Petroleum Geology Conference Series, Geological Society London, pp. 707–724.
- Fabre, J., 2005.** Géologie du Sahara occidental et central, Tervuren African Geoscience collection. Musée Royal de l’Afrique Centrale, Tervuren.
- Fabre, J., 1988.** Les séries Paléozoïques d’Afrique: une approche. *J. Afr. Earth Sci.* 7, 1–40.
- Fabre, J., 1976.** Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. SNED 422.
- Fabre, J., Ait Kaci, A., Bouima, T., Moussine-Pouchkine, A., 1988.** Le cycle mollasique dans le rameau trans-saharien de la chaîne panafricaine. *J. Afr. Earth Sci.* 7, 41–55.
- Fan, D., Li, C., Wang, P., 2004.** Influences of Storm Erosion and Deposition on Rhythmites of the Upper Wenchang Formation (Upper Ordovician) Around Tonglu, Zhejiang Province, China. *J. Sediment. Res.* 74, 527–536. <https://doi.org/10.1306/010304740527>
- Frey, R.W., 1978.** Behaviour and ecological implications of trace fossils., in: *Trace Fossil Concepts., Short Course.* pp. 49–76.
- 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. *Mar. Pet. Geol.* 27, 143–178. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.10.002>
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.-P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008.** The Pan-African Belt, in: Michard, André, Saddiqi, O., Chalouan, A., Lamotte, D.F.D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences.* Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 33–64. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_2
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., Manatschal, G., Rubino, J.-L., 2003.** Palaeovalleys and fault-controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *Comptes Rendus Geosci.* 335, 1091–1100. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.09.010>
- Ghienne, J., Le Heron, D.P., Moreau, J., Denis, M., Deynoux, M., 2007.** The Late Ordovician Glacial Sedimentary System of the North Gondwana Platform, in: Hambrey, M.J., Christoffersen, P., Glasser, N.F., Hubbard, B. (Eds.), *Glacial Sedimentary Processes and Products.* Wiley, pp. 295–319. <https://doi.org/10.1002/9781444304435.ch17>
- Ghienne, J.-F., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P., Salem, H.A., 2007.** The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bull. Geosci.* 183–214. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.2007.03.183>

- Ghienne, J.-F., Monod, O., Kozlu, H., Dean, W.T., 2010.** Cambrian–Ordovician depositional sequences in the Middle East: A perspective from Turkey. *Earth-Sci. Rev.* 101, 101–146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.04.004>
- Ghienne, J.-F., Desrochers, A., Vandenbroucke, T.R.A., Achab, A., Asselin, E., Dabard, M.-P., Farley, C., Loi, A., Paris, F., Wickson, S., Veizer, J., 2014.** A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation. *Nat. Commun.* 5, 4485. <https://doi.org/10.1038/ncomms5485>
- Ghienne, J.-F., Abdallah, H., Deschamps, R., Guiraud, M., Gutiérrez-Marco, J.C., Konaté, M., Meinhold, G., Moussa, A., Rubino, J.-L., 2023.** The Ordovician record of North and West Africa: unravelling sea-level variations, Gondwana tectonics, and the glacial impact. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 533, 199–252. <https://doi.org/10.1144/SP533-2022-213>
- Gil-Ortiz, M., McDougall, N.D., Cabello, P., Marzo, M., Ramos, E., 2019.** Sedimentology of a “nonactualistic” Middle Ordovician tidal-influenced reservoir in the Murzuq Basin (Libya). *AAPG Bull.* 103, 2219–2246. <https://doi.org/10.1306/02151918138>
- Gil-Ortiz, M., McDougall, N.D., Cabello, P., Marzo, M., Ramos, E., 2022.** Sedimentary architecture of a Middle Ordovician embayment in the Murzuq Basin (Libya). *Mar. Pet. Geol.* 135, 105339. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105339>
- Gomes Silva, M., Pagaud, M., Wiel, F., 1963.** Contribution à l’étude du Cambro-Ordovicien des chaînes d’Ougarta. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 134–141.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004.** A geologic time scale, United Kingdom, Cambridge University Press. ed. Cambridge.
- Gradstein, F., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012.** The geologic time scale 2012. Vol. 1. Elsevier, Amsterdam Heidelberg.
- Graine-Tazerout, Marignac, C., 2006.** Nature volcanique des conglomérats des Djbel Ben Tadjine Bou Kbaissat (Monts d’Ougarta, SW algérien) : Conséquence sur l’existence d’un conglomérat de base du Cambrien dans ces régions. *Mém. Serv. Géologique Algér.* 123–138.
- Graine-Tazerout, K., 2010.** Métallogénie et cadre géodynamique du Massif de Boukais et des monts d’Ougarta (Bechar/ SW, Algérie) (PHD). Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne, Alger, Algérie.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2008.** A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 294, 257–278. <https://doi.org/10.1144/SP294.14>
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005.** Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 83–143. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017>

- Gutiérrez-Marco, J.C., Vinn, O., 2018a.** Cornulitids (tubeworms) from the Late Ordovician Hirnantia fauna of Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 137, 61–68. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.10.005>
- Gutiérrez-Marco, J.C., Vinn, O., 2018b.** Cornulitids (tubeworms) from the Late Ordovician Hirnantia fauna of Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 137, 61–68. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.10.005>
- Hamdidouche, R., 2009.** Le bassin intra-cratonique de l’Ougarta (SW-Algérie) : Evolution géodynamique au paléozoïque. (PHD). Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne, Alger, Algérie.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1975.** Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/scn.75.02>
- Harms, J.C., Southard, J.B., Walker, R.G., 1982.** Structures and Sequences in Clastic Rocks. SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/scn.82.09>
- Hefferan, K.P., Admou, H., Karson, J.A., Saquaque, A., 2000.** Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Res.* 103, 89–96. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00078-4)
- Hove, H.A. ten, Smith, R.S., 1990.** A re-description of *Ditrupa gracillima* Grube, 1878 (Polychaeta, Serpulidae) from the Indo-Pacific, with a discussion of the genus. *Rec. Aust. Mus.* 101–118.
- Jelby, M.E., Grundvåg, S., Helland-Hansen, W., Olausen, S., Stemmerik, L., 2020.** Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. *Sedimentology* 67, 742–781. <https://doi.org/10.1111/sed.12671>
- Joly, F., Dewolf, Y., Freytet, P., Simonin, A., Rougerie, G., 1991.** Les monts d’Ougarta. *Rev. Géographie Alp.* 79, 87–100.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T., 1986.** Conceptual Framework for the analysis and classification of fossil concentration. *PALAIOS* 1, 228–238.
- Kondo, Y., Abbott, S.T., Kitamura, A., Kamp, P.J.J., Naish, T.R., Kamataki, T., Saul, G.S., 1998.** The relationship between shellbed type and sequence architecture: examples from Japan and New Zealand. *Sediment. Geol.* 122, 109–127. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00101-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00101-8)
- Kracha, N., 2011.** Relations entre sédimentologie, fracturation naturelle et diagenèse d’un réservoir à faible perméabilité, application aux réservoirs de l’Ordovicien. Bassin de l’Ahnet, Sahara Central, Algérie. Université de Lille, Lille, France.
- Kröner, A., Stern, R.J., 2005.** AFRICA | Pan-African Orogeny, in: *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, pp. 1–12. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00431-7>
- Kurek, S., Friedl, M., 1987.** Le précambrien des chaînes de l’Ougarta (Sahara algérien), sa place dans la structure de l’Afrique du Nord-Ouest., in: *African Tectonics*. Rotterdam, pp. 61–68.

- Lamali, A., Merabet, N., Henry, B., Maouche, S., Graine–Tazerout, K., Mekkaoui, A., Ayache, M., 2013.** Polyphased geodynamical evolution of the Ougarta (Algeria) magmatic complexes evidenced by paleomagnetic and AMS studies. *Tectonophysics* 588, 82–99. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.007>
- Lamb, M.P., Myrow, P.M., Lukens, C., Houck, K., Strauss, J., 2008.** Deposits from Wave-Influenced Turbidity Currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 78, 480–498. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.052>
- Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004.** A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 38, 145–153. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.12.003>
- Leblanc, M., Lancelot, J.R., 1980.** Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.* 17, 142–155. <https://doi.org/10.1139/e80-012>
- Legrand, P., 1966.** Précisions biostratigraphiques sur l'Ordovicien inférieur et le Silurien des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *Comptes Rendus Somm. Séances Société Géologique Fr.* 243–245.
- Legrand, P., 1974.** Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. *Cie. Fr. Pétroles Notes Mém.* 11, 121–138.
- Legrand, P., 1985.** Lower Palaeozoic rocks of Algeria., in: *Lower Palaeozoic of North-Western and West-Central Africa.* pp. 5–89.
- Legrand, P., 2003.** Late Ordovician-early Silurian paleogeography of the Algerian Sahara. *Bull. Société Géologique Fr.* 19–32.
- Legrand, P., Nabos, G., 1962.** Contribution à la stratigraphie du Cambro-Ordovicien dans le bassin saharien. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 123–131.
- Legrand, P., Bouterfa, B., 2021.** The Shaly-sandy Bou M'haoud Formation (Late Ordovician-pre-latest ordovician disconformity) at its type-locality and adjoining outcrops (Ougarta Range, Algerian Sahara). *Bull. Serice Géologique Algér.* 30, 51–112.
- Lessertisseur, J., 1971.** L'énigme du Daedalus (Daedalus Rouault, 1850). *Ichnofossilia. Bull. Muséum Natl. Hist. Nat.* 3, 37–71.
- Li, C., Wang, P., Daidu, F., Bing, D., Tiesong, L., 2000.** Open-coast intertidal deposits and the preservation potential of individual laminae: a case study from east-central China. *Sedimentology* 47, 1039–1051. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00338.x>
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994.** Early and late PanAfrican orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg Shield, Niger). *Precambrian Res.* 67, 59–88.
- Loi, A., Ghienne, J.-F., Dabard, M.P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., Elaouad-Debbaj, Z., Gorini, A., Vidal, M., Videt, B., Destombes, J., 2010.** The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 296, 332–358. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.01.018>

- Lüning, S., 2005.** AFRICA | North African Phanerozoic, in: Encyclopedia of Geology. Elsevier, pp. 12–25. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00472-X>
- Makhlouf, Y., Nedjari, A., Dahoumane, A., Nardin, E., Nohejlová, M., Lefebvre, B., 2018.** Palaeobiogeographic implications of the first report of the eocrinoid genus *Ascocystites* Barrande (Echinodermata, Blastozoa) in the Upper Ordovician of the Ougarta Range (Western Algeria). *Ann. Paléontol.* 104, 301–307. <https://doi.org/10.1016/j.annpal.2018.07.001>
- Marante, A., 2008.** Architecture et dynamique des systèmes sédimentaires silico-clastiques sur “la plate-forme géante” nord-gondwanienne. L’Ordovicien moyen de l’Anti-Atlas. Université Michel Montaigne Bordeaux 3, Bordeaux, France.
- Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott, R.G.D., 2006.** Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review. *Geomorphology* 73, 33–49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.007>
- Masuda, F., Ezaki, Y., 2009.** A Great Revolution of the Earth-Surface Environment: Linking the Bio-Invasion Onto the Land and the Ordovician Radiation of Marine Organisms. *Paleontol. Res.* 13, 3–8. <https://doi.org/10.2517/1342-8144-13.1.003>
- Maurin, J.-C., Guiraud, R., 1993.** Basement control in the development of the early cretaceous West and Central African rift system. *Tectonophysics* 228, 81–95. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90215-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90215-6)
- Meddour, A., 2016.** Les séries de l’Ordovicien moyen et supérieur de l’Anti-Atlas oriental (Maroc). (PHD). Université Michel Montaigne Bordeaux 3, Bordeaux, France.
- Meert, J., 2001.** Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume. *Precambrian Res.* 110, 1–8. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00177-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00177-2)
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., 2003.** The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics* 375, 261–288. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00342-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00342-1)
- Mekkaoui, A., 2015.** Le magmatisme basique de l’axe Damrane-Kahal Tabelbela (Daoura, Monts de l’Ougarta, SW, Algérie) (PHD). Université d’Oran, Oran, Algérie.
- Mekkaoui, A., Remaci-Bénaouda, N., Graïne-Tazerout, K., 2017.** Mafic dikes at Kahel Tabelbala (Daoura, Ougarta Range, south-western Algeria): New insights into the petrology, geochemistry and mantle source characteristics. *Comptes Rendus Geosci.* 349, 202–211. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.06.003>
- Melouah, O., López Steinmetz, R.L., Ebong, E.D., 2021.** Deep crustal architecture of the eastern limit of the West African Craton: Ougarta Range and Western Algerian Sahara. *J. Afr. Earth Sci.* 183, 104321. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104321>
- Menchikoff, N., 1930.** Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn.* 3, 103–249.
- METATLA, I. 2023.** Paléoenvironnements et dynamique sédimentaire des dépôts littoraux de l’Ordovicien de la Daoura, SW Algérie. 208 pp. PhD Thesis, Université de Lille/ USTHB.

- Miall, A.D., 2006.** The eology of Fluvial Deposits, Springer. ed. Berlin.
- Michard, A., Driouch, Y., Kuiper, Y.D., Caby, R., Farah, A., Ouanaimi, H., Soulaïmani, A., Chabou, M.C., Saddiqi, O., 2023.** The Variscan belts of North-West Africa : An African legacy to the Wilson Cycle concept. *J. Afr. Earth Sci.* 208, 105042.
- Miller, W., 1991.** Paleoecology of graphoglyptids. *Ichnos* 1, 305–312.
- Myrow, P.M., Fischer, W., Goodge, J.W., 2002.** Wave-Modified Turbidites: Combined-Flow Shoreline and Shelf Deposits, Cambrian, Antarctica. *J. Sediment. Res.* 72, 641–656. <https://doi.org/10.1306/022102720641>
- Naimi, M.N., Bouterfa, B., Vinn, O., Ghenni, R., 2023.** Ichnological analysis of the Kheneg el Aatène Formation (Floian-Dapingian) at its type locality (Saoura Valley, Ougarta Range, southwestern Algeria). *Hist. Biol.* 1–14. <https://doi.org/10.1080/08912963.2023.2257728>
- Nedjari, A., Ait Ouali, R., 2007.** Le bassin d’Ougarta: une mobilité permanente au paléozoïque. *Bull. Sci. Mém. Serv. Géologique Algér.* 23–40.
- Nichols, G., 2010.** Sedimentology and stratigraphy, 2. ed., [Nachdr.]. ed. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Ouali Mehadji, A., Tewfik Atif, K.F., Bouterfa, B., Nicollin, J.P., Besseghier, F.Z., 2011.** Environnements sédimentaires de la Saoura-Ougarta (Sahara Nord-Ouest, Algérie) au Dévonien inférieur (Lochkovien supérieur pro parte- Emsien). *Geodiversitas* 553–580.
- Paris, F., Boumendjel, K., Ait Salem, H., Ghienne, J.-F., Videt, B., 2007.** Datation par les chitinozoaires des principaux épisodes transgressifs identifiés dans l’Ordovicien du Sahara Algérien. Presented at the Séminaire de Géologie Pétrolière 6.
- Passchier, S., Kleinbans, M.G., 2005.** Observations of sand waves, megaripples, and hummocks in the Dutch coastal area and their relation to currents and combined flow conditions. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 110, 2004JF000215. <https://doi.org/10.1029/2004JF000215>
- Pemberton, S.G. (Ed.), 1992.** Applications of Ichnology to Petroleum Exploration. SEPM (Society for Sedimentary Geology). <https://doi.org/10.2110/cor.92.17>
- Pemberton, S.G., Van Wagoner, J.C., Wach, G.D., 1992.** Trace fossil facies models : environmental and allostratigraphic significance., Application of ichnology to petroleum exploration. ed, Society of Economic Palaeontologist and Mineralogists, Core Workshop.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K., 2001.** Ichnology & Sedimentology of shallow to Marginal Marine Systems. Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d’Arc Basin. *Geol. Assoc. Can. Short Course Notes* 15, 343.
- Perron, P., Guiraud, M., Vennin, E., Moretti, I., Portier, É., Le Pourhiet, L., Konaté, M., 2018.** Influence of basement heterogeneity on the architecture of low subsidence rate

- Paleozoic intracratonic basins (Reggane, Ahnet, Mouydir and Illizi basins, Hoggar Massif). *Solid Earth* 9, 1239–1275. <https://doi.org/10.5194/se-9-1239-2018>
- Peucat, J.-J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., 2005.** The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 136, 309–352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.12.002>
- Plink-Bjorklund, P., 2008.** Wave-to-Tide Facies Change in a Campanian Shoreline complex, Chimney Rock Tongue, Wyoming-Utah, USA. *SEPM Spec. Publ.* 90, 265–291.
- Poiré, D.G., Spalletti, L.A., Valle, A.D., 2003.** The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): Facies, trace fossils, palaeoenvironments and sequence stratigraphy. *Geol. Acta.*
- Popov, L.E., Legrand, P., Bouterfa, B., Ghobadi Pour, M., 2019.** Ordovician cold water brachiopods from the Ougarta Mountain Range, Algerian Sahara. *Bull. Geosci.* 41–70. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1726>
- Poueyto, A., 1952.** Les chaine d’Ougarta et de la Saoura. *XIX Congrès Géologiques Interne* 1, 25–30.
- Reynaud, J.-Y., Dalrymple, R.W., 2012.** Shallow-Marine Tidal Deposits, in: Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 335–369. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_13
- Rossi, V.M., Steel, R.J., 2016.** The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology* 63, 824–864. <https://doi.org/10.1111/sed.12240>
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M.I., Iwasaki, Y., 2007.** Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia* 12, 35–56. <https://doi.org/10.2113/geoarabia120335>
- Sabaou, N., Ait-Salem, H., Zazoun, R.S., 2009.** Chemostratigraphy, tectonic setting and provenance of the Cambro-Ordovician clastic deposits of the subsurface Algerian Sahara. *J. Afr. Earth Sci.* 55, 158–174. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.04.006>
- Schindler, E., 2012.** Tentaculitoids – An Enigmatic Group of Palaeozoic Fossils, in: Talent, J.A. (Ed.), *Earth and Life*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 479–490. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3428-1_14
- Scotese, C.R., Boucot, A.J., Mckerrow, W.S., 1999.** Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *J. Afr. Earth Sci.* 28, 99–114.
- Seilacher, A., 2000.** Ordovician and Silurian Arthropycid Ichnostratigraphy., in: *Geological Exploration in Murzuq Basin*. pp. 237–258.
- Seilacher, A., 2007.** Trace fossil analysis: with 75 plates and 43 photos. Springer, Berlin Heidelberg.
- Servais, T., Harper, D.A.T., Munnecke, A., Owen, A.W., Sheehan, P.M., 2009.** Understanding the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): Influences of paleogeography, paleoclimate, or paleoecology. *GSA Today* 19, 4. <https://doi.org/10.1130/GSATG37A.1>

- Servais, T., Owen, A.W., Harper, D.A.T., Kröger, B., Munnecke, A., 2010.** The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 294, 99–119. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.031>
- Shabbar, H., Saxena, A., Gupta, S., Singh, K.J., Goswami, S., 2022.** The first record of cornulitids tubeworms from the early Late Ordovician of Spiti, Tethyan Himalaya, India. *Hist. Biol.* 34, 176–187. <https://doi.org/10.1080/08912963.2021.1905634>
- Shchepetkina, A., Gingras, M.K., Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2019.** Fluvio-tidal transition zone: Terminology, sedimentological and ichnological characteristics, and significance. *Earth-Sci. Rev.* 192, 214–235. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.001>
- Soulaimani, A., Jaffal, M., Maacha, L., Kchikach, A., Najine, A., Saidi, A., 2006.** Modélisation magnétique de la suture ophiolitique de Bou Azzer–El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Implications sur la reconstitution géodynamique panafricaine. *Comptes Rendus Geosci.* 338, 153–160. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.001>
- Stride, A.H., 1982.** Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies., in: *Offshore Tidal Sands : Processes and Deposits*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 95–125.
- Sutcliffe, O.E., Dowdeswell, J.A., Whittington, R.J., Theron, J.N., Craig, J., 2000.** Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. *Geology* 28, 967. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<967:CTLOGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<967:CTLOGA>2.0.CO;2)
- Taylor, A., Goldring, R., Gowland, S., 2003.** Analysis and application of ichnofabrics. *Earth-Sci. Rev.* 60, 227–259. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00105-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00105-8)
- Taylor, P.D., Wilson, M.A., 2003.** Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Sci. Rev.* 62, 1–103. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00131-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00131-9)
- Taylor, P.D., Vinn, O., 2006.** Convergent morphology in small spiral worm tubes (‘*Spirorbis*’) and its palaeoenvironmental implications. *J. Geol. Soc.* 163, 225–228. <https://doi.org/10.1144/0016-764905-145>
- Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglinton, B.M., Armstrong, R.A., De Beer, C.H., Martini, J.E.J., De Kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., 2002.** Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Res.* 118, 1–57. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00075-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00075-X)
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., Liégeois, J.-P., 2004.** A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 39, 217–226. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.046>
- Torsvik, T.H., 2003.** The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* 300, 1379–1381. <https://doi.org/10.1126/science.1083469>

- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2009.** The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 325, 3–21. <https://doi.org/10.1144/SP325.2>
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2011.** The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 357, 137–166. <https://doi.org/10.1144/SP357.8>
- Vakarelov, B.K., Ainsworth, R.B., MacEachern, J.A., 2012.** Recognition of wave-dominated, tide-influenced shoreline systems in the rock record: Variations from a microtidal shoreline model. *Sediment. Geol.* 279, 23–41. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.03.004>
- Vaucher, R., 2017.** Caractérisation des environnements sédimentaires hybrides (houle-marée) dans des systèmes anciens et actuels. (PHD). Université de Claude Bernard Lyon 1, Lyon, France.
- Vaucher, R., Martin, E.L.O., Hormière, H., Pittet, B., 2016.** A genetic link between Konzentrat- and Konservat-Lagerstätten in the Fezouata Shale (Lower Ordovician, Morocco). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 460, 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.05.020>
- Vaucher, R., Pittet, B., Hormière, H., Martin, E.L.O., Lefebvre, B., 2017.** A wave-dominated, tide-modulated model for the Lower Ordovician of the Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentology* 64, 777–807. <https://doi.org/10.1111/sed.12327>
- Vecoli, M., Videt, B., Paris, F., 2008.** First biostratigraphic (palynological) dating of Middle and Late Cambrian strata in the subsurface of northwestern Algeria, North Africa: Implications for regional stratigraphy. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 149, 57–62. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2007.10.004>
- Veevers, J.J., 2005.** Gondwanaland and Gondwana, in: *GONDWANALAND AND GONDWANA*. Oxford, pp. 128–155.
- Veevers, J.J., 2006.** Updated Gondwana (Permian–Cretaceous) earth history of Australia. *Gondwana Res.* 9, 231–260. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.11.005>
- Vinn, O., 2006a.** Tentaculitoid affinities of the tubeworm-like fossil *Tymbochoos sinclairi* (Okulitch, 1937) from the Ordovician of North America. *Geobios* 39, 739–742. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2005.06.002>
- Vinn, O., 2006b.** Two new microconchid (*Tentaculita* Bouček, 1964) genera from the Early Palaeozoic of Baltoscandia and England. *Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. - Monatshefte* 2006, 89–100. <https://doi.org/10.1127/njgpm/2006/2006/89>
- Vinn, O., 2010.** Adaptive strategies in the evolution of encrusting tentaculitoid tubeworms. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 292, 211–221. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.046>
- Vinn, O., 2013.** Cornulitid tubeworms from the Ordovician of eastern Baltic. *Carnets Géologie Noteb. Geol.* 131–138. <https://doi.org/10.4267/2042/51214>

- Vinn, O., Isakar, M., 2007.** THE TENTACULITID AFFINITIES OF *ANTICALYPTRAEA* FROM THE SILURIAN OF BALTOSCANDIA. *Palaeontology* 50, 1385–1390. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2007.00715.x>
- Vinn, O., Zatoń, M., 2012.** Phenetic phylogenetics of tentaculitoids – extinct, problematic calcareous tube-forming organisms. *GFF* 134, 145–156. <https://doi.org/10.1080/11035897.2012.669788>
- Vinn, O., Gutiérrez-Marco, J.C., 2016.** New Late Ordovician cornulitids from Peru. *Bull. Geosci.* 89–95. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1595>
- Vinn, O., Madison, A., 2017.** Cornulitids from the Upper Ordovician of northwestern Russia. *Carnets Géologie Noteb. Geol.* 17. <https://doi.org/10.4267/2042/64289>
- Visser, M., 1980.** Neap-spring cycles reflected in Holocene sub-tidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology* 8, 543–546.
- Walker, R.G., 1984.** Shelf and shallow marine sands. *Facies models*, 1st ed. ed.
- Walker, R.G., 1992.** Wave and storm dominated shallow marine systems. *Facies Models-Response to sea level change*.
- Wilson, M., Guiraud, R., 1992.** Magmatism and rifting in Western and Central Africa from Late Jurassic to Recent times. *Tectonophysics* 213, 203–225.
- Wittmer, J.M., Miller, A.I., 2011.** Dissecting the global diversity trajectory of an enigmatic group: The paleogeographic history of tentaculitoids. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 312, 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.09.009>
- Yang, B., Dalrymple, R.W., Chun, S., 2006.** The Significance of Hummocky Cross-Stratification (HCS) Wavelengths: Evidence from an Open-Coast Tidal Flat, South Korea. *J. Sediment. Res.* 76, 2–8. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.01>
- Yang, B., Gingras, M.K., Pemberton, S.G., Dalrymple, R.W., 2008.** Wave-generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flats. *Geology* 36, 39. <https://doi.org/10.1130/G24178A.1>
- Yang, B.C., Chun, S.S., 2001.** A seasonal model of surface sedimentation on the Baeksu open-coast intertidal flat, southwestern coast of Korea. *Geosci. J.* 5, 251–262. <https://doi.org/10.1007/BF02910308>
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., 2005.** Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat – winter shoreface. *Sedimentology* 52, 235–252. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00692.x>
- Yoshida, S., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., 2007.** Changes in Depositional Processes--An Ingredient in a New Generation of Sequence-Stratigraphic Models. *J. Sediment. Res.* 77, 447–460. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.048>
- Young, G., Minter, W., Theron, J., 2004.** Geochemistry and palaeogeography of upper Ordovician glaciogenic sedimentary rocks in the Table Mountain Group, South Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 214, 323–345. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(04\)00399-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(04)00399-2)

- Zecchin, M., Catuneanu, O., 2013.** High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Mar. Pet. Geol.* 39, 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015>
- Zhan, R., Vinn, O., 2007.** Cornulitid epibionts on brachiopod shells from the Late Ordovician (middle Ashgill) of East China. *Est. J. Earth Sci.* 56, 101. <https://doi.org/10.3176/earth.2007.13>
- Zhang, Y., Zhan, R., Fan, J., Cheng, J., Liu, X., 2010.** Principal aspects of the Ordovician biotic radiation. *Sci. China Earth Sci.* 53, 382–394. <https://doi.org/10.1007/s11430-009-0191-z>
- Zhao, G., Wang, Y., Huang, B., Dong, Y., Li, S., Zhang, G., Yu, S., 2018.** Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea. *Earth-Sci. Rev.* 186, 262–286. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.003>
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., Van Wees, J.-D., 1995.** Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252, 7–59. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00102-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00102-6)

Annexe

18ème Congrès Français de Sédimentologie, Brest – Livre des résumés, 2022, Publ. ASF n°82,
Paris, 297 p. 177

SHELL BEDS ET TEMPESTITES : NOUVELLES DONNÉES SUR LE PALÉOZOÏQUE DE LA DAOURA (SW ALGERIEN)

Imene Metatla*^{1/2}, Jean-Yves Reynaud¹, Sébastien Clausen³, Chakib Harouz², Jugurtha Tellal²,
Salamet Mahboubi⁴, Jean-François Ghienne⁵

¹Laboratoire d’Océanologie et de Géosciences – Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral côte d’Opale, IRD, F 59000 Lille – France.

²Laboratoire de géodynamique des bassins sédimentaires et des orogènes, département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Géographie et de l’Aménagement de Territoire, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger – Algérie.

³Evo-Eco-Paleo – Univ. Lille, CNRS, UMR 8198 Evo-Eco-Paleo, F-59000 Lille – France.

⁴Université de Tlemcen, Laboratoire de Recherche n°25 Tlemcen, – Algérie.

⁵Centre de Géochimie de la surface – Université Pasteur, CNRS, UMR7517, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, F-67084 Strasbourg, – France.

*Intervenante - imenemetatla@gmail.com

Au paléozoïque inférieur la marge nord du Gondwana a connu une sédimentation de marge passive, d’immenses systèmes de plate-forme silicoclastique se sont développés et s’étendent sur toute l’Afrique du nord et l’Arabie. La zone d’étude est la chaîne de la Daoura, qui se situe au SW de l’Algérie. Quasiment pas explorée depuis les années 60, elle représente le segment de la paléomarge entre l’Anti-Atlas et le Hoggar. Une première campagne de terrain a été réalisée en 2020 montrant une série cambro-ordovicienne continue avec une sédimentation continentale détritique silicoclastique, le Cambrien correspond à des grès grossiers à stratifications obliques riches en quartz interprétés comme un système fluviatile en tresse avec une direction de paléo-courants vers le nord. Ce système évolue progressivement vers des faciès marins peu profonds (shoreface à offshore) à l’Ordovicien. Cette sédimentation marine est essentiellement constituée de grès bioturbés (Skolithos) influencés par la dynamique des vagues et des tempêtes. La série cambro-ordovicienne de la Daoura montre une évolution de la faune, de l’apparition de traces fossiles (Skolithos, Arenicolites, Daedalus)

du Cambrien supérieur à l'Ordovicien moyen, jusqu'à l'émergence d'une grande diversité de fossiles avec une conservation exceptionnelle dans des niveaux de tempêtes durant l'Ordovicien terminal. Ces concentrations fossilifères se présentent dans des lentilles bioclastiques en remplissage de SCS. Les bioblastes sont majoritairement des fragments de brachiopodes et crinoïdes, gastéropodes et orthocères parfois entiers, et aussi ce qui semblerait être un genre de Tentaculites (Cornulitides) qui étaient jusqu'à présent encore inconnues dans l'ordovicien de l'Algérie.

Mots-Clés : Cambrien, Ordovicien, Daoura, Ougarta, Algérie, Gondwana, tempestite, silicoclastique, concentrations fossilifères, symmigies