Lien entre environnement de dépôt et diagenèse précoce : importance dans la prédiction des qualités réservoir

Eric Portier

▶ **To cite this version:**

Eric Portier. Lien entre environnement de dépôt et diagenèse précoce : importance dans la prédiction des qualités réservoir. Pétrographie. Université Paris Saclay (COmUE), 2018. Français. NNT : 2018SACLS548 . tel-02612990

HAL Id: tel-02612990

https://theses.hal.science/tel-02612990

Submitted on 19 May 2020

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.

NNT : 2018SACLS548

Thèse de doctorat

Lien entre environnement de dépôt et diagenèse précoce: importance dans la prédiction des qualités réservoir.

Exemples des grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa (Algérie) et des grès estuariens du Permien du bassin de Bonaparte (Australie).

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
préparée à l'Université Paris-Sud

École doctorale n°579 Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)
Spécialité de doctorat: terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 11 décembre 2018, par

Eric PORTIER

Composition du Jury :

Jocelyn BARBARAND, Professeur, Université Paris Sud, Paris SACLAY	Président
Sylvie BOURQUIN, Directrice de Recherche, CNRS Géosciences Univ. de Rennes 1	Rapporteur
Yves GERAUD, Professeur, Université de Lorraine / ENSG	Rapporteur
Jean-François DECONINCK, Professeur, Université de Dijon	Examinateur
Hugues FENIES, Professeur associé, ENSEGID, Université de Bordeaux 3	Examinateur
Lena DAUPHIN, Sédimentologue, Neptune Energy	Examinateur
Hermann ZEYEN, Professeur, Université Paris Sud, Paris SACLAY	Directeur de thèse
Benoît VINCENT, Géologue, chercheur, Cambridge Carbonates Ltd	Invité

Université Paris-Saclay
Espace Technologique / Immeuble Discovery
Route de l'Orme aux Merisiers RD 128 / 91190 Saint-Aubin, France

Avant-propos

L'étude présentée dans ce manuscrit est le fruit de longues années de recherche depuis 2003 et de nombreux projets menés en collaborations avec différentes universités ; en premier lieu le laboratoire Géosciences de Paris-Sud (GEOPS) de l'université de Paris-Sud / Paris Saclay (Orsay), l'institut de Chimie des Milieux et Matériaux de Poitiers ; le laboratoire Géoressources et Environnement de l'Ecole Nationale Supérieure en Environnement, Géoressources et Ingénierie du Développement Durable à Bordeaux INP ; le laboratoire Bio-Géosciences de l'université de Dijon (Université de bourgogne-Franche Comté). Cette étude est un travail de validation de l'Acquis et de l'Expérience et a pu ainsi bénéficier du financement de la société Neptune Energy, mais à travers elle, des sociétés Engie et Gaz de France et indirectement du projet ToutGaz.

Ce mémoire de recherche intègre des éléments de recherche des projets Claycoat, i-SOFTSED, Glacio-Sed-Ordo, DIAGENESE TOUAT.

Université de Paris Saclay

Université de Paris Sud (Orsay)

Ecole doctorale SMEMaG #579

Laboratoire GEOPS (Géosciences Paris Sud) – UMR 8148

THESE par Validation des Acquis et de l'Expérience

Pour l'obtention du grade de

Docteur en Sciences de la Terre

Par

Eric PORTIER

Lien entre environnement de dépôt et diagenèse précoce : importance dans la prédiction des qualités réservoir.

Exemples des grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa (Algérie) et des grès estuariens du Permien du bassin de Bonaparte (Australie).

Soutenue le **11 Décembre 2018** devant le jury composé de :

Sylvie BOURQUIN, Directrice de Recherche	CNRS - Université de Rennes 1	Rapporteur
Yves GERAUD, Professeur	Université de Lorraine / ENSG	Rapporteur
Jean-François DECONINCK, Professeur	Université de Dijon	Examinateur
Jocelyn BARBARAND, Professeur	Université Paris Sud, Paris SACLAY	Examinateur
Hugues FENIES, Professeur associé	ENSEGID, Université de Bordeaux 3	Examinateur
Lena DAUPHIN, Sédimentologue	Neptune Energy	Examinateur
Benoît VINCENT, Géologue, chercheur	Cambridge Carbonates Ltd	Invité
Hermann ZEYEN, Professeur	Université Paris Sud, Paris SACLAY	Encadrant

Comparer c’est comprendre

Titre : Lien entre environnement de dépôt et diagenèse précoce : importance dans la prédiction des qualités réservoirs

Résumé

La distribution des qualités réservoirs dans un champ ou un aquifère peut varier rapidement verticalement et latéralement, ce qui la rend difficile à prévoir. Ce travail se focalise donc sur les phénomènes diagenétiques précoces qui sont ensuite déterminants sur la diagenèse d'enfouissement. A travers les exemples profonds de sédiments glaciaires d'un champ gazier dans l'Ordovicien et de sédiments estuariens d'âge Permien d'un champ en Australie, l'objectif est de montrer l'influence de l'environnement de dépôts sur cette diagenèse précoce et de montrer le rôle essentiel joué par les remaniements sédimentaires dans la prédiction des qualités réservoir.

En particulier, les remaniements étudiés sont à l'origine de l'incorporation d'argiles au sein du sédiment qui peuvent alors former des enrobages de grains ou du tapissage de pores. Selon la nature des argiles, que ce soit de l'illite ou de la chlorite ferreuse, l'évolution diagenétique ira soit vers une destruction des qualités réservoir, soit vers une préservation à grande profondeur. Les phénomènes à l'origine de ces remaniements sont, soit associés à la redistribution des argiles par élutriation, conséquence des fortes pressions du fluide interstitiel au sein du sédiment en environnement glaciaire, soit associés au remaniement permanent des sables par les courants tidaux, la floculation des argiles et à leur agglomération aux grains détritique par des fragments de biofilms.

Mots clefs: Diagenèse, sédimentologie, argile, tapissage, qualité réservoir, glaciaire, tidal

Title: Influence of the depositional environment on the early diagenesis. Importance in the prediction of reservoir quality distribution

Abstract

Reservoir quality distribution in subsurface, within an aquifer, storage or a hydrocarbon bearing reservoir, is largely variable and hence, difficult to predict. This study focuses on the early diagenetic processes, which are considered as key in the next steps of the diagenesis of deeply buried reservoir. Based on the examples of sandstones deposited in glacial setting during Ordovician of a gas field in Algeria and tidal sandstones from a Permian formation in Australia, the objective is to show the role and control exerted by the depositional environment on early diagenesis, and especially the major role of sediment reworking to predict reservoir quality distribution.

The studied reworking processes are responsible of clay incorporation into sand deposits, as clay coats around detrital gains or as pore linings. The nature of clay is then determinant in the diagenetic processes, as these coatings may enhance chemical compaction if illitic in nature, or reversely, may inhibit cementation and help preserving reservoir quality if they are made of ferrous chlorite. These reworkings are associated to fluid overpressure within the sediment in glacial settings, whilst they are associated to the permanent reworking of sands by tidal currents, enabling the agglomeration of clay flocs to detrital grains with biofilm elements acting as natural glue.

Keywords: Diagenesis; sedimentology; clay; coating; reservoir quality; glacial; tidal

Remerciements

A la promesse de l'aube, je m'étais promis de devenir docteur en géologie, c'est chose faite.

Au terme de ce travail de thèse par validation des acquis et de l'expérience, je souhaitais en premier lieu remercier tous les membres du jury d'avoir accepté de revoir, commenter ce travail et d'être venus nombreux avec enthousiasme à ma soutenance. Ce n'est pas toujours facile de vous rassembler pour un tel travail.

Tout d'abord, je tiens à remercier Sylvie Bourquin pour avoir revu l'aspect sédimento de mon travail. Merci pour ta rigueur et ton exigence. Je savais que tu allais apprécier ces faciès glaciaires et ces déformations ; Je savais aussi que tu ne resterais pas insensible à l'appel du Permien d'Australie.

Je voulais aussi remercier Yves Géraud pour sa bienveillance et tes commentaires toujours pertinents quand il s'agit de pétrophysique et de qualités réservoir. Je pense que nous pourrions bien finir par travailler ensemble sur de tels sujets, avec de la RMN, sur des réservoirs avec ou sans failles.

Merci aussi à Jean-François Deconninck d'avoir accepté de venir dans mon jury et de m'avoir distillé cette passion des argiles. Je t'ai souvent croisé à Dijon, à une époque où les argiles m'intéressaient peu, je préférais alors les sables grossiers des glaciers.

Merci aussi à Jocelyn Barbarnd, que j'ai si souvent croisé dans les couloirs du bâtiment 504, et très souvent pour refaire le monde, façon géologique, merci d'avoir été accepté le rôle de Président de ce jury.

Merci à Hugues Fénies, le plus basque des géologues de la Gironde. Merci de m'avoir fait découvrir l'estuaire, ses barres tidales, ses châteaux et tous ses secrets. Il en reste tant d'autres et je crois que c'est le début d'autres recherches, ici ou dans la Ségo. A nous la sédimento façon haute couture.

Je voulais aussi remercier Léna Dauphin, pour tous tes conseils sédimentologiques depuis le temps que nous nous connaissons ; Que de chemins parcourus depuis ces premiers puits et ces premières carottes décrites dans la poussière d'un vieil hangar à Hassi Messaoud, à retourner dans tous les sens ces carottes de sédiments glaciaires si intrigantes. Je repense aussi à ces moments passés dans la boue de l'estuaire à rechercher des formes de vie depuis notre baptême ichnologique avec le fameux Georges Pemberton.

Enfin, une pensée toute spéciale pour Benoît Vincent, d'avoir accepté mon invitation. Je suis très content aujourd'hui de te présenter ce travail après ces heures brulantes lors d'un été passé à regarder les vieilles carottes Ordoviciennes, et à invoquer les Dieux de la pluie.

Je voulais enfin remercier Herman Zeyen qui m'a toujours fait confiance depuis ce printemps 2018 et qui m'a permis de mener ce projet à son terme. Merci pour tes conseils, ton support et ta sagesse, tout particulièrement ta rigueur scientifique et rédactionnelle. Ça aide bien quand il faut coucher ses idées sur le papier.

Cette thèse n'aurait jamais pu voir le jour sans les extraordinaires rencontres que j'ai pu faire jusqu'à ce jour. Et je ne serai pas devenu le sédimentologue que je suis sans vous, mes anciens doctorants, tous devenus de brillants docteurs en géologie et qui sont devenus de véritables amis. Un grand merci à Florent Tournier, avec qui j'ai commencé cette aventure pétro-sédimento-glaciaire à la recherche des tapissages d'illite logés au fin fond de ces grès compacts. L'aventure commence à Orsay, passe par Messaoud et se termine à Paris. Je remercie aussi Sylvain Clerc (un big thanks !) pour tous les moments incroyables passés à faire des modèles sédimento du glaciaire, d'abord en Irlande, puis au Maroc face aux affleurements, à la Kasbah Météorite ou sous la tente, et enfin en Algérie, à décrire des kilomètres de carottes. L'aventure continue… ; maintenant, ce sont les turbidites… Merci à Edouard Ravier pour cette aventure sur les pressions fluide et les déformations associées qui nous ont amenés bien loin, aux quatre coins du monde. Content d'avoir fait ce bout de chemin avec toi, et une fois encore, on continue. Va falloir maintenant publier ! Merci à Jessica Saïag pour ton travail de bénédictine à regarder les lames minces et pour toutes nos discussions sur les chlorites d'Australie. Ce fut un formidable laboratoire d'idée ! Je n'en veux absolument pas d'avoir préféré la craie aux grès Permiens, bien que… Merci enfin à Maxime Virolle avec nous sommes allés chercher bien loin et bien profond les coats détritiques du fond de l'estuaire. D'excellents moments passés à carotter sur les barres, à naviguer à contre-courant, rechercher les zones les plus boueuses, s'en mettre un peu partout et à extraire l'arénicole rebelle. Merci aussi à Thibaut Duteil et d'avoir extrait ces fameux EPS et à Hadrien Thomas, pour nos bons moments passés à décrire les carottes. Merci aussi à Hervé Derriennic pour la navigation hors pair sur l'estuaire, ton langage fleuri et ton sens pratique sans lequel nous n'aurions jamais carotté.

Je voulais aussi remercier d'autres anciens doctorants parce qu'ils m'ont beaucoup aidé dans ma démarche de recherche même si les thèmes abordés n'ont pas été ici utiles : merci à Paul Perron avec qui j'ai parlé bassins Paléozoïques sahariens et modèles de lithosphère, merci à Ibithial Wazir et ses inclusions fluides et ses idées sur les habitus du quartz, Yi Wang avec qui on a bossé la pétrophysique des grès compacts. Merci à Anthony Bouton pour ton travail sur la structurale du bassin de Sbaa, d'avoir partagé tes observations sur microbialites du Grand Lac Salé et plus récemment dans les Limagnes avec Adeline Roche.

Dans ces remerciements, je dois absolument citer tous les géologues, chercheurs ou pas, avec qui j'ai mené ce travail au cœur des coats argileux et qui m'ont tant appris au cours de ce long parcours.

Je voulais remercier, dans un ordre plus ou moins chronologique, Guy Désaubliaux. Ta passion de de la géologie a très largement débordé sur moi. Je me souviens de cette première aventure saharienne à Ihrérir ou au Bled El Mas, sans parler des missions à Messaoud, tout en passant par le Maroc à traquer les sédiments glaciaires ou en Utah à taquiner la microbialite. Merci à Christophe Rigollet. Là encore passion et rigueur oeno-sédimentologique. C'est beaucoup ! Ton origine bourguignonne m'a permis de rencontrer Jean-François Buoncristiani. Merci donc à toi Jeff, tu as fait partie de quasiment toute l'aventure glaciaire, sur tous les terrains, depuis les plans compliqués dans des hôtels crasseux aux plans simples en riad au Maroc ou en Afrique du Sud ou aux US, jusqu'aux campement sous tente en pleine tempête de sables. Un immense merci. Et pendant que je suis à Dijon, je voulais aussi remercier Emmanuelle Vennin, ta gentillesse, ta bienveillance et là encore tous ces bons moments passés sur le terrain (il n'y a que ça de vrai). Merci aussi à Michel Guiraud, qui sait mieux que tout le monde comment ne pas s'enkyster sur des détails. Je voulais aussi remercier Maurice Pagel, un grand géologue, avec qui j'ai aussi initié tous ces travaux. Je me souviens Maurice quand tu m'as proposé de lancer cette toute première thèse avec Florent qui allait au final articuler toute mon parcours scientifique. Merci de m'avoir fait rencontrer Daniel Beaufort, car c'est bien en discutant avec lui que j'ai eu la volonté de monter ce projet Claycoat si important pour moi. Et j'en profite donc pour remercier Benjamin Brigaud, ami et complice sur toute cette thématique des tapissages argileux,

version plutôt chlorite ou berthiérine. Merci à Raphael Bourillot qui traque les petites bêtes et de m'héberger quand je passe sur Bordeaux ! Merci à Patricia Patrier et Daniel, les papes de la chlorite et de tous ses cristaux ! L'aventure Claycoat n'est pas terminé, je vous le dit !!!

Il me faut aussi remercier tous mes anciens professeurs car l'origine de tout et de la passion ; Merci à toi Jean-Fraçois Fogelgessang, dit Fog ; Tu m'as tant donné et tant appris. Merci aussi d'être venu à ma soutenance ! Merci aussi à Bernard Beaudoin, autoritaire, rigoureux mais tellement passionné (et passionnant).

Je voulais aussi remercier tous mes collègues de Neptune, avec qui j'ai passé plus de temps à Gaz de France ou Engie, et pour certains ou certaines, sur le terrain et en carothèque. Merci à Léna, déjà remerciée !! En fait merci pour tout ! A Marie Sarré pour toute nos discussions sur les bioturbations, tant à Messaoud, dans l'estuaire à faire des batailles de boue ou en Utah ! Merci à Julien Castera pour ton coup de patte graphique , à Florence Henry (Floflo), j'adore parler pétro et mais pas que. Merci aussi à François Labaune, la crème des chefs. Merci pour ta confiance et ton intelligence. Je te dois beaucoup. Et d'ailleurs à Gilbert Meunier (un autre chef incroyable). Votre support a été bien utile ! Bien sûr, je dois aussi remercier Alain Laval, plus qu'un chef, un géologue complice qui m'a apporté son enthousiasme sur toutes ces thématiques de recherche. Merci à Jean-François Deronzier à traquer les griffes, Gildas Lageat (c'est plutôt saumon), Luca Mattioni (les failles), Abrahan C., Vincent P., Marie-Stéphanie (ma voisine), JB, et tout le service Central Reservoir, Elodie, Jennifer, Marc, Alain, Salvador Michel, Laurent E., Laurent J., Patrick E, Yann S. et Carol S. de Storengy… cette liste est non exhaustive et pardon à ceux ou celles que j'oublie. Je voulais aussi remercier tous mes collègues algériens, car vous m'avez aussi beaucoup aidé. Vive l'Ordovicien (et le Cambrien). Merci donc à Abdelkader Sahnoune, Mustapahe Bouregaa en particulier, mais aussi à Nihed Tamazirt, Hussein Abdallah, Mohamed Arezki, Mohammed Daoudi, Sofiane et tant d'autres !

Merci à tous les chercheurs avec qui j'ai discuté ou bossé un jour, à l'université d'Orsay, Dijon, Bordeaux, Poitiers, Lille, Ouarzazate, Alnif ou Alger.

Je voulais enfin remercier mes proches, à tous les copains et à ma famille. Merci à toi Laurence pour ta compréhension, ton amour et de m'avoir supporté quand j'en avais besoin !

Sommaire

Table des matières

1. Introduction et problématique 27

1.1 . Contexte de l'étude 27

1.2 . Problématiques de l'étude 29

1.2.1 Principaux phénomènes diagenétiques à l'origine des qualités pétrophysiques dans les grès glaciaires & dans les grès estuariens. Importance du cortège argileux 30

1.2.2 Importance de l'environnement de dépôt dans la mise en place des tapissages argileux30

1.2.3 Timing et localisation des drapages argileux..... 31

1.3 . Méthodologie et choix des sites..... 32

1.4 . Constructions du manuscrit 33

2. Importance des phénomènes de diagenèse précoce et état des lieux 39

2.1 . Définition de diagenèse précoce et de notion de paragenèse diagénétique 39

2.2 . Les différents mécanismes diagenétiques impliqués dans la préservation des qualités réservoirs et importances des tapissages argileux..... 41

2.3 . Les différents types d'argiles et importance des argiles dans les grès 46

2.4 . La chloritisation 53

2.4.1 La berthiérine, précurseur argileux de la chlorite ferreuse 54

2.4.2 Saponite et les smectites riches en magnésium 55

2.4.3 La kaolinite en précurseur de la chlorite..... 55

2.4.4 Synthèse 55

2.5 . Notion de remaniement sédimentaire. Définition et importance..... 56

2.6 . Synthèse 57

3. Architecture et distribution des qualités réservoir dans les sédiments glaciaires 61

3.1 . Introduction et présentation du champ d'Oued Zine 61

3.1.1 Cadre structural..... 63

3.1.2 Cadre Stratigraphique 66

3.1.3 Présentation du champ d'Oued Zine et de son architecture en vallées glaciaires emboitées 70

3.2 . Etudes de la diagénèse des grès Ordovicien glaciaires du bassin de Sbaa (Algérie) : Importance de l'architecture sédimentaire et des eaux sous-glaciaires..... 74

3.3 . Impact sur les qualités réservoirs en domaine glaciaire. Application..... 95

3.4 . Conclusions : rôle de l'architecture glaciaire sur la distribution des qualités réservoir. 99

4. Environnement glaciaire et sous glaciaire. Notion de couplage et découplage. Importance des déformations par surpression fluide..... 107

4.1 . Définition des environnements de dépôt, caractérisation des sédiments sous-glaciaires et notion de couplage / découplage. 107

4.1.1 Objectifs 107

4.1.2 Choix du site / Zone d'étude 107

4.1.3 Présentation de l'article 108

4.1.4 Principaux résultats : 109

4.2 . Caractérisation des déformations induites par pression fluide au niveau d'un plancher glaciaire et en environnement sous-glaciaire 131

4.2.1 Objectifs 131

4.2.2 Présentation de l'article 131

4.2.3 Principaux résultats : 132

4.3 . Résultats et Discussion 160

5. Application au champ d'Oued Zine : Importance des déformations fluide dans la distribution des qualités reservoir 173

5.1 . Mise à jour de la base de données 173

5.2 . Organisation stratigraphique du champ d'Oued Zine 173

5.3 . Sédimentologie des faciès des unités glaciaires IV-1 à IV-4 du bassin de Sbaa. 175

5.3.1 Faciès 1: Grès grossiers conglomératiques (Courant hyperconcentré, débrites) 176

5.3.2 Faciès 2: Grès moyens à très grossiers à stratifications obliques entrecroisés (courant de haute densité, hyperpycnite) 177

5.3.3 Faciès 3 : Grès moyens à grossiers, à granulométrie diffuse et grains flottants. (courant de moyenne densité soutenu et variable) 178

5.3.4 Faciès 4 : Grès fins à moyens, à stratifications entrecroisées (courant de moyenne densité) 180

5.3.5 Faciès 5 : Grès fins hétérolithiques à litages plans et rides de courant 181

5.3.6 Faciès 6 : Faciès de décantation 182

5.3.7 Faciès 7a : Siltstones massifs à grains flottants et grès fins en bancs minces 184

5.3.8 Faciès 7b : Grès fins à intercalations argilo-silteuses (Rythmites) 185

5.3.9 Faciès 8a : Grès grossiers mal triés à stratifications entrecroisées (fluviatile) 187

5.3.10 Faciès 8b : Faciès hétérolithique déformé à influence tidale 189

5.3.11 Faciès 9 : Argiles noires à graptolites 190

5.4 . Déformations sédimentaires associées aux faciès des unités glaciaires Ordoviciennes du bassin de Sbaa 191

5.4.1 Figures de déformations fragiles 193

5.4.2 Figures de déformations hydroplastiques (ductiles) et de couplage glace-substrat (cisaillement) 194

5.4.3 Figures de liquéfaction et d'échappement d'eau 196

5.4.4 Figures de fluidisation et d'homogénéisation 200

5.5 . Synthèse des faciès et des déformations synsédimentaires 203
5.6 . Présentation du puits ODZ-302 et évolution des qualités réservoir 207
5.7 . Conclusions sur la diagenèse en domaine glaciaire 216
6. Contrôle des qualités réservoir en milieu estuarien. Exemple du champ de Petrel 225
6.1 . Présentation du champ du champ de Petrel et distribution des qualités réservoirs 226
6.1.1 Cadre structural 226
6.1.2 Cadre géologique et sédimentologique 228
6.1.3 Présentation du champ de Petrel et des qualités réservoir 235
6.2 . Etude diagenétique et importance des tapissages de chlorite dans la préservation des qualités réservoir sur le champ de Pétrel 238
6.2.1 Objectif 238
6.2.2 Présentation de l'article 239
6.2.3 Principaux résultats 240
6.3 . Comparaison avec l'estuaire de la Gironde. Mise en place des tapissages argileux en environnement estuarien. 271
6.3.1 Présentation de l'estuaire de la Gironde 272
6.3.2 Evolution de l'argilosité en fonction de la position du bouchon vaseux 274
6.3.3 Mise en évidence de précurseurs argileux en agrégat et de tapissages argileux 277
6.3.4 Répartition des tapissages argileux au sein des barres tidales 279
6.3.5 Rôle des biofilms et du remaniement sédimentaire dans l'incorporation des argiles dans les sables 284
6.4 . Comparaison entre le champ de Petrel et l'estuaire de la Gironde : Rôle de l'hydrodynamisme et de l'usine à tapissage argileux. 288
7. Conclusions et Perspectives 295
7.1 . Synthèses des principaux résultats 295
7.1.1 Principaux phénomènes diagenétiques à l'origine des qualités pétrophysiques dans les grès glaciaires & dans les grès estuariens. Importance du cortège argileux 295
7.1.2 Importance de l'environnement de dépôt dans la mise en place des tapissages argileux 298
7.1.3 Timing et localisation des drapages argileux 300
7.2 . Perspectives 305

Tables des figures

FIGURE 1 : LES DIFFERENTES FORMES DE DIAGENESE ET DES PRINCIPAUX PROCESSUS ASSOCIES. D'APRES WORDEN ET BURLEY, 2003. 40
FIGURE 2 : EXEMPLE DE PARAGENESE D'UN RESERVOIR GRESEUX (GRES DE L'UPPER SLOCHTEREN, FORMATION DU ROTLIGENDES, NL) – D'APRES *VINCENT ET AL.,* 2018. 41
FIGURE 3 : EVOLUTION DU VOLUME INTERGRANULAIRE (IGV) AVEC L'ENFOUISSEMENT DE 23 RESERVOIRS SILICOCLASTIQUES. ECART TYPE MOYEN DE +/- 3%. LA COURBE NOIRE N'EST PAS UNE COURBE DE TENDANCE MATHEMATIQUE, ET ELLE EST PRESENTEE ICI POUR APPRECIER L'EVOLUTION GENERALE DE L'IGV AVEC LA PROFONDEUR (D'APRES PAXTON *ET AL.,* 2002)..... 42
FIGURE 4 : IMPORTANCE DU CIMENT PAR SURCROISSANCE DE QUARTZ EN FONCTION DE LA PROFONDEUR SUR PLUS DE 376 ECHANTILLONS DE GRES ETUDIES EN MER DU NORD SECTEUR NORVEGIEN (AGE JURASSIQUE A PALEOGENE). LES ECHANTILLONS AVEC PLUS DE 10% DE CIMENTS CARBONATES OU AVEC DES TAPISSAGES ARGILEUX SONT EXCLUS DE CE GRAPHE. D'APRES WALDERHAUG *ET AL.*, 2000. 43
FIGURE 5 : RESUME DES PRINCIPALES SOURCES DE SILICE POUR LA CIMENTATION DE QUARTZ. LES FLECHES GRISES INDIQUENT UNE SOURCE ET UNE PRECIPITATION LOCALE DE LA SILICE, LES FLECHES EN NOIR INDIQUENT LES SOURCES EXTERNES (D'APRES WORDEN ET MORAD, 2000). 44
FIGURE 6 : SIMULATION NUMERIQUE DE LA CROISSANCE DE QUARTZ SUR DES GRAINS DETRITIQUE (EN GRIS) EN FONCTION DU TEMPS (ECHELLE VERTICALE) ET DU POURCENTAGE DE LA SURFACE DES GRAINS DETRITIQUE COUVERT ET DONC DE LA SURFACE DISPONIBLE POUR LA NUCLEATION DES SURCROISSANCES DE QUARTZ (ECHELLE HORIZONTALE). LES CRISTAUX DE QUARTZ SONT REPRESENTES EN ROUGE, VERT OU BLEU SELON LA NATURE CRISTALLINE DES SURCROISSANCES RESPECTIVEMENT : NON –EUHEDRALE, PYRAMIDALE, PRISMATIQUE (D'APRES LANDER *ET AL.,* 2008)..... 45
FIGURE 7 : LES PRINCIPALES ARGILES RENCONTREES DANS LES RESERVOIRS SILICOCLASTIQUES (D'APRES CHAMLEY 1989). 47
FIGURE 8 : PHOTOGRAPHIES MEB DE LAMES MINCES DES DIFFERENTES ARGILES. (A) : CHLORITES AUTHIGENES EN ROSETTE, PARFAITEMENT CRISTALLISEES (2443.50M. CRETACE, NORVEGE). (B) : KAOLINITES DETRITIQUES OU AUTHIGENES DANS LA POROSITE (2438.20M CRETACE, NORVEGE). (C) : ILLITES AUTHIGENES FIBREUSES. (2439.85M. ODZ-6, OUED ZINE, ALGERIE). (D) SMECTITES DETRITIQUES SITUEES DANS UNE CAVITE D'UN GRAIN DE QUARTZ (PUITS FO-1, 505M, CRETACE, BASSIN DE PARIS). 49
FIGURE 9 : SCHEMA SIMPLIFIE ILLUSTRANT LES DIVERSES MORPHOLOGIES DES ARGILES LES PLUS FREQUEMMENT RENCONTREES DANS LES GRES. LEGENDE DANS LE TEXTE. (D'APRES WORDEN ET BURLEY, 2003)..... 50
FIGURE 10 : EXEMPLE D'ECHAPPEMENT D'EAUX AVEC ELUTRIATION D'ARGILES DANS DES SABLES TURBIDITIQUES. (A) : EXEMPLE DE FIGURE DE FLUIDISATION IRREGULIERE DE TA VERS TB (BOUMA). NOTER L'ELUTRIATION DE LA MATIERE ORGANIQUE ET DES GRAINS D'ARGILES VERS LE HAUT. (B) : FIGURES DE DEFORMATIONS ENTRE UN GRES FIN A MATIERE ORGANIQUE ET UN GRES ARGILEUX. (C) : EXEMPLE DE PETITS PILIERS D'ECHAPPEMENT D'EAU ENTRE DES PETITES CUPULES (DISH) INCURVEES. (C). (A) & (C) : FORMATION TURBIDITIQUE DU JACKFORK GROUP (AGE : PENNSYLVANIEN, LIEU : SE OKLAHOMA). (B) : QUARTZITE DE LA FORMATION DU LONGARM (AGE : PRECAMBRIEN, LIEU : CAROLINE DU NORD). EXEMPLES TIRES DE LOWE 1975. 52
FIGURE 11 : FREQUENCE DES TAPISSAGES DE CHLORITES EN FONCTION DE L'ENVIRONNEMENT DE DEPOT D'APRES UNE COMPILATION DE 54 ETUDES. D'APRES DOWEY *ET AL.,* 2012. 54
FIGURE 12 : FORMATION DES DIFFERENTS TYPES DE CHLORITE, SELON LEUR CHIMIE ET LA TEMPERATURE. DANS LE CAS USUEL DE LA DIAGENESE DES GRES, POUR DES TEMPERATURES ENTRE 30 ET 120°C, LA CHLORITISATION EST DUE A LA TRANSFORMATION DE LA SAPONITE, DE LA BERTHIERINE ET DE LA KAOLINITE. (D'APRES BEAUFORT *ET AL.,* 2015). 56
FIGURE 13 : BARRE DE TROMPELOUP, ESTUAIRE DE LA GIRONDE. (A) : PRESENCE DE GALETS MOUS DE AU PIED DES PLATIERS VASEUX SUPRATIDAUX. (B) : INCORPORATION RAPIDE DES GALETS MOUS DANS LES STRATIFICATIONS DES DUNES TIDALES (EN PIED ET EN FRONT DE DUNE) ; ECHELLE : 20 CM. (D'APRES FENIES ET TASTET, 1998). 57
FIGURE 14 : CARTE DE SITUATION DU BASSIN DE SBAA. (A) : CARTE GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE, ECORCHE AU TOIT DU PALEOZOÏQUE DANS LA PARTIE NORD DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE (MODIFIEE D'APRES SLB-WEC, 1995) ET LOCALISATION DES PRINCIPAUX BASSINS SEDIMENTAIRES ; (B) : CARTE GEOLOGIQUE (TOIT DU PALEOZOÏQUE) ET LOCALISATION DES BASSINS SEDIMENTAIRES DE LA PROVINCE OUEST DE L'ALGERIE (MODIFIEE D'APRES BEICIP FRANLAB, 1996 ET WEC, 1995). 62
FIGURE 15 : HISTOIRE DE L'ENFOUISSEMENT DU BASSIN DE SBAA RECONSTRUITE SUR LES DONNEES STRATIGRAPHIQUES DU PUITS ODZ-4 (CHAMP D'OUED ZINE) APRES 'BACK STRIPPING' ET CORRECTION DES EPAISSEURS (TOURNIER, 2010). 64
FIGURE 16 : (A) : CARTE AU TOIT DE L'ORDOVICIEN DU BASSIN DE SBAA. PROFONDEUR ENTRE 600M (ROUGE) ET 3500M (BLEU) – ISO-LIGNE : 100M (D'APRES WEBSTER 2003) ; (B) : COUPE DU BASSIN PASSANT PAR LE CHAMP D'OUED ZINE (ODZ) – GDF 2004, MODIFIE D'APRES BEICIP 1996. 65
FIGURE 17 : CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE SBAA. MODIFIE D'APRES BOUTON 2012 ET PERRON *ET AL.,* 2018..... 67

FIGURE 18 : (A) : DATATION PALYNOLOGIQUE DE LA FIN DE L'ORDOVICIEN (GRAPTOLITES). (B) RECONSTRUCTION DE LA CALOTTE GLACIAIRE. (C) : EXTENSION DE LA CALOTTE GLACIAIRE FINI-ORDOVICIENNE ET SUBDIVISION DE LA MARGE NORD-GONDWANIENNE EN 5 DOMAINES CORRESPONDANTS AU NOMBRE D'UNITES GLACIAIRES PRESERVEES. MODIFIE D'APRES GHIENNE *ET AL.,* 2007B. ETOILE : POSITION DU BASSIN DE SBAA SUR LA MARGE NORD-GONDWANIENNE. 68
FIGURE 19 : CARTE PROFONDEUR AU TOIT DE L'ORDOVICIEN. PROFONDEUR EN M/MER (INTERPRETATION GDF 2006). 70
FIGURE 20 : COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SUCCESSION SEDIMENTAIRE CAMBRO-ORDOVICIENNE DEFINIE AU BLED EL MAS ET ADAPTEE AU BASSIN DE SBAA. MODIFIEE D'APRES DESAUBLIAUX *ET AL.,* 2004, IN TOURNIER, 2010. 71
FIGURE 21 : SEQUENCE DE DEPOT GLACIAIRE TYPE ISSUE DU MODELE SEDIMENTOLOGIQUE 2008 (DAUPHIN *ET AL*., 2008) 73
FIGURE 22 : CORRELATIONS DES PUITS DANS LE RESERVOIR CAMBRO-ORDOVICIEN D'OUED ZINE. LA COUPE SCHEMATIQUE EN BAS A DROITE ILLUSTRE L'ARCHITECTURE DES UNITES / VALLEES GLACIAIRES EMBOITEES (A) : CORRELATION D'APRES LARATTE *ET AL.,* 2008, DOCUMENT INTERNE. EPAISSEUR CUMULEE DES UNITES IV-1 A IV-4 AU PUITS ODZ-3 : 300M.(B) : DIAGRAMME SYNTHETIQUE DES VALLEES GLACIAIRES IMBRIQUEES D'APRES DAUPHIN *ET AL.,* 2007. 73
FIGURE 23 : DIAGRAMME DE LA POROSITE INTERGRANULAIRE TOTALE (INCLUANT CIMENT) EN % DU VOLUME TOTAL EN FONCTION DU VOLUME DE CIMENT PAR LA SILICE SECONDAIRE (%) DES PUITS A,B,C (ICI PUITS ODZ-3, -4, -6). MODIFIE D'APRES TOURNIER *ET AL*., 2010A, BASE SUR LA METHODE DEVELOPPEE PAR HOUSEKNECHT 1987. 95
FIGURE 24 : PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE DES DEUX PRINCIPAUX PETROFACIES DU RESERVOIR ORDOVICIEN GLACIAIRE (UNITE IV) IV: QS1 AND QS2. (A): ECHANTILLON DU PUITS B (ODZ-4) – UNITE IV-3 INF., MONTRANT DES PORES DE DISSOLUTION (FLECHES) DANS LE FACIES QS1, OBSERVE EN LUMIERE NATURELLE TRANSMISE. (B ET C): ECHANTILLONS DU PUITS C (ODZ-6), UNITE IV-4 MONTRANT DES SURCROISSANCES DE QUARTZ IMPORTANTE ET UN DEGRE DE CIMENTATION IMPORTANT – FACIES QS1, CLICHES OBTENUS EN CATHODOLUMINESCENCE ET EN LUMIERE NATURELLE TRANSMISE. (D) : ECHANTILLON DU PUITS C (ODZ-6), UNITE IV-3 INF., PRESENTANT UNE TRES FAIBLE POROSITE ET DES MICROFISSURES AU SEIN DU PETROFACIES QS2. (E): ECHANTILLON DU PUITS C (ODZ-6), UNITE IV-3 INF., MONTRANT UNE COMPACTION CHIMIQUE IMPORTANTE, DES CONTACTS CONCAVO-CONVEXES ET UN FAIBLE DEGRE CIMENTATION, CLICHE OBTENU EN CATHODOLUMINESCENCE. (F) : ECHANTILLON DU PUITS C (ODZ-6), UNITE IV-3 INF., MONTRANT DES TAPISSAGES ARGILEUX D'ILLITE BIREFRINGENTS AUTOUR DES GRAINS DETRITIQUES DE QUARTZ DANS LE FACIES QS2, EN LUMIERE POLARISEE. EXTRAIT DE TOURNIER *ET AL.,* 2010B. 96
FIGURE 25 : GRAPHIQUE POROSITE – PERMEABILITE AIR POUR LES ECHANTILLONS DES PUITS ODZ-3, 4, 6 ET CLASSES SELON LES DEUX PRINCIPAUX PETROFACIES QS1 ET QS2. LA LIMITE VERTICALE A 5% DE POROSITE PERMET DE DISTINGUER LES ECHANTILLONS DE TYPE QS1 (COMPACTS) DE CEUX DE QS2 (POREUX ET PERMEABLES)..... 97
FIGURE 26 : RESULTATS DES QUANTIFICATIONS PAR ANALYSE D'IMAGES (SUR LE LOGICIEL JMICROVISION) DE LA CIMENTATION DE QUARTZ ET DE L'INTENSITE DE LA PRESSION DISSOLUTION PAR PUITS. (A) : DISTRIBUTION VERTICALE DES CIMENTS DE SILICE / SURCROISSANCE DE QUARTZ DANS LES PUITS ODZ-3, -4 ET -6; (B) DISTRIBUTION VERTICALE DE LA COMPACTION CHIMIQUE ET DE LA DISSOLUTION DES GRAINS DE QUARTZ DANS LES MEMES PUITS. LA METHODE POUR EVALUER L'INTENSITE DE LA COMPACTION CHIMIQUE EST PRESENTEE FIGURE 7 IN TOURNIER *ET AL.,* 2010A. D'APRES TOURNIER *ET AL*., 2010B. 98
FIGURE 27 : MODELE SIMPLIFIE EXPLICATIF DE LA MISE EN PLACE DES TAPISSAGES ARGILEUX D'ILLITE ET LA DISTRIBUTION DES DEUX PETROFACIES QS1 ET QS2 AU SEIN DES GRES GLACIAIRES DE L'ORDOVICIEN DU CHAMP D'OUED ZINE. D'APRES TOURNIER *ET AL.,* 2010B. 99
FIGURE 28 : DISTRIBUTION DES PRINCIPAUX PETROFACIES SELON LES UNITES GLACIAIRES ET POSITION RELATIVE PAR RAPPORT AUX PRINCIPAUX PLANCHERS GLACIAIRES (MODIFIE D'APRES TOURNIER, 2010). 101
FIGURE 29. (A) : CARTE DE LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS GLACIAIRES D'ALNIF, ANTI-ATLAS, MAROC. PHOTO SATELLITE LANDSAT AVEC STRATIGRAPHIE D'APRES LA CARTE GEOLOGIQUE DU MAROC. ORDOVICIEN GLACIAIRE SOULIGNE EN JAUNE. (B) : STRATIGRAPHIE DE L'ORDOVICIEN SUPERIEUR, MODIFIEE D'APRES DESTOMBES *ET AL.*, 1985; VILLAS *ET AL.*, 2006; ALVARO *ET AL.*, 2007. 108
FIGURE 30 : RHEOLOGIE DU MATERIEL ET TYPOLOGIE DE LA DEFORMATION EN FONCTION DE LA PRESSION DE PORE (D'APRES RAVIER, 2014, MODIFIE D'APRES LOWE, 1975) 161
FIGURE 31 : EXEMPLES DE PHOTOS DE LAMES MINCES MONTRANT UNE REMOBILISATION DES PARTICULES ARGILEUSES DANS DES FORMATIONS GLACIAIRES (QUATERNAIRE, ALLEMAGNE). (A) : EXEMPLE D'UNE DIAMECTITE SABLEUSE AVEC ILLUVIATION / ELUTRIATION DES ARGILES, LE LONG DES CHEMINS DE MIGRATION DE L'EAU SOUS PRESSION. (B) : REORGANISATION SEDIMENTAIRE D'UNE DIAMECTITE SABLEUSE ET DE NIVEAUX SILTO-ARGILEUX, MONTRANT DES REALIGNEMENTS DE GRAINS ET UN PSEUDO LITAGE, DES FIGURES D'ECHAPPEMENTS D'EAU SOUS FORME DE PILIERS (PILLAR). (C) : DEFORMATIONS DUCTILES AFFECTANT UNE DIAMECTITE SABLEUSE GROSSIERE, AVEC ACCUMULATION D'ARGILES AUTOUR D'UNE GRANULE (CLASTE), RESULTAT POSSIBLE DE L'ACCUMULATION D'ARGILE PENDANT LA DEFORMATION ET LA ROTATION DES GRAINS. PHOTOS ET INTERPRETATION D'APRES MENZIES ET ELLWANGER, 2010. 165

FIGURE 32 : EXEMPLE DE PHOTOGRAPHIES PRISES AU MICROSCOPE OPTIQUE ET ELECTRONIQUE A BALAYAGE DE DEUX SABLES TURBIDITIQUES DE LA FORMATION D'ALBA (EOCENE, MER DU NORD). LE SABLE DES PHOTOS (A) ET (C) CORRESPOND AUX SABLES NON STRATIFIES, HOMOGENES, ET FLUIDISES, PRELEVES DANS DES DYKES CLASTIQUES, MECANIQUEMENT PLUS COMPACTES. LES GRAINS SONT ENROBES PAR UN MINCE TAPISSAGE ARGILEUX. A DROITE, LES PHOTOS (B) ET (D) MONTRENT LE FACIES « STRATIFIE », QUI N'A PAS ETE FLUIDISE ET QUI A CONSERVE SES FIGURES SEDIMENTAIRES, MOINS COMPACTEES. NOTER LA SURFACE PROPRE DES GRAINS ET LA QUASI ABSENCE D'ARGILES. 166
FIGURE 33 : MISE A JOUR DE LA CARTE D'OUED ZINE MONTRANT L'IMPLANTATION DES NOUVEAUX PUITS DE PRODUCTION AU TOIT DE L'ORDOVICIEN (VERSION 2018 – SOURCE TOUATGAZ)..... 174
FIGURE 34 : CORRELATIONS OUEST-EST DES UNITES GLACIAIRES ET PREGLACIAIRES A PARTIR DES DIGRAPHIES DES PUITS D'OUED ZINE, INCLUANT LES DIFFERENTS INTERVALLES CAROTTES. UNE DIVISION REPRESENTE 5M ; UN TRAIT GRAS TOUS LES 25M. LE PUITS ODZ-301BIS N'EST PAS PROJETE SUR LE PLAN DE COUPE. LES PUITS ODZ-3, -4 ET -6 PRESENTES ET ETUDIES DANS TOURNIER ET AL. 2010 SONT REPRESENTES (MODIFIE D'APRES PORTIER ET CLERC 2017). VOIR ANNEXE 1. 174
FIGURE 35 : FIGURES SEDIMENTAIRES, FIGURES DE DEFORMATION ET ELEMENTS ACCESSOIRES IDENTIFIES LORS DE LA DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE. 175
FIGURE 36 : FACIES F1. (A) ET (B) : PUITS ODZ-302, COTE 2281 ET 2283M, UNITE IV-3INF., LA MACRO-FABRIQUE INDIQUE UN VAGUE LITAGE. (C) ET (D) : PUITS ODZ-303, COTE 2361 ET 2362M, UNITE IV-3 INF. GRES TRES MAL TRIE PRESENTANT UNE VAGUE FABRIQUE, AVEC GALETS MOUS PLURI-CENTIMETRIQUES D'ARGILES ET AUREOLES ARGILEUSES DE DIFFUSION DANS LE GRES, ET GALETS MOUS DE SABLE BIEN TRIE, HOMOGENE, LOCALEMENT DEFORME PAR DES GRANULES DE QUARTZ. 177
FIGURE 37 : FACIES F2. (A), (B) ET (C) : PUITS ODZ-304, UNITE IV-3INF) – GRES MOYEN A GROSSIER, MAL TRIE AVEC FABRIQUE FRUSTRE, ELEMENTS FLOTTANTS TRES GROSSIERS (GRANULE DE QUARTZ>0.5 CM, MUD-CLASTS)..... 178
FIGURE 38 : FACIES F3. PUITS ODZ-301BIS ET -302. (A) ET (C) : UNITE IV-3INF. SETS DE GRES MOYENS A GROSSIERS A EVOLUTION GRANULOMETRIQUE GRADUELLE, GRANODECROISSANTE. (B) : UNITE IV-1. PETITE SEQUENCE GRANOCROISSANTE SOULIGNEE PAR DES NIVEAUX SOMBRES STYLOLITISES. 179
FIGURE 39 : FACIES F4 (A)-PUITS ODZ-302, COTE 2271.7M, UNITE IV-3INF : LAMINATIONS OBLIQUES PARALLELES, MARQUEES PAR DES NIVEAUX MICACES OU A FINS MINERAUX LOURDS. (B)-PUITS ODZ-303, COTE 2368.1M, UNITE IV-3 INF : FACIES A SABLES MOYENS SANS STRUCTURES SEDIMENTAIRES EVIDENTES. SEULE LA FABRIQUE PERMET DE DEVINER DE VAGUES LAMINATIONS OBLIQUES. (C)-PUITS ODZ-301BIS, COTE 2115.5M, UNITE IV-4. EXEMPLE DE STRATIFICATION ENTRECROISEE (3D). 180
FIGURE 40 : FACIES F5 (A : UNITE IV-3SUP / UNITE IV-4) – (1) : PUITS ODZ-301B-2128.7M, ALTERNANCE DE TRAINS DE RIDES DE COURANTS A COMPOSANTE PLUS OU MOINS GRIMPANTE, DE STRATIFICATIONS PLANES DE HAUT REGIME, AVEC DES SURFACES DE REACTIVATION ET DES NIVEAUX PLUS FINS. NOTER LES PETITES FRACTURES NORMALES EN GRADIN A LA BASE. (2) : ODZ-3-2325M, TRAINS DE RIDES DE COURANT 3D AGGRADANTES. (3) ET (4): LTNE-2-2451.5/2451.7M, ENSEMBLE DE PETITES RIDES DE COURANT 3D, UNIDIRECTIONNELLES, AVEC UNE LEGERE COMPOSANTE GRIMPANTE (TYPE A)..... 182
FIGURE 41 : FACIES F6 DE DECANTATION DE DRAPAGE PAR DECANTATION. (A) ODZ-301B, UNITE IV-3 SUP, AVEC FIGURES DE DEFORMATION HYDROPLASTIQUE. (B) ODZ-302, UNITE IV-3 INF. (C) : ODZ-303, UNITE IV-3 INF. NOTER LA PRESENCE DES FINES LAMINATIONS PARALLELES AUX EPONTES. AUCUNE EROSION EVIDENTE N'EST DISCERNABLE A LA BASE DES BANCS SUPERIEURS. 183
FIGURE 42 : FACIES F7A. PUITS LT-301, UNITE IV-2INF. COTE 1706M. SILTSTONES AVEC FINES PASSEES SILTO-SABLEUSES AVEC RIDES DE COURANT ET DROPSTONES VENANT DEFORMER LES LAMINES. COTE 1722M : SILTSTONES AVEC DROPSTONES GRANULES DE QUARTZ) ET DE FINES LAMINES SILTO-SABLEUSES DEFORMEES. 184
FIGURE 43 : FACIES 7B. (A), (B) ET (C) : PUITS LTNE-1 ET LTNE-2, UNITE IV-2 SUP. (A, B ET C : UNITE IV-2SUP). (A) : NOTER L'ABSENCE DE DEFORMATION ET LES LAMINATIONS PLANES OU LES RIDES DE COURANT (A LA BASE) DANS LES FINES PASSEES SABLEUSES. ((B) ET (C) : NOTER L'IMPORTANCE DES DEFORMATIONS PAR ECHAPPEMENTS FLUIDES SOUS FORME DE PILIER (STRESS PILLAR), BLANCS, RAMIFIES OU NON, LE PLUS SOUVENT VERTICAUX, ET LES FIGURES DE CHARGES A LA BASE DES PASSEES SABLEUSES. 186
FIGURE 44 : FACIES 8A (A, B ET C : UNITE IV-4) – (1) : PUITS LT-301, COTE 2375M. STRATIFICATION OBLIQUE AVEC SETS PLURI-CENTIMETRIQUES GRANODECROISSANTS. NOTER LES ALIGNEMENTS DE GRAINS / GRANULES DE QUARTZ, DE RARES IMBRICATIONS ET LE CARACTERE TRACTIF DES SETS. (2) : LTNE-1, 2335.5M. GRES MAL TRIES, EN SETS GRANODECROISSANTS ET LITAGE GROSSIER. (3) : LTNE-2, 2411.1M. GRES GROSSIER A PETIT SET. POSSIBLES IMBRICATIONS DE GRAINS. NOTER LA PRESENCE DE LAMINES PLUS SOMBRES, ARGILEUSES. 188

FIGURE 45 : FACIES 8B – TRANSITION ORDOVICIEN-SILURIEN. (A) : ODZ-301BIS, 2105.5M. ALTERNANCE SILTO-ARGILEUSE ET GRESEUSE A GRAINS MAL TRIES, DEFORMES. (B) : ODZ-303, 2291.5M, FACIES GROSSIERS AVEC LAMINES SILTO-ARGILEUSES HORIZONTALES, FORTEMENT DIAGENETISE, AVEC NODULES DE PYRITES. (C) : LT-301-1506.7M. ALTERNANCE GRES GROSSIERS – ARGILES SILTEUSES NOIRES, A GRAINS DE QUARTZ FLOTTANTS, FORTEMENT PYRITISEE. (D) : LTNE-301-2364.6M. DUNE GRESEUSE A GRAINS FINS A MOYENS, AVEC DRAPAGE, A LITAGE SIGMOÏDAL, AVEC POSSIBLE INFLUENCE TIDALE (AUCUN FAISCEAU TIDAL EVIDENT N'EST OBSERVE). 190
FIGURE 46 : FACIÈS F9 – SILURIEN BLACK SHALES. FACIES MASSIF (OU FINEMENT LAMINE) DES ARGILES NOIRES RADIOACTIVES DU SILURIEN INFERIEUR – AGE LLDANDOVERY. FLECHE ROUGE : GRAPTOLITES. 191
FIGURE 47 : CLASSIFICATION DES MICROSTRUCTURES, CLASSEES SELON LEUR NATURE, FRAGILE, DUCTILE, POLYPHASEE, ET INDUITE PAR LA (SUR-)PRESSION DU FLUIDE INTERSTITIEL (PORE). SEULE LA COLONNE « SKELETON GRAINS » EST UTILISEE ET NE CONCERNE QUE LES MICROSTRUCTURES OBSERVABLES SUR CAROTTES, EN ABSENCE DE LAMES MINCES. MODIFIE D'APRES RAVIER ; 2014, MENZIES, 2000, VAN DER MEER, 1993. IN MENZIES *ET AL.* 2016. 192
FIGURE 48 : EXEMPLES DE FIGURES DE DEFORMATIONS FRAGILES (F : FRACTURES, MICROFAILLES) : (1) : PUITS ODZ-302 – 2270.3M. PETITES FRACTURES EN EXTENSION DANS DES GRES AVEC ELUTRIATIONS DES ARGILES. (2) LTNE-1-2406.7M : FRACTURES NORMALES EN GRADINS, DANS DES ALTERNANCES SABLES-ARGILES SILTEUSES. NOTER LES DEFORMATIONS DUCTILES JUSTE AU-DESSUS. (3) : LT-301 – 1685.5M : PETITES FRACTURES EN GRADIN AFFECTANT DES STRUCTURES DUCTILES EN « BALLS » & « PILLOW » [FIGURES DE CHARGE]. (4) ET (5) : ODZ-3-2332M : PETITE FAILLE INVERSE AVEC CROCHONS, ET FAILLES NORMALES ASSOCIEES (4) ET SURTOUT (5) DANS LE FACIES F5. 194
FIGURE 49 : EXEMPLES DE DEFORMATION DUCTILE. (1) : ODZ-301B – 2130.3M : FIGURE DE CHARGE TYPE BALL & PILLOW, AVEC COMPOSANTE CISAILLANTE FORMANT UNE STRUCTURE EN FLAMME. (2) : ODZ-3-2334M : NIVEAU ARGILEUX REPRIS EN BOUDINAGE. NOTER LA PRESENCE DE NOMBREUSES PETITES FRACTURES INVERSES FORTEMENT INCLINEES A SUBHORIZONTALES. (3) : ODZ-3-2130.3M : PLIS COFFRES FAIBLEMENT DEVERSANTS ET STRUCTURE EN FLAMME. (4) : LTNE-2-2475.9M : PLIS COUCHES ET PLIS EN FOURREAUX AVEC STRUCTURE DE CHARGE DE TYPE « BALLS & PILLOW » A LA BASE AVEC COMPOSANTE CISAILLANTE. 195
FIGURE 50 : FIGURE D'ECHAPPEMENT FLUIDE ET ELUTRIATION DU MATERIEL FIN DANS LES FACIES F4 A F5 ; (1) : LT-301-1757M : BRECHIFICATION (B) D'UN NIVEAU ARGILEUX (F6) ET ENTRAINEMENT DES ARGILES PAR ELUTRIATION (E) SELON DES PLANS A 60°/HORIZONTALE (PLAN DE FRACTURE NORMALE). NOTER LA PRESENCE D'UNE AUREOLE DE DIFFUSION (D) ARGILEUSE AUTOUR DU CLASTE / FRAGMENT ARGILEUX. (2) : ODZ-3-2339.1M « GALET » MOU / FRAGMENT ARGILEUX AVEC ELUTRIATION SELON DES PLANS A 60°/HORIZONTALE (CONTRAINTE DE TYPE APLATISSEMENT PUR). (3) : ODZ-302-2255.4M : FRACTURES A REMPLISSAGE ARGILEUSE, AVEC ELUTRIATION (E) ARGILEUSE A L'APEX (TIP) DE LA FRACTURE (FLECHE). 197
FIGURE 51 : FIGURES D'ELUTRIATION DU MATERIEL FIN DANS LES FACIES F3 A F5 ; (1) : ODZ-301BIS-2136.75M : BRECHIFICATION (B) D'UN NIVEAU DE DECANTATION F6 ET AUREOLE DE DIFFUSION (D). (2) : ODZ-3-2331.6. LAMINES DU FACIES F5 « REBROUSSEES » PAR UN FLUIDE SOUS PRESSION (« OVERSTEEPENED BEDS », LOWE ET GUY, 2000). (4) ET (5) : LT-301-1755M. AUREOLE DE DIFFUSION (D) DES ARGILES AUTOUR DES CLASTES ARGILEUX (ENCAISSANT D'UNE INJECTITE ?) ET CHEMINS VERTICAUX D'ELUTRIATION (E) ET FLECHES BLANCHES DANS UN FACIES F4. (6) : ODZ-302-2268.4M. ELUTRIATIONS D'ARGILES A PARTIR DE CLASTES / GALETS MOUS ARGILEUX, ET STYLOLITES (S) ASSOCIES, MONTRANT UN LIEN POSSIBLE ENTRE ELUTRIATION ET STYLOLITISATION, AU SEIN D'UN SABLE FLUIDISE INJECTE. 198
FIGURE 52 : FIGURES D'ECHAPPEMENT FLUIDE. (1) ODZ-301B-2297M : VOILE DIFFUS ET STRUCTURE ET PETIT DISH (TIPI). (2) LTNE-2-2453.3M : FIGURES D'ECHAPPEMENT FLUIDE AVEC ELUTRIATION DES ARGILES. (3) LTNE-1-2387M : PETIT PILIER D'ECHAPPEMENT FLUIDE, AU SEIN D'UN SABLE TRES FIN AVEC LAMINES ARGILEUSES. (4) LTNE-1-2355.5M : STRUCTURE D'ECHAPPEMENT D'EAU EN CUPULES CENTIMETRIQUES (DISH) ET CONDUIT D'ECHAPPEMENT D'EAU. (5) LTNE-2-2391.7M : ECHAPPEMENT D'EAU EN CUPULE ET PILIER (BLANC). (6) LTNE-1-2377.8M : STRUCTURE EN PILIER RAMIFIE. NOTER QUE LE SABLE DANS LES PILIERS EST « NETTOYE » DES ARGILES QUI S'ACCUMULENT PLUS HAUT. NOTER EGALEMENT QUE LES NIVEAUX ENCADRANT LES ECHAPPEMENTS D'EAU NE SONT PAS DEFORMES. 199
FIGURE 53 : FIGURE D'ECHAPPEMENT FLUIDE EN TIPI ET CUPULE, OU PILIER - FACIES F4 A F5. (A), (B) : ENSEMBLE DE STRUCTURES VERTICALES D'ECHAPPEMENT D'EAU, RAMIFIEES VERS LE BAS. LA COMPACTION MECANIQUE A DONNE A CES STRUCTURES UN ASPECT D'ECLAIR. (C) VUES EN PLAN, CES STRUCTURES SONT ORIENTEES ET FORMENT DES FENTES QUI S'OUVRENT SELON DES PLANS DE FAIBLESSE BIEN DETERMINES. CES STRUCTURES SONT APPELEES 'STRESS PILLAR' (LOWE 1975). (D) : PETITS PILIERS VERTICAUX D'ECHAPPEMENT FLUIDE DANS DES SABLES TRES FINS A SILTEUX, DISPOSES DE MANIERE DIFFUSE, POUVANT ETRE CONFONDUS AVEC DES BIOTURBATIONS. 200

FIGURE 54 : FIGURES D'INJECTION LIEES A LA PRESSION FLUIDE. (1) ODZ-3 – 2326.4M : SILL. NOTER LES PETITES INJECTIONS SABLEUSES A L'INTERFACE SABLE-ARGILE. (2) ODZ-3- 2321.7M : DYKE SABLEUX DANS UN NIVEAU SILTO-ARGILEUX. NOTER LES FRACTURES CIMENTEES (EN BAS A GAUCHE). (3) ODZ-3-2325.8M : INJECTIONS SABLEUSES DANS DES NIVEAUX SOMBRES SILTO-ARGILEUX DU FACIES F7A. (5) : LTN-301-1708M : SILL SABLEUX. NOTER LES LAMBEAUX SUB-ANGULEUX DE L'ENCAISSANT ARGILEUX ENTRAINES LORS DE L'INJECTION DES SABLES. (4) ZOOM DU TOIT DU SILL DE (5). (6) ODZ-302-2268.50. NIVEAU GRESEUX GROSSIER AVEC MICRO-GALETS MOUS INJECTE DANS UN SABLE HOMOGENEISE FORMANT DES MORCEAUX ENTRAINES DANS L'INJECTITE. 202
FIGURE 55 : SYNTHESE DES FACIES, PROCESSUS ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOT AGENCES DANS UNE SEQUENCE-TYPE IDEALISEE COMPLETE (MODIFIE D'APRES PORTIER ET CLERC, 2017) 206
FIGURE 56 : MESURES PETROPHYSIQUES POROSITE – PERMEABILITE DU PUITS ODZ-302. L'ELLIPSE EN ROUGE RASSEMBLE LES POINTS DONT LA POROSITE EST COMPRISE ENTRE 2 ET 9% ET LA PERMEABILITE < 0,2 MD. L'ELLIPSE EN VERT RASSEMBLE LES POINTS DONT LA POROSITE EST COMPRISE ENTRE 6 ET 11%, ET LA PERMEABILITE ENTRE 0,2 ET 10 MD. 207
FIGURE 57 : DONNEES DE CAROTTES ET DIAGRAPHIQUES DU PUITS ODZ-302. COLONNE 1 : DECOUPAGE SELON LES UNITES STRATIGRAPHIQUES IV-3 INF., IV-3 SUP.ET IV-4. COL. 2 : GAMMA RAY. COL. 3 : NEUTRON-DENSITE. COL. 4 : RESISTIVITE (MID ET FAR). COL. 5 : PROFONDEUR EN M/TABLE DE ROTATION. COL. 6 : LITHOLOGIE (SABLE / ARGILE) ET EN BLANC, POROSITE. COL. 7 : POROSITE CALCULEE, SATURATION EN GAZ (ROUGE) ET EN EAU (BLEU) AVEC CALAGE SUR LES DONNEES CAROTTE. COL. 8 : PERMEABILITE CALCULEE ET CALAGE AVEC LES DONNEES PETROPHYSIQUE DE CAROTTE. COL. 9 : PLANS DE FRACTURES D'APRES IMAGERIE. COL. 10 : DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DES CAROTTES. 208
FIGURE 58 : PUITS ODZ-302 : LOG SEDIMENTOLOGIQUE SIMPLIFIE DES CAROTTES AVEC FACIES ET EVOLUTION DES QUALITES RESERVOIR ET DE L'INTENSITE DES DEFORMATIONS PAR SURPRESSION FLUIDE SELON LA PROFONDEUR. (1, VERT : PAS DE DEFORMATION OBSERVEE ; 2, JAUNE : QUELQUES DEFORMATIONS, RARES, FRAGILES OU DUCTILES ; 3, ORANGE : NIVEAUX MOYENNEMENT A TRES DEFORMES, LIQUEFACTION ET INDICATION DE FLUIDISATION. 4, ROUGE : NIVEAUX TRES DEFORMES, NOMBREUSES INDICATIONS D'ELUTRIATION, DE FIGURES DE FLUIDISATION, NIVEAUX INJECTES). DETAILS SEDIMENTOLOGIQUES FOURNIS EN ANNEXE 2 AVEC SIGNIFICATION DES SYMBOLES. 209
FIGURE 59 : PUITS 302 - QUALITE RESERVOIR EN FONCTION DES FACIES (F1 A F5) 210
FIGURE 60 : PUITS 302 : EVOLUTION DES QUALITES RESERVOIR EN FONCTION DE L'INTENSITE DE LA DEFORMATION PAR SURPRESSION FLUIDE. CODES 1 A 4, VARIANT ENTRE L'ABSENCE DE DEFORMATION (1) A TRES DEFORME (4). 212
FIGURE 61 : PUITS 302 - (A) : EVOLUTION DE LA PERMEABILITE EN FONCTION DE L'INTENSITE DE LA DEFORMATION (CODES 1 A 4). COURBE GRISE CONTINUE : MEDIANE. COURBES POINTILLEES : PREMIER ET TROISIEME QUARTILES. (B) : EVOLUTION DE LA POROSITE EN FONCTION DE LA DEFORMATION. MEDIANE ET QUARTILES : MEME LEGENDE 212
FIGURE 62 : MODELE DE DEPOT DE L'UNITE IV-3 ET IMPORTANCE DES DEFORMATIONS. (A) : DOMAINE SOUS GLACIAIRE CONFINE AVEC FORTE INTENSITE DES DEFORMATIONS, SUR LES EPONTES (IV-2) MAIS EGALEMENT SUR LES SEDIMENTS DEPOSES DANS L'AXE DE L'INCISION ET JUSTE AVANT LE DECOUPLAGE « DEFINITIF » DE LA CALOTTE GLACIAIRE (COTE 2420M). (B) : DOMAINE PROGLACIAIRE (ET PROBABLEMENT SOUS ICE-SHELF), DECONFINE, ET PEU A NON DEFORME PAR LA GLACE. (C) : DOMAINE PROGLACIAIRE DISTAL, NON CONFINE, AVEC DEPOT DES SABLES FINS, DES FINES ET DROPSTONES. 215
FIGURE 63 : PUITS LT-301-COTE 1684.3M – SABLE LIQUEFIE, PUIS HOMOGENEISE, MONTRANT LA PRESENCE D'UNE MATRICE ARGILEUSE, NON HOMOGENE AUTOUR DES GAINS DE QUARTZ. POSSIBLE ENROBAGE ARGILEUX DES GRAINS AVANT ENFOUISSEMENT ET COMPACTION TEL QU'IL APPARAIT SUR ODZ. PHOTO MICROSCOPE LUMIERE NATURELLE ET POLARISEE – D'APRES ETUDE DIAGENESE GTG-BERDIOUI *ET AL.,* 2016. 216
FIGURE 64 : SCHEMA RECAPITULATIF DU CONTROLE DES QUALITES RESERVOIR PAR LES DEFORMATIONS FLUIDE AU SEIN DU SEDIMENT DANS LE RESERVOIR GLACIAIRE ORDOVICIEN DU CHAMP D'OUED ZINE. 218
FIGURE 65 : LOCALISATION DU CHAMP DE PETREL DANS LE SOUS BASSIN DE PETREL, BASSIN DE BONAPARTE. EN ROSE, LE SOCLE PRECAMBRIEN. MODIFIE D'APRES LA CARTE STRUCTURALE PUBLIEE PAR LE SERVICE GEOLOGIQUE DE 'WESTERN AUSTRALIA' (HTTP:// WWW.GA.GOV.AU/OCEANS/RPG_BONAPARTE.JSP) 227
FIGURE 66 : PRINCIPAUX LINEAMENTS ET BASSINS PALEOZOÏQUES ET MESOZOÏQUES DE LA MARGE NO AUSTRALIENNE. LES FLECHES EN BLEU INDIQUENT L'EXTENSION DU DEVONIEN AU DEBUT DU CARBONIFERE ; LES FLECHES EN ROUGE INDIQUENT L'EXTENSION NO-SE DE LA FIN DU CARBONIFERE JUSQU'AU PERMIEN. LA POSITION DU CHAMP DE PETREL EST INDIQUEE DANS LE SOUS BASSIN DE PETREL (AU NE). MODIFIE D'APRES KEEP *ET AL.,* 2007 ET HARROWFIELD *ET AL.,* 2003. 227
FIGURE 67 : LIGNE SISMIQUE AGSO 100R/03 SO-NE PASSANT PAR LE PUITS PETREL-1 AVEC INTERPRETATION DES DIFFERENTS MARQUEURS SISMIQUES PAR AGSO 2001. LE DEVONIEN (MARQUEUR ROUGE DU BAS) SE SITUE VERS 9 SEC TEMPS DOUBLE (TWT), SOIT PRESQUE 20 KM (GONCHAROV 2004). LIGNE SISMIQUE ISSUE DU AUSTRALIAN GOVERNMENT GEOSCIENCES - AUSTRALIA. EN BAS A DROITE, PLAN DE POSITION DE LA LIGNE SISMIQUE SUR CARTE D'ANOMALIE DE GRAVIMETRIE, TIREE DE GONCHAROV, 2004. 228

FIGURE 68 : CHARTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE BONAPARTE (COUPE SUD-NORD, DEPUIS LE SOUS BASSIN DE PETREL A LA PLATEFORME DE SAHUL). MODIFIE D'APRES BARETT *ET AL.,* 2003. : CAPE HAY FM OU EQUIVALENT (I.E. HYLAND BAY FM). 229
FIGURE 69 : CADRE BIO ET LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU SOUS BASSIN DE PETREL. BIOZONES D'APRES KENNARD *ET AL.,* 1998. NOMENCLATURE DES FORMATIONS D'APRES GORTER ET *AL.,* 1998. IN ROBINSON ET MC INERNEY, 2003. 230
FIGURE 70 : MODELE DE DEPOT ET PALEOGEOGRAPHIE DU MEMBRE R1 DE LA FORMATION DU CAPE HAY (SUPERIEUR) DANS LE SOUS BASSIN DE PETREL, JUSTE SOUS LES CALCAIRES DU DOMBEY (BIOZONE A *D. PARVITHOLA*, PERMIEN TERMINAL). D'APRES ROBINSON ET MC INERNEY, 2003. 231
FIGURE 71 : MODELE STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION DU CAPE HAY AVEC ELS SOUS UNITES A A E DEFINIES PAR BATHIA *ET AL.* (1984) ET LES SEQUENCES STRATIGRAPHIQUES 'LOWER,', 'MIDDLE' ET 'UPPER' PROPOSEE PAR KLOOS *ET AL.* (2004) ENTRE LES PUITS PETREL-1, -2, -3, BOUGAINVILLE-1 ET KINMORE-1 (SELON UN AXE NNO-SSE). 232
FIGURE 72 : SCHEMA DE CORRELATION PROPOSE PAR KLOOS *ET AL.* (2004) ENTRE LES PUITS PETREL-5, -6, -1, -2, -4 ET -3 SUIVANT UNE DIRECTION NO-SE. LONGUEUR : 29 KM. EPAISSEUR DU RESERVOIR : 80M AU PUITS PETREL-4 – 10M ENTRE MARQUEURS. 233
FIGURE 73 : CARTE STRUCTURALE AU TOIT DE LA FORMATION DU CAPE HAY. PROFONDEUR EN M/MER. ECHELLE HORIZONTALE EN METRES. CARTE FDP 2013. SOURCE : BLNG 2013. 235
FIGURE 74 : INTERVALLES CAROTTES POUR LES PUITS PETREL-5, 6, 4, 7 ET 3 (DU NO VERS LE SE) ET DECOUPAGE SELON LES UNITES R1A ET R1B. ECHELLE VERTICALE : 20M ENTRE DEUX MARQUES. LES INTERVALLES CAROTTES SONT EN GRIS, A DROITE DES COURBES DE GAMMA RAY EN VERT, ET NUMEROTES DE C1 A C7 SELON LES PUITS. DOCUMENT INTERNE. 236
FIGURE 75 : CORRELATION SEDIMENTOLOGIQUE A TRAVERS LE CHAMP DE PETREL, AVEC DECOUPAGE SEQUENTIEL D'ORDRE 2 (A DROITE) ET D'ORDRE 3 POUR CHAQUE PUITS. EXTRAIT DE L'ETUDE FAITE PAR DESAUBLIAUX ET DEL NEGRO, 2010. 237
FIGURE 76 : DONNEES PETROPHYSIQUES DE ROUTINE MESUREES SUR LES PUITS DE PETREL : POROSITE EN ABSCISSE, EN % ET PERMEABILITE A L'AIR EN ORDONNEES, EN MD. 238
FIGURE 77 : PRINCIPAUX PETROFACIES RENCONTRES SUR LE RESERVOIR R1 DU CHAMP DE PETREL. D'APRES SAÏAG *ET AL*., 2016. . 242
FIGURE 78 : CARTE DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET LOCALISATION DES PRINCIPAUX OBJETS OU SECTEURS DE L'ESTUAIRE CITES DANS LE TEXTE. LES POINTS ROUGES SYMBOLISENT LES PRINCIPAUX POINTS DE PRELEVEMENTS ETUDIES DANS VIROLLE *ET AL.* (2018). 273
FIGURE 79 : (A) : LOCALISATION DES BARRES SABLEUSES ECHANTILLONNEES LE LONG DE L'ESTUAIRE ET DES PRINCIPAUX FACIES (FA1 : BARRE DE MEANDRE FLUVIATILE ; FA2 : BARRE DE MEANDRE HETEROLITHIQUE ; FA4 : BARRE TIDALE INTERNE DE L'ESTUAIRE ; FA5 : BARRE TIDALE EXTERNE. 'TIDAL BAR 2' : BARRE DE PLASSAC ; 'TIDAL BAR 6' : BARRE DE RICHARD. (B) : EVOLUTION DE L'ARGILOSITE DANS LES ECHANTILLONS DE SURFACE DES BARRES SABLEUSES ET DU CORTEGE ARGILEUX SUIVANT LE DEBIT FLUVIAL ET LE LONG DE L'ESTUAIRE, DEPUIS L'AMONT DE LA GARONNE JUSQU'A L'EMBOUCHURE DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE. (C) : SCHEMA SIMPLIFIE DU MECANISME DU BOUCHON VASEUX ET LE PIEGEAGE DES PARTICULES ARGILEUSES AVEC L'EVOLUTION AU COURS DE L'ANNEE DU POINT NODAL DE DENSITE (LIMITE AVAL DU BOUCHON VASEUX) ET LE POINT NODAL DE VITESSE (LIMITE AMONT). D'APRES VIROLLE *ET AL.,* 2018. 275
FIGURE 80 : PHOTOS D'AGREGATS ARGILEUX ET DE TAPISSAGES ARGILEUX AU MICROSCOPE. PHOTOS A A D : ESTUAIRE DE LA GIRONDE, D'APRES VIROLLE *ET AL.* (2018). PHOTOS E ET F, CHAMP DE PETREL, D'APRES SAÏAG ET AL. (2016). (A) ET (B) : PHOTOS DE LAMES MINCES EN LUMIERE NATURELLE DE SABLES PRELEVES SUR LES DUNES A LA SURFACE DES BARRES TIDALES DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE. PRESENCE DE TAPISSAGE PARTIEL AUTOUR DES GRAINS (QZ : QUARTZ, LI : LITHIQUE) OU DE PONTS ARGILEUX ENTRE GRAINS (BRIDGE). (C) ET (D) : PHOTOGRAPHIES AU MEB DE GRAINS ISSUS DES BARRES DE MAREES DE GIRONDE MONTRANT LA PRESENCE D'ARGILES MAL CRISTALLISEES EN AGREGATS (AG) OU SOUS FORME DE RIDES (R) A LA SURFACE DES GRAINS DE QUARTZ (QZ). (E) ET (F) : PHOTOGRAPHIES AU MEB DE GRES DU PUITS P7 AVEC INTERPRETATION, MONTRANT LA PRESENCE D'AGREGATS ARGILEUX A LA SURFACE DES GRAINS ET DANS LES GOLFES DE CORROSION, MAL CRISTALLISES (OU POLY-CRISTALLINS) ET MONTRANT LE LIEN TEXTURAL AVEC LES TAPISSAGES DE CHLORITES AUTHIGENIQUES. 276
FIGURE 81 : CLASSIFICATION DES TAPISSAGES DE GRAINS SELON LEUR NATURE (AGREGAT, PONT OU EN RIDES) ET LE TAUX DE COUVERTURE DES GRAINS (ENTRE 0 ET PLUS DE 30%). D'APRES VIROLLE *ET AL.,* 2018. 277
FIGURE 82 : EVOLUTION AMONT- AVAL (A) DE L'ARGILOSITE , (B) DU POURCENTAGE DE GRAINS TAPISSES, (C) DE L'ABONDANCE DES TAPISSAGES ARGILEUX EN % DU VOLUME TOTAL DES ELEMENTS CONSTITUTIFS DES SABLES (ROCHE TOTALE HORS POROSITE), (D) DE LA SURFACE MOYENNE COUVERTE PAR LES TAPISSAGES DE GRAINS PAR CLASSE, SUIVANT LE DEBIT FLUVIAL (PERIODES DE CRUE, EN COULEURS VERTES ; PERIODES D'ETIAGE : COULEURS ROUGES). D'APRES VIROLLE *ET AL*., 2018. 278
FIGURE 83 : DESCRIPTION DE LA CAROTTE DE PLASSAC CENTRE. DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE. EVOLUTION DE L'ARGILOSITE (CF CONTENT, EN %) AVEC COMPOSITION DU CORTEGE ARGILEUX, ET POURCENTAGE DE GRAINS TAPISSES, CLASSES SELON LEUR TAUX DE COUVERTURE. FLECHE : EVOLUTION DE L'ARGILOSITE AVEC LA PROFONDEUR. EN VERT : MEILLEURE PROPRIETE RESERVOIR ATTENDUE (ARGILOSITE FAIBLE, TAUX DE COUVERTURE DES GAINS >5%). MODIFIE D'APRES VIROLLE *ET AL, IN PREP.* 280

FIGURE 84 : CORRELATION HAUTE RESOLUTION DES DIFFERENTES SEQUENCES TIDALES OBSERVEES AU SEIN DU RESERVOIR R1A DU CHAMP DE PETREL ET POSITION DES TAPISSAGES DE CHLORITES OBSERVEES ET DE L'ABONDANCE EN FELDSPATHS. 281
FIGURE 85 : (A) : SCHEMA SIMPLIFIE D'UN ESTUAIRE ET POSITION DU DELTA DE FOND DE BAIE ET DES BARRES TIDALES. (B) : RETROGRADATION DU SYSTEME LORS DES DIFFERENTES PHASES DE TRANSGRESSION AVEC PERIODES DE STAGNATION / PROGRADATION DU DELTA DE FOND DE BAIE ET DES BARRES TIDALES. MODELE EN BACKSTEPPING APPLICABLE AU CAS DU CHAMP DE PETREL. MODIFIE D'APRES ASCHOFF *ET AL.,* 2018. 282
FIGURE 86 : EVOLUTION DU TAUX DE FELDSPATHS SELON LES RESERVOIRS R1B ET R1A ET LES SOUS UNITES DU R1A. EXTRAIT DES QUANTIFICATIONS REALISEES PAR SAÏAG (2013). 283
FIGURE 87 : ROLE DES BIOFILMS DANS LE COLLAGE DES ARGILES SUR LES GRAINS DETRITIQUES. (A) ET (B) : BARRE TIDALE DE PLASSAC, GIRONDE. FACIES : F4 : FACIES D'ACCRETION LATERALE. F5 : DUNES TIDALES 2D A 3D DE LA ZONE INTERTIDALE. MP : GALETS MOUS. LTSLCD : DRAPAGE ARGILEUX DE MAREE BASSE. EN JAUNE ORANGE, SUR LE DESSUS DES DUNES OU DES RIDES DE COURANT : GEL OU BIOFILM A DIATOMEES. (C) ET (D) : MICROPHOTOGRAPHIES AU CRYO-MEB DE SABLES PRELEVES A LA SURFACE DES BARRES MONTRANT LA PRESENCE D'UN RESEAU DE POLYMERES ORGANIQUES COMPOSANT LES BIOFILMS (EPS : EXO-POLYMERIC SUBSTANCE) ET PERMETTANT DE LIER DES PARTICULES ARGILEUSES ET LES MICAS AUX GRAINS DETRITIQUES DE QUARTZ (QZ). NOTER LA PRESENCE DE SQUELETTES (FRUSTULES) DE DIATOMEES (PHOTO C). D'APRES VIROLLE *ET AL.,* 2018. 284
FIGURE 88 : CARTES DU POURCENTAGE DE COUVERTURE DES GRAINS DETRITIQUES ENROBES PAR DES ARGILES (A) ET DE L'ABONDANCE DE LA CHLOROPHYLLE DANS LES BIOFILMS (B) ; ESTUAIRE DU RAVENGLASS, COTE NORD-OUEST DE L'ANGLETERRE. (C) : CORRELATION ENTRE LE TAUX MOYEN DE TAPISSAGE DES GRAINS ET L'ABONDANCE DE LA CHLOROPHYLLE DANS LES BIOFILMS, MONTRANT UN MEILLEUR ENROBAGE QUAND L'ACTIVITE PHOTOSYNTHETIQUE DES DIATOMEES AUGMENTE. D'APRES WOOLDRIDGE *ET AL.,* 2017B. 285
FIGURE 89 : EVOLUTION DE LA BARRE DE PLASSAC AU COURS DU TEMPS SUR LA BASE DE CARTE BATHYMETRIQUE DE 1960 A 1983 MONTRANT LA RAPIDITE DES PHENOMENES DE MIGRATION LATERALE ET D'ACCRETION (POSITION DE LA BARRE DE PLASSAC EN POINTILLE). D'APRES CHAUMILLON *ET AL.,* 2013. 286
FIGURE 90 : MODELE SCHEMATIQUE DE L'ASSEMBLAGE DES PARTICULES ARGILEUSES EN SUSPENSION OU REMOBILISEES PAR EROSION DES NIVEAUX HETEROLITHIQUES DE LA ZONE INTERTIDALE AVEC LES GRAINS DE SABLE PENDANT LEUR TRANSPORT PAR SALTATION OU ROULEMENT DANS LA CONSTRUCTION DES DUNES TIDALES PAR INCORPORATION ET COLLAGE PAR DES FRAGMENTS DE BIOFILMS A DIATOMEES (EPS), REMOBILISES LORS DE L'EROSION DES NIVEAUX ARGILEUX. D'APRES VIROLLE *ET AL.* 2018. 287
FIGURE 91 : EVOLUTION COMPARATIVE DES RESERVOIRS D'ORIGINE GLACIAIRE ET ESTUARIENNE, INCLUANT L'ENVIRONNEMENT DE DEPOT, LES PROCESSUS D'INCORPORATION DE L'ARGILE DANS LES SABLES ET LA DIAGENESE ET LES QUALITES RESERVOIR RESULTANTES..... 302

Liste des Tableaux

TABLEAU 1 : CLASSIFICATION DES PHYLLOSILICATES SELON LEUR MINERALOGIE ET LEUR NATURE ARGILEUSE (MODIFIE D'APRES BAILEY 1980, IN CHAMLEY 2013). 47
TABLEAU 2 : PRINCIPAUX PROCESSUS D'ECHAPPEMENTS FLUIDES AU SEIN D'UN SEDIMENT GRANULAIRE SABLEUX MEUBLE (MODIFIE D'APRES DURANTI ET HURST 2004, BASE SUR LES TRAVAUX DE LOWE 1975 ET OWEN 1995). 162
TABLEAU 3 : RECAPITULATIF DES DIFFERENTS FACIES DECRITS DANS L'ORDOVICIEN GLACIAIRE ET LA BASE DU SILURIEN DANS LE BASSIN DE SBAA. CORRESPONDANCE AVEC LES ASSOCIATIONS DE FACIES DECRITES DANS CLERC *ET AL.,* 2013. 204
TABLEAU 4 : PUITS 302 - STATISTIQUES DESCRIPTIVES DE LA PERMEABILITE ET DE LA POROSITE EN FONCTION DE L'INTENSITE DE LA DEFORMATION. 213
TABLEAU 5 : SYNTHESE DES DIFFERENTS ELEMENTS SEDIMENTAIRES (CASES EN JAUNE, LIGNES 1,2 ET 3), MINERALOGIQUES (GRIS, 4 ET 8), DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES IMPLIQUES DANS L'INCORPORATION DES ARGILES (ORANGE 5,6 ET 7), DES PHENOMENES DIAGENETIQUES (BLEU, 9 ET 10) ET DU RESULTAT EN TERMES DE QUALITES DE RESERVOIR (VERT, 11 ET 12), POUR LES RESERVOIRS DEPOSES EN ENVIRONNEMENT GLACIAIRE ET ESTUARIEN. LES FACTEURS EN VERT SONT LES PARAMETRES FAVORABLES, EN ROUGE, DEFAVORABLES AUX QUALITES RESERVOIR. 303

CHAPITRE 1

Introduction et problématique

Lien entre environnent de dépôt et diagenèse précoce : importance dans la prédiction des qualités réservoir

Photographie : Barre tidale de Plassac, Estuaire de la Gironde. Zone intertidale, à marée basse*. Erosion d'une surface d'accrétion latérale (juste au-dessus de la truelle) et remobilisation sédimentaire avec présence de galets mous argileux, en mélange avec des trains de rides de courant (vers le nord) dans des sables. Noter la présence de drapage argileux sur les rides 3D à gauche de la truelle. Photo E. Portier (Nov. 2015).*

1. Introduction et problématique

1.1. Contexte de l'étude

L'étude présentée dans ce manuscrit de thèse par validation des acquis et de l'expérience (VAE) est le fruit de plusieurs années de travail opérationnel, de réflexions personnelles sur la modélisation des réservoirs souterrains et de recherches réalisées en collaboration avec divers instituts de recherche académique, le plus souvent à travers des études de masters ou des travaux de doctorants.

Les propriétés pétrophysiques des réservoirs souterrains silicoclastiques (gréseux) sont définies en premier lieu par la porosité et la perméabilité, mais aussi par la saturation ou par l'argilosité. Ce sont des paramètres qui sont obtenus généralement à des échelles réduites en laboratoire :

- A l'échelle du décimètre et du mètre pour les données de puits, qu'il s'agisse des digraphies différées (logs électriques) ou des profils de boue (mudlogs) ou encore des carottes réalisées le long du puits lors du forage.
- A l'échelle du centimètre pour les données pétrophysiques (porosité, perméabilité, pression capillaire, densité des grains) réalisées sur des échantillons de carotte (plugs de 3 à 6 cm en général pour des diamètres de 2.5 à 4 cm).
- A l'échelle microscopique quand ces données sont obtenues sur des lames minces ou des restes (trims) d'échantillons (composition minéralogique et composition des argiles sur diffraction des rayons X – DRX, ou bien porosité visuelle estimée et perméabilité calculée). Les techniques les plus récentes utilisent aujourd'hui des outils de micro-tomographie des rayons X (ou X-Ray micro-Computed Tomography scan, µCTscan) et la visualisation 3D du réseau poreux permet également d'en déduire la perméabilité aux conditions laboratoire.

Pourtant les réservoirs ou les structures géologiques que l'on souhaite explorer, développer et exploiter ont des dimensions très largement supérieures :

- De l'ordre de la centaine de mètres ou du kilomètre pour les doublets de puits (injecteur et producteur) en géothermie ou bien en lixiviation acide pour l'extraction des sels d'Uranium ou les terres rares de nos éoliennes et panneaux solaires.
- De l'ordre du kilomètre ou de la dizaine de kilomètres pour les gisements pétroliers ou gaziers, qu'ils soient peu profonds (1000m) ou très profonds (>5000m). Cette échelle est également celle des petits aquifères.
- Enfin, de l'ordre de la centaine de kilomètres, dans le cadre des études régionales (échelle du bassin), qu'il s'agisse de la gestion des ressources en eau ou bien des travaux exploratoires dans la recherche d'hydrocarbures ou de ressources minières.

Un changement d'échelle s'impose donc et pour comprendre le champ des valeurs pétrophysiques, il faut s'appuyer sur une modélisation géologique qui permet d'interpoler les facies géologiques et réservoir et les propriétés pétrophysiques entre les différents forages, voire de les extrapoler à l'échelle du bassin. Les modèles géologiques et réservoir sont aujourd'hui des modèles maillés dont la taille de maille standard est de 100m x 100m x 1 à 2 m verticalement. D'autres données indirectes sont également souvent nécessaires comme les profils sismiques issus de campagnes géophysiques de surface qui sont basées sur les propriétés acoustiques des roches. Enfin, il est également souvent indispensable pour bâtir un modèle géologique fiable et réaliste d'utiliser des données externes comme les analogues de terrain.

La connaissance des propriétés pétrophysiques et leur modélisation entre les puits, reste donc essentielle puisqu'elle permet de déterminer la productivité ou l'injectivité des puits, leur rayon de

drainage ou d'influence, et au final la distance entre puits et leur nombre pour un développement et une gestion optimale, économique et responsable (au sens sociétal) des ressources.

Or, les propriétés pétrophysiques des roches ou qualités réservoir dans les grès dépendent non seulement des conditions de dépôts (environnement sédimentaire), de leur composition minéralogique, mais aussi des mécanismes de lithification, appelés diagenèse, qui voit durant leur enfouissement la transformation des sables (sédiments meubles) en grès (roches indurées). Cette complexité les rend donc difficilement prédictibles à grande échelle.

Durant la diagénèse, les qualités de réservoir se dégradent progressivement sous l'effet conjugué de divers processus, aux effets parfois opposés. Les principaux mécanismes de réduction des qualités pétrophysiques des grès lors de leur enfouissement sont la compaction mécanique (sous le poids de la pile sédimentaire qui s'accumule au-dessus), des interactions chimiques entre les minéraux et le fluide interstitiel contenu dans la porosité, comme la compaction chimique (pression – dissolution) ou la cimentation par précipitation de quartz. La cinétique et l'intensité de ces deux derniers processus sont largement liés à la température et au temps. Elles dépendent aussi largement de la surface disponible et de l'état de surface des grains détritiques[1] (du quartz en particulier) qui peut, selon les cas, limiter la cimentation de quartz (Walderhaug, 1996, Lander *et al.,* 2008, Taylor *et al.,* 2010) ou au contraire, catalyser la compaction chimique (Chuhan *et al.,* 2002, Dewers et Ortoleva, 1991; Renard *et al.,* 1997; Tournier *et al.,* 2010a). La présence d'argiles en particulier, en tapissage à la surface des grains est aujourd'hui considérée comme l'un des principaux facteurs de préservation des qualités réservoirs dans les grès (Taylor *et al.* 2010, Bjørlykke, 2014), puisque ralentissant la cimentation par la silice et la destruction de la porosité, deux phénomènes qui sont quasi - irréversibles.

Les modèles quantitatifs de diagenèse actuellement développés montrent le plus souvent (1) que les réservoirs sédimentaires silicoclastiques peuvent être considérés comme des systèmes thermodynamiquement clos à partir d'une certaine profondeur, typiquement au-delà de 2 à 3 km (Bjørlykke, 2014) et (2) que la cimentation de quartz et la compaction chimique deviennent alors les phénomènes diagenétiques prépondérants lorsque les températures deviennent supérieures à 70-80°C (Bjørlykke et Jahren, 2012). Les fluides sont alors quasi-immobiles, saturés et en équilibre avec les différentes phases minérales (Worden et Burley, 2003).

Pour limiter la cimentation de quartz et la réduction des qualités réservoir, il faut donc que les argiles et les tapissages argileux soient mis en place précocement, à des températures inférieures à 70°C, ce qui est le cas par exemple de certaines chlorites riches en fer qui se forment à partir de 30-40°C (Beaufort *et al.* 2015). Les chlorites sont elles-mêmes issues d'autres minéraux argileux qui peuvent être associés et mis en place lors de la sédimentation des sables, et qui se présentent sous la forme de drapages argileux, en colmatage de la porosité ou en tapissage de certains grains détritiques.

L'objectif de ce travail de recherche est donc double :

- Comprendre comment se mettent en place les tapissages argileux ***précoces***, en lien avec l'environnement de dépôt ou lors des toutes premières phases de l'enfouissement. Il ne sera pas traité d'autres types de tapissages (comme de micro-quartz ou des tapissages tardifs).
- Connaître le lien entre ces tapissages argileux et l'environnement de dépôt. En effet, si un tel lien existe, il devient alors possible de prévoir les qualités réservoir, si pour autant, le modèle sédimentaire (sédimentologique) disponible est précis et fiable.

[1] *Les grains détritiques constituent le squelette du sédiment. Les espaces entre grains forment la porosité.*

1.2. Problématiques de l'étude

Afin de répondre aux objectifs de ce travail, deux exemples de réservoirs bien différents mais tous deux hétérogènes en termes de propriétés pétrophysiques ont été choisis :

1. Le premier exemple, dans le registre sédimentaire **glaciaire** ancien (Ordovicien). Ce type de réservoir a connu un regain d'intérêt à partir des années 2000 car il représenterait un potentiel de 0.5 % des réserves mondiales d'hydrocarbures. Les réservoirs glaciaires peu enfouis du Quaternaire sont aussi exploités pour leur ressource en eau dans les grandes plaines d'Europe Centrale ou d'Amérique du Nord. Les réservoirs glaciaires sont aussi connus pour leur complexité géologique, pas toujours très bien caractérisée, avec pour corolaire, le manque d'outils pour comprendre les facteurs contrôlant la répartition des hétérogénéités et des qualités pétrophysiques au sein des réservoirs (Hirst *et al.*, 2002, Le Heron *et al.,* 2006, El Ghali *et al.,* 2006, Douillet *et al.,* 2012). L'une des autres caractéristiques de ces réservoirs est de présenter des déformations parfois importantes (plis, failles, injections) qui sont parfois interprétées comme associées à des dépôts sous-glaciaires ou bien ayant subi l'avancée du glacier. Enfin, si nous nous intéresserons aux sables des environnements glaciaires, contrairement aux idées reçues, les produits d'érosion glaciaire sont assez largement dominés par des sédiments fins, silteux (« la farine glaciaire ») et argileux. Des interrogations viennent vite à l'esprit telles que, « quelle est la distribution des argiles ? » ou encore « quel est l'impact des déformations sur les qualités pétrophysiques ? ».

2. Le deuxième exemple est celui d'un réservoir déposé en environnement **estuarien**, dominé par les marées. Ce type d'environnement est caractérisé par la rencontre des eaux douces fluviales avec les eaux salées marines. C'est un environnement propice à la floculation et à la précipitation des argiles et les sédiments qui s'y déposent sont généralement hétérolithiques, avec une distribution bimodale, entre un pôle sableux et un pôle argileux. Par nature, les sédiments dans ces environnements sont hétérogènes, avec un cortège minéralogique souvent complexe, hérité des sédiments fluviatiles et des sédiments marins. La question des facteurs de contrôle de la distribution des qualités pétrophysiques se pose là encore. Il est également montré dans plusieurs études, la fréquence des tapissages argileux de type chlorite dans les sédiments déposés en milieux deltaïques et estuariens (Ehrenberg, 1993; Hillier, 1993; Grigsby 2001, Dowey *et al.,* 2012, Bjørlykke, 2014). Leur rôle sur la diagenèse et la préservation des qualités des réservoirs est considéré comme fondamental dans l'exploration et l'exploitation des grès enfouis à grande profondeur, stimulant le travail de nombreuses équipes de recherche.

Ces deux exemples sont contrastés, tant au point de vue des caractéristiques sédimentologiques que pétrographiques. Leur étude, mais aussi leur comparaison, permettent de répondre à différentes questions.

Les problématiques développées dans ce travail de recherche aborderont ainsi (1) l'importance du cortège minéralogique et des argiles en particulier; (2) l'environnement de dépôt et son rôle dans les processus de tapissage / d'enrobage des grains détritiques; (3) le timing et la localisation de ces drapages argileux et la question de la prédiction des qualités réservoir.

1.2.1 Principaux phénomènes diagenétiques à l'origine des qualités pétrophysiques dans les grès glaciaires & dans les grès estuariens. Importance du cortège argileux

La nature des argiles, qu'elles soient détritiques ou d'origine diagenétique (authigène) joue un rôle fondamental dans la diagenèse des grès (Worden et Morad, 2003, ainsi que tout l'ouvrage qui y est consacré).

La nature des argiles détritiques dépend du bassin versant et de la source sédimentaire, du transport et de l'environnement de dépôt des sables. Les argiles riches en fer par exemple auront tendance à se retrouver dans les systèmes estuariens, alors que la kaolinite se retrouve préférentiellement dans les environnements chauds et humides et que les smectites sont plus fréquentes dans des environnements plus arides ou tempérés (Worden et Morad, 2003). Aussi, la minéralogie du sédiment, la nature du cortège argileux détritique, les interactions de l'environnement de dépôt avec les eaux météoriques dans les premières étapes de diagenèse sont des facteurs qui auront un impact fondamental dans la formation des argiles authigènes (Bjørlykke 2014). Les premières questions posées dans ce manuscrit sont les suivantes :

Questions

- Quels sont les principaux phénomènes diagénétiques communs à l'environnement glaciaire et à l'environnement estuarien ? (Points communs et différences)
- Quelles sont les sources d'argiles dans les environnements glaciaire et estuarien ?
- Quels cortèges minéralogiques pour quels précurseurs argileux ? Quelle est la nature et le rôle du cortège argileux ?
- Que ce soit en domaine glaciaire ou en domaine estuarien, quels sont les impacts du cortège argileux sur les qualités réservoir ?

1.2.2 Importance de l'environnement de dépôt dans la mise en place des tapissages argileux

Les meilleurs réservoirs sont souvent pauvres en argiles. Néanmoins, un sable très pauvre en argile peut subir une évolution diagenétique lors de son enfouissement parfois très défavorable (exemple des quartzites de Hamra en Algérie, e.g. Benayad *et al.,* 2014). L'argile en quantité « raisonnable » semble à l'inverse jouer un rôle parfois bénéfique sur la diagenèse (voir précédemment). Les argiles se déposant le plus souvent par décantation en milieu calme (vitesse du courant inférieure à 5 cm/s) alors que les sables sont transportés le plus souvent par des courants tractifs (> 20 cm/s pour des sables moyens) et se déposent par décélération du courant (Collinson *et al.,* 2006), argiles et sables se retrouvent le plus souvent en alternance. Comment se forment alors les tapissages argileux ? Pour les deux environnements de dépôt considérés, la question est de comprendre le mécanisme

d'incorporation de l'argile détritique et des précurseurs argileux pouvant être à l'origine des tapissages argileux, et/ou de comprendre les processus sédimentaires (ou diagenétiques) permettant la mise en place de ces tapissages argileux.

Questions

- Comment est incorporée l'argile dans les sables ? Quels sont les processus sédimentaires en jeu ?
- Quelle est l'origine du tapissage argileux ? Comment se met-il en place ? Est-il total lors de sa mise en place ou se met-il en place progressivement, lors de l'éogenèse ?
- Comment se forme le tapissage tel qu'il est observé sur les lames minces ? Quels en sont les paramètres de contrôle ?

1.2.3 Timing et localisation des drapages argileux

L'importance des tapissages argileux sur la diagenèse et sur les qualités réservoirs posent la question de leur localisation et de leur distribution au sein des corps réservoir. Sont-ils ubiquistes ou bien sont-ils localisés dans des zones bien précises ? Pour qu'il y ait un effet bénéfique sur la préservation des qualités réservoir, il faut que la mise en place des tapissages soient précoces et il existe alors un lien avec l'environnement de dépôt, ce que nombre d'articles semblent indiquer (e.g. Ehrenberg 1993, Dowey *et al*., 2012…). La question est donc de savoir où et quand vont se former ces tapissages, et s'il possible de les relier avec les caractéristiques de l'environnement de dépôt, comme les conditions hydrodynamiques. Une connaissance précise de l'environnement de dépôt et de son cortège minéralogique rendraient alors possible de les cartographier, et donc prédire en partie les qualités réservoirs.

Questions

- Où et quand se mettent en place les précurseurs argileux à l'origine des tapissages argileux. Quelles sont les conditions environnementales ou hydrodynamiques qui prévalent lors de leur mise en place ?
- Existe-t-il des zones privilégiées au sein du réservoir où se mettent en place les tapissages argileux. A quelles conditions environnementales peut-on associer ces zones privilégiées de mise en place des tapissages argileux ?
- Quel est le rôle de l'environnement de dépôt dans la diagenèse précoce et dans la séquence paragenétique (diagenétique) ?
- Pour un modèle sédimentologique connu et en le supposant bien contraint, peut-on alors prédire les qualités réservoir ?

Quelle conséquence pour la prédiction des qualités réservoir ?

1.3. Méthodologie et choix des sites

Pour bien comprendre le lien entre l'environnement de dépôt et la diagenèse, il faut pouvoir disposer d'échantillons de roche ayant subi un enfouissement suffisamment important avec une empreinte diagénétiques suffisamment importante, mais aussi de disposer de carottes et de données d'analogues géologiques à l'affleurements permettant de mener une étude sédimentologique de détail.

La méthodologie repose donc sur une analyse à double entrée, sédimentologique et pétrographique. La première étape consiste à identifier les principales caractéristiques de la diagenèse et d'établir les pétrofaciès ; puis, d'en comprendre le lien avec l'environnement de dépôt et de proposer des processus sédimentaires qui permettent la mise en place des principaux caractères diagenétiques précoces qui détermineront ensuite toute l'évolution diagenétique à plus grande profondeur et à plus haute température. L'objectif final est de pouvoir prédire dans les modèles géologiques, non seulement les faciès sédimentaires mais aussi la distribution des qualités réservoir qui est le double héritage de l'environnement de dépôt et des phénomènes diagénétiques.

Deux exemples très contrastés sont proposés :

1. **Dans le domaine glaciaire**, il s'agit de comprendre le rôle de l'environnement de dépôt glaciaire sur la mise en place des tapissages argileux (smectite/illite), principal paramètre de contrôle de la distribution des qualités réservoirs. Le réservoir Ordovicien glaciaire du champ d'Oued Zine dans le bassin de Sbaa en Algérie, actuellement enfoui entre 2000 et 2500m présente des qualités réservoir très contrastées, entre 0,001 mD et 1000 mD, pour des gammes de porosités comprises entre 4 et 15%. Les faciès sédimentaires bien que différents (sous-glaciaire, proglaciaire proximal et distal) ne permettent pas d'expliquer à eux seuls toute la variabilité des propriétés pétrophysiques. Ce champ est traversé par une vingtaine de puits, la moitié d'entre eux ayant été plus ou moins bien carotté. Une partie du matériel d'étude (échantillons) a pu être exportée et étudiée à l'université Paris-Sud, le reste du matériel étant encore stocké dans des hangars et non exploité. Les carottes, ont été décrites sur place, à la carothèque de Hassi Messaoud, Algérie.
   Comme il est difficile de réaliser des études de terrain en Algérie[2], un site au Maroc a été choisi pour ses qualités remarquables d'affleurement (vallée d'Alnif). Situé au cœur de l'Anti-Atlas marocain, l'Ordovicien glaciaire de la région a fait l'objet de divers travaux de recherche antérieurs, permettant de bien caler le cadre stratigraphique et paléogéographique (Destombes *et al.* 1985, Villas *et al.* 2006, Alavro *et al.* 2007, Le Heron, 2007, El Maazouz et Hamoumi, 2007, Marante, 2008, Loi *et al*. 2010). La vallée tunnel d'Alnif constitue un analogue glaciaire Ordovicien du champ d'Oued Zine permettant de bien caractériser l'environnent de dépôt, les géométries des corps sédimentaires et des incisions glaciaires, d'observer et de comprendre les nombreuses structures de déformation pré-lithification affectant les grès et le substrat de la vallée glaciaire. Ces déformations, difficiles à caractériser sur carottes uniquement, sont fondamentales car elles pourraient être corrélées à la distribution des qualités réservoir.

2. Dans le deuxième exemple, il s'agit de comprendre la disparité des qualités réservoirs au sein d'un réservoir déposé en **domaine estuarien**, dominé par la marée, et les processus de mise en place des tapissages des argiles de type chlorite dans les sables.

[2] *Essentiellement en raison de problèmes de sécurité*

Le champ sélectionné est celui de Pétrel, dans le bassin de Bonaparte, au NO de l'Australie. Le réservoir est composé par un amalgame de barres tidales d'âge Permien et appartenant à la formation du Cape Hay. Epais d'environ 40m, le réservoir, est traversé par 7 puits, 5 d'entre eux ayant été carottés dont trois sur plus de 25m. Les nombreuses données pétrophysiques obtenues montrent là encore une grande variabilité des qualités réservoir. La réalisation du puits P7 en 2011 a permis d'avoir accès aux carottes de l'ensemble des puits et de mener une étude diagénétique complète, montrant l'importance des tapissages argileux de chlorite dans la préservation des qualités réservoir.

Pour comprendre la mise en place de ces tapissages, une comparaison avec l'estuaire de la Gironde, pris comme analogue a été choisi. Cet estuaire, le plus grand d'Europe, a déjà été étudié par différents auteurs (Allen 1991, Allen et Posamentier 1993, Féniès et Tastet, 1998; Féniès *et al*., 1999; Féniès *et al.,* 2010, Billy *et al*., 2012; Chaumillon *et al.,* 2013). La relative bonne accessibilité du site, depuis Bordeaux ou Blaye (Gironde) permet l'accès aux barres tidales actuelles, d'en comprendre les géométries et la dynamique sédimentaire. Des prélèvements de surface et la réalisation de carottes ont par ailleurs permis des comparaisons avec le champ de Pétrel et de proposer des mécanismes d'incorporation des argiles dans les sables à l'origine des tapissages argileux de chlorite.

1.4. Constructions du manuscrit

Les travaux de recherche présentés dans ce manuscrit ont été réalisés sur plusieurs années (de 2006 à 2018) et à travers divers projets de recherche en partenariat avec différentes universités (Université de Dijon, université Paris-Sud, Université de Poitiers, Université de Bordeaux 3 - ENSEGID).

Plusieurs articles scientifiques soumis dans des revues scientifiques internationales sont présentés dans ce manuscrit, en totalité ou partiellement :

Article 1 : TOURNIER, F., PAGEL, M., PORTIER, E., WAZIR, I., and FIET, N., Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a late Ordovician, Journal of Sedimentary Research, 2010, v. 80, 1068–1084.

Article 2 : CLERC, S., BUONCRISTIANI, J.-F., GUIRAUD, M., VENNIN, E. ; DESAUBLIAUX, G., PORTIER. E.; Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 15 January 2013 370:127-144.

Article 3 : RAVIER, E.; BUONCRISTIANI, JF. ; GUIRAUD, M.; MENZIES, J. ;CLERC, S. ; GOUPY, B.; PORTIER, E.; Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: a case study from the Alnif tunnel valley (Morocco).- Sedimentary Geology, February 2014, Vol. 304, pp. 71-95.

Article 4 : SAÏAG, J.; BRIGAUD, B.; PORTIER, E.; DESAUBLIAUX, G.; BUCHERIE, A.; MISKA, S.; PAGEL, M.; Sedimentological control of diagenetic processes of the tidal sandstones of the Upper Cape Hay Formation (Permian, Bonaparte Basin, Australia): Impact on the reservoir properties of the Petrel gas field. Marine and Petroleum Geology 77, July 2016, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.07.002.

Article 5 : VIROLLE, M., BRIGAUD, B., BOURILLOT, R., FÉNIÈS, H., PORTIER, E., DUTEIL, T., NOUET, J., PATRIER, P., BEAUFORT D.; Detrital clay grain coats in estuarine clastic deposits: origin and spatial distribution within a modern sedimentary system, the Gironde Estuary (south-west France)

Ce dernier article n'est pas présenté en intégralité mais il est fait appel à certains de ses résultats[3]

[3] *L'objectif étant de ne pas trop alourdir le manuscrit.*

Exceptées l'introduction (chapitre 1) et la conclusion (chapitre 7), ce manuscrit de thèse est composé de 5 chapitres présentant des articles scientifiques publiés ou des données originales. Il s'organise de la manière suivante :

Chapitre 2 : Importance des phénomènes de diagenèse précoce et état des lieux :

Ce chapitre fait le point sur les concepts qui seront utilisés dans ce manuscrit ; il rappelle l'importance des argiles dans la diagenèse des grès, en particulier à travers la mise en place de tapissages argileux autour des grains détritiques. La nature des argiles jouant un rôle fondamental sur la diagenèse, un rappel sur les grandes familles argileuses est proposé, qu'elles soient d'origine détritique ou authigénique. Un exposé sur les principaux mécanismes d'incorporation des argiles dans les sables et de leur incorporation au sein des sables conclut ce chapitre.

Chapitre 3 : Architecture et distribution des qualités réservoir dans les sédiments glaciaires

Ce chapitre a pour objet la caractérisation des phénomènes diagénétiques affectant un réservoir glaciaire, d'âge Ordovicien supérieur, enfoui entre 2000 et 2500m, et situé dans un champ de la cuvette de Sbaa, sur la plateforme saharienne, dans le SSO de l'Algérie

Après une présentation rapide du contexte régional et local du champ d'Oued Zine, actuellement en développement et qui sera mis en production en 2019, il est proposé de comprendre la très grande variabilité des qualités réservoir à travers les différents phénomènes diagénétiques en jeu et d'en comprendre les mécanismes de contrôles. Une proposition est faite de segmenter le réservoir en deux principaux pétrofaciès, l'un de faible qualité pétrophysique et dominé par la compaction chimique, l'autre de bonne qualité réservoir et dominé par la cimentation de silice. Les principaux mécanismes diagénétiques en jeu sont présentés à travers l'article de Tournier *et al.,* (2010a).

Le rôle de l'architecture sédimentaire est mis en évidence, notamment à travers la répartition des tapissages argileux qui semblent contrôler les processus diagénétiques et caractériser les deux principaux pétrofaciès.

Il est ensuite discuté des mécanismes de mise en place de ces tapissages argileux.

Chapitre 4 : Caractéristique de la sédimentologie glaciaire et sous-glaciaire. Notion de couplage et découplage. Importance des déformations par surpression fluide

Ce chapitre répond aux questions posées dans le chapitre précédent, en particulier sur les processus de mise en place des tapissages argileux.

Le chapitre est divisé en deux parties, chacune d'entre elles étant basée sur un article scientifique issu des recherches menées sur le sujet :

1. La première partie vise à caractériser les processus sédimentaires sous les planchers glaciaires, à caractériser l'environnement sous-glaciaire tout en le comparant avec l'environnement proglaciaire, situé devant la calotte glaciaire (article 2, Clerc *et al*., 2014). Le site d'étude est situé dans la chaîne de montagne de l'Anti-Atlas au Maroc, au niveau d'une vallée glaciaire d'âge Ordovicien, qui présente des conditions d'affleurement remarquables et constitue un analogue des différentes unités glaciaires rencontrées sur le champ d'Oued Zine. Sont présentées, les notions d'environnement de dépôt glaciaire confiné et déconfiné, l'importance

des surfaces de couplage / découplage de la glace avec son substrat et leur impact sur les figures de déformations pré-lithification fréquemment décrites.

2. La deuxième partie vise à caractériser les différentes structures de déformations pré-lithification rencontrées dans les sédiments glaciaires et à comprendre leur signification en termes d'environnement de dépôt et leur distribution à travers la séquence sédimentaire (article 3, Ravier et *al.,* 2014b).

A la fin du chapitre, il est discuté du modèle proposé dans le chapitre précédent et il est fait l'hypothèse que les structures de déformation par surpression fluide constituent le principal facteur de contrôle des tapissages argileux d'illite / interstratifiés illite/smectite et, par voie de conséquence, des qualités réservoir au sein des réservoirs glaciaires.

Chapitre 5 : Application au champ d'OuedZine : Importance des déformations par surpression fluide dans la distribution des qualités reservoir

Ce chapitre constitue une application des études et recherche présentées lors du précédent chapitre et permet d'affiner le modèle de distribution des qualités réservoirs. Il est appliqué au champ d'Oued Zine, étudié au chapitre 3. A travers l'exemple de plusieurs puits clés, bien carottés, et d'un puits en particulier le puits 302 pour lequel il existe une importante base de données et de mesures pétrophysiques sur échantillons de carotte, il est montré l'importance des déformations pré-lithification et de leur intensité dans la distribution et le contrôle des qualités réservoir. Il est en particulier possible de distinguer deux ensembles de mesures pétrophysiques qui rappellent les deux principaux pétrofaciès identifiés dans l'article 1 (Tournier *et al.,* 2010a) et présentés dans le chapitre 3.

Chapitre 6 : Contrôle des qualités réservoir en milieu estuariens. Exemple du champ de Pétrel

Ce dernier chapitre est consacré à l'étude des principaux mécanismes diagénétiques affectant le réservoir tidal du champ de Pétrel, en Australie. Ce réservoir, constitué par l'aggradation de cinq barres tidales, amalgamées, d'âge Permien, enfoui à 3500-3600m, présente des qualités réservoir très hétérogènes.

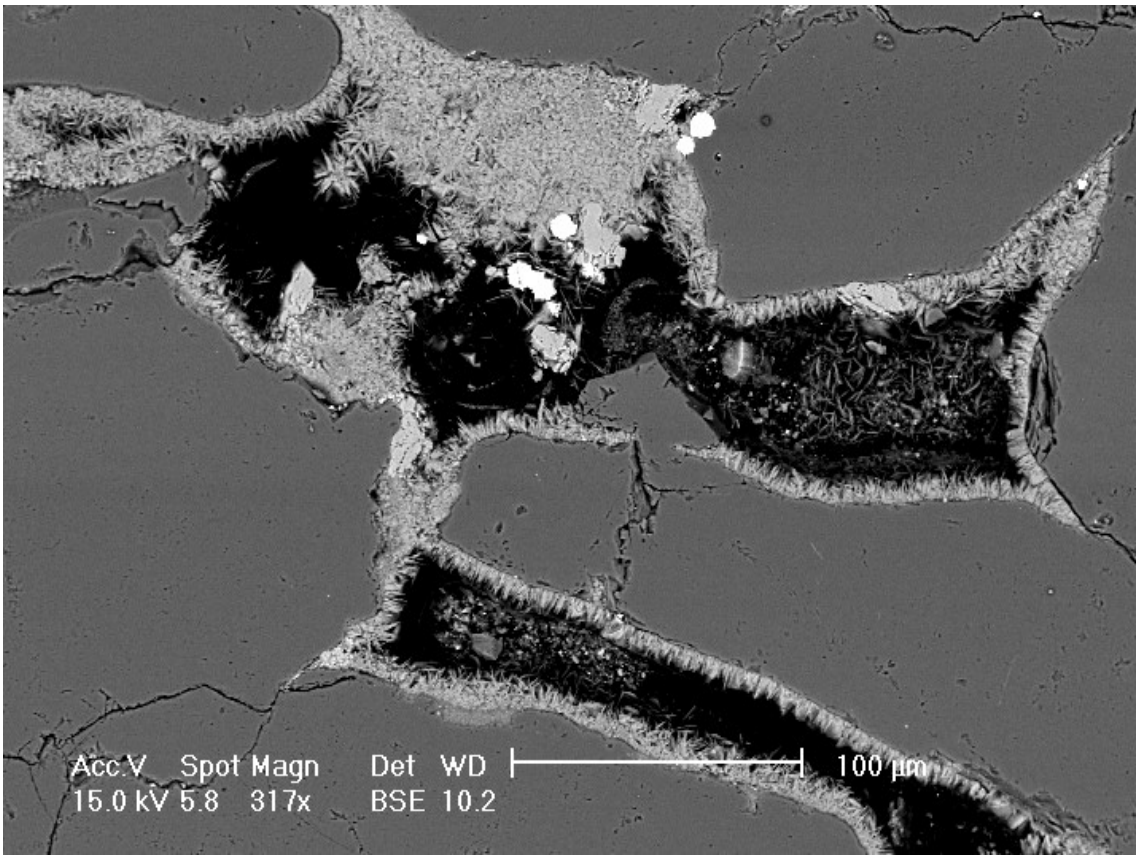
Dans une première partie, après une courte introduction du contexte régional du champ sélectionné, il est montré l'importance des tapissages de chlorite dans la préservation des qualités réservoirs (article 4, Saiag *et al*., 2016). Il est également observé que ces tapissages ne se mettent pas en place sur toute la hauteur des barres tidales, mais au contraire en milieu et en sommet de barre.

La seconde partie est consacrée à la mise en place des précurseurs argileux à l'origine des tapissages de chlorite. L'exemple de l'estuaire actuel de la Gironde et de la barre tidale de Plassac permet de discuter des mécanismes de mise en place de ces précurseurs argileux et de l'importance de l'hydrodynamique et du remaniement des sables au sein des barres tidales. Cette dernière partie intègre quelques résultats des travaux en cours au sein du projet de recherche CLAYCOAT et de l'article de Virolle *et al*., (2018).

Pour conclure, les principaux résultats sont synthétisés et les réponses aux questions posées dans ce chapitre sont apportées. L'importance des résultats et de la méthodologie proposée seront discutées dans une perspective industrielle et académique dans le domaine de la prédiction des qualités pétrophysiques des réservoirs gréseux souterrains.

CHAPITRE 2

Importance des phénomènes de diagenèse précoce et état des lieux



Photographie d'une lame mince d'un grès tidal estuarien, du champ de Pétrel, formation du Cape Hay, Permien, Australie. Noter la présence d'un tapissage de chlorite autour des grains de quartz (en gris). Puits Petrel 7. Photo : J.Saiag (2013).

2. Importance des phénomènes de diagenèse précoce et état des lieux

L'objectif de ce chapitre est de faire un état des lieux des connaissances utiles en diagenèse pour l'exposé et les discussions des résultats présentés dans ce manuscrit.

2.1. Définition de diagenèse précoce et de notion de paragenèse diagénétique

C'est au cours de la diagenèse que les sédiments encore meubles se transforment progressivement lors de leur enfouissement en roches indurées sous l'effet de divers processus tels que la compaction mécanique et les interactions chimiques entre la roche et le fluide présents in situ. Le sédiment meuble sableux va ainsi se transformer en grès et voir ses caractéristiques pétrophysiques se réduire avec l'enfouissement.

Il est habituellement distingué trois grands domaines de la diagenèse (Choquette et Pray, 1970, Worden et Burley, 2003, Figure 1) :

- Eogenèse ou diagenèse précoce : La diagenèse précoce est contrôlée principalement par l'environnement de dépôt (Berner, 1980, Chapelle, 1993). Ce domaine est dit ouvert puisque le fluide interstitiel est contrôlé par le milieu extérieur (eaux de surface et eaux météoriques). La limite de profondeur de l'éogenèse est établie jusqu'à 2 km pour des températures variant entre 20 et 70°C (Morad *et al.,* 2000). Le début de l'éogenèse (objet de cette étude) concerne donc les premiers stades de l'enfouissement où les effets de la compaction sont faibles ou inexistants et durant laquelle, les sédiments sont peu ou pas consolidés.
- Mésogenèse : c'est la diagenèse liée à l'enfouissement du sédiment dont le domaine s'étend au-delà de 70°C (limite de l'éogenèse) et jusqu'à des températures d'environ 180-230°C (limite avec l'hydrothermalisme et le métamorphisme). La chimie du fluide est contrôlée principalement par les réactions avec les roches encaissantes (milieu fermé ou à ouverture restreinte, Bjørlykke, 2014). Le milieu poreux est alors largement influencé par des fluides dits « bassinaux » ou évolués, peu mobiles, plus concentrés et enrichis en isotopes lourds (O^{18}, C^{13} par exemple).
- Télogenèse : elle correspond à la diagenèse tardive, liée généralement au phénomène d'uplift et d'exhumation des roches contrôlée par l'influence de fluides météoriques (dont la chimie est différente de celle au moment du dépôt). Elle correspond aux dernières phases d'évolution d'un réservoir au sein d'un bassin.

La diagenèse consiste en une succession de processus mécaniques ou chimiques qui conduisent à la modification progressive de la texture, du réagencement des grains constitutifs du sédiment et du milieu poreux et de la minéralogie des roches en réponse aux évolutions au cours des temps (géologiques) du fluide interstitiel présent dans les pores.

La chronologie de la formation des différentes phases minéralogiques constitue la paragenèse. Chaque transformation correspond à une séquence d'équilibre de la phase minéralogique considérée, et qui dépend essentiellement de la température, de l'équilibre chimique avec le fluide environnant et de sa composition chimique, et, pour une moindre part, la pression (Ong, 2013). A chaque étape de la diagenèse, il existe donc un nouvel équilibre de tous les minéraux avec des fluides en place, appelé

assemblage diagénétique, qui est fonction de la thermodynamique et de la cinétique des réactions chimiques (Worden et Burley, 2003).

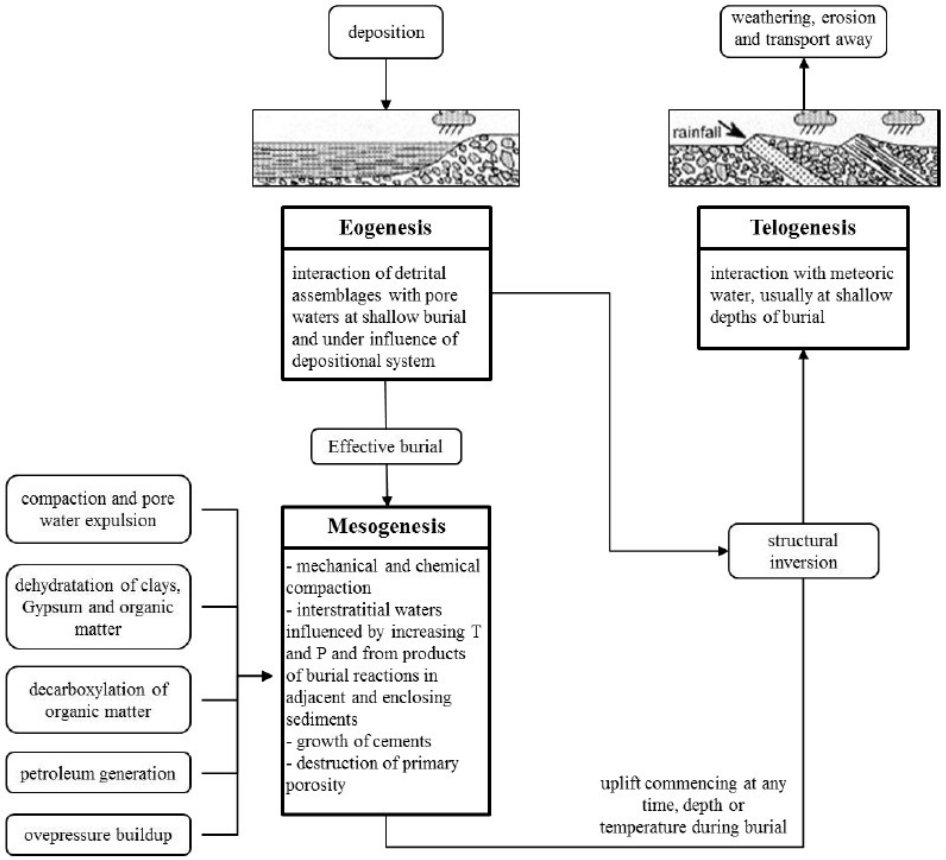


Figure 1 : Les différentes formes de diagenèse et des principaux processus associés. D'après Worden et Burley, 2003.

Cette chronologie simplifiée est généralement déduite de l'observation sur lames minces des relations texturales entre minéraux, les premiers minéraux néoformés dans la séquence diagenétique se formant à la surface des grains détritiques, ceux de seconde génération en périphérie des grains, les plus récents se développant ensuite de manière centrifuge vers le centre des pores. La relation texturale entre minéraux permet d'établir les différentes générations de minéraux. Les grains détritiques, constitués généralement par du quartz, des feldspaths, des fragments lithiques, des micas, forment le bâti (squelette) du grès. Cette paragenèse est généralement étayée par des analyses géochimiques permettant de connaitre les conditions thermodynamiques des différents minéraux authigènes (littéralement « formés sur place ») : microthermométrie sur inclusions fluides afin de déduire les températures de la phase minérale étudiée au moment de sa cristallisation, rapports isotopiques du carbone, de l'oxygène …) ou par datation directe ou indirecte (isotopique type U/Pb, ou traces de fission ; se reporter à l'ouvrage de Pagel *et al.,* 2014). Un exemple de paragenèse est fourni sur la Figure 2.

D'une manière générale, lorsque que la profondeur augmente (et donc la température), la séquence diagénétique montre généralement une évolution depuis des minéraux hydratés vers des minéraux plus « compacts » et moins hydratés.

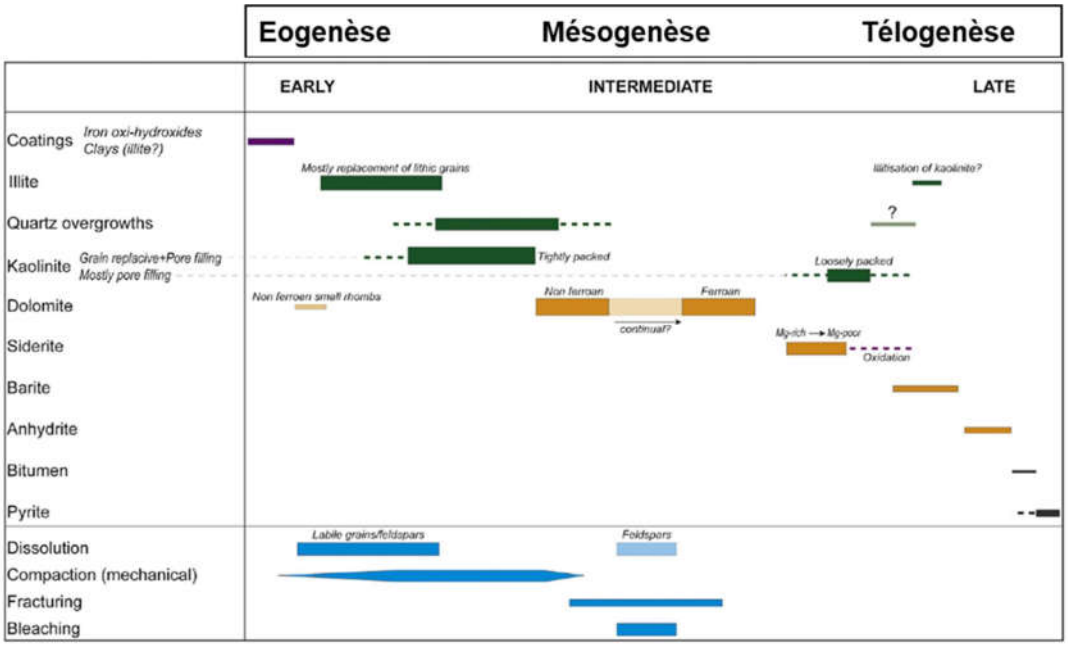


Figure 2 : Exemple de paragenèse d'un réservoir gréseux (Grès de l'Upper Slochteren, formation du Rotligendes, NL) – D'après *Vincent et al.*, 2018.

Dans ce travail, nous nous intéresserons uniquement à la diagenèse précoce et à ses premiers stades, lorsque les températures sont faibles (< 30-40°C) et sous des pressions faibles, hydrostatiques (en général), à des profondeurs allant de quelques mètres à quelques centaines de mètres.

A ces faibles ou très faibles profondeurs, l'environnement de dépôt joue encore un rôle important ; en effet, par le seul intermédiaire des eaux superficielles environnantes ou saturant le réservoir silicoclastique étudié, celui-ci se comporte comme un système thermodynamique « ouvert » (Bjørlykke 2014). C'est durant cette période de temps essentielle que la combinaison de l'environnement de dépôt, de la nature et de la composition du cortège minéralogique composant les sables, vont contrôler les phénomènes diagénétiques précoces, qui eux-mêmes joueront ensuite un rôle déterminant sur toute l'évolution diagénétique d'enfouissement (loin des zones de failles et des zones d'hydrothermalisme, typiquement à une distance de plusieurs dizaines à centaines de mètres).

Aussi, dans les exemples des réservoirs étudiés et présentés dans ce mémoire, nous nous intéresserons aux sédiments lorsqu'ils sont encore meubles et non indurés (ou à peine lithifiés), ce qui sous-entend qu'aucun ciment précoce n'a précipité dans l'ensemble du sédiment. **Celui-ci est donc encore meuble, poreux, perméable et par conséquent re-mobilisable, déformable et / ou sujet à remaniement, c'est-à-dire à modification des structures sédimentaires acquises lors du dépôt, ou à des changements de sa composition minéralogique en lien avec son environnement de dépôt.**

2.2. Les différents mécanismes diagenétiques impliqués dans la préservation des qualités réservoirs et importances des tapissages argileux.

Durant la diagenèse d'enfouissement, la porosité et la perméabilité dans les grès se réduisent progressivement au cours du temps. La porosité initiale d'un sable bien trié est de l'ordre de 40%. Elle diminue principalement à cause de la compaction mécanique dans les deux premiers kilomètres sous l'effet

de la réorientation et le réarrangement des grains sous l'effet de la contrainte lithostatique (Bloch *et al.*, 2002). La courbe de décroissance de la porosité intergranulaire[4] est fournie par les travaux de Paxton *et al.,* (2002). Elle montre une nette diminution entre 0 et 2000m, passant de 40% avant de se stabiliser vers 26% à 3000m, puis évoluant assez peu par la suite. C'est au-delà de cette profondeur de 3000m que la compaction chimique au contact des grains devient prépondérante (Worden et Morad, 2000).

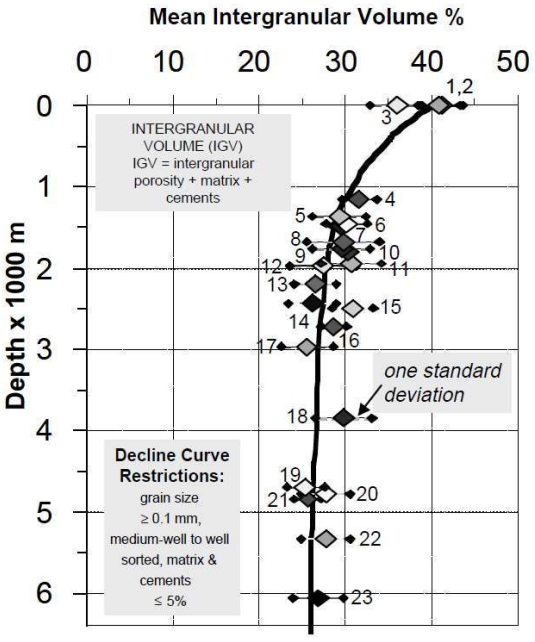


Figure 3 : Evolution du volume intergranulaire (IGV) avec l'enfouissement de 23 réservoirs silicoclastiques. Ecart type moyen de +/- 3%. La courbe noire n'est pas une courbe de tendance mathématique, et elle est présentée ici pour apprécier l'évolution générale de l'IGV avec la profondeur (D'après Paxton *et al.*,2002).

En pratique, de nombreux phénomènes interviennent dans la réduction de la porosité et des qualités réservoirs, et ceci dès les premiers mètres d'enfouissement, à l'origine d'une évolution avec la profondeur généralement plus défavorable. Parmi les différents phénomènes majeurs impliqués, nous retiendrons les suivants :

- La cimentation et le colmatage plus ou moins important de la porosité par des carbonates de calcium, ou des carbonates ferromagnésiens, souvent précoces, mais pouvant également intervenir plus tard dans la diagénèse (voir par exemple Figure 2) ;
- La cimentation par des argiles, qui sont le plus souvent les produits de la transformation minéralogique d'autres argiles (comme des smectites ou des argiles gonflantes), de la dissolution de minéraux fragiles ou hydrolysables (comme les feldspaths en particulier, qui, du fait de leur ratio Al/Si supérieur à celui des argiles peuvent se faire remplacer en milieu acide). Parmi ces réactions, nous retrouverons la kaolinitisation ou l'illitisation des feldspaths (transformation des feldspaths en argiles de type kaolinite, ou illite).
- Et enfin, la cimentation par de la silice qui se produit le plus souvent à partir d'une température supérieure à 70-80°C (Walderhaug *et al.,* 2000, Worden et Morad, 2000) et qui est considérée comme le principal facteur responsable de la diminution de la porosité.

[4] *Ou ici le volume intergranulaire (IGV), c'est à dire l'ensemble de l'espace intergranulaire incluant d'éventuels ciments ou des argiles en remplissage de la porosité.*

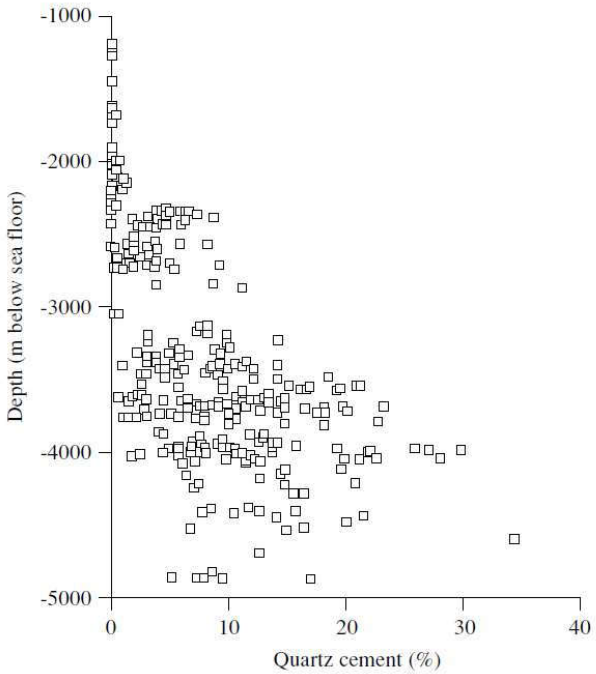


Figure 4 : Importance du ciment par surcroissance de quartz en fonction de la profondeur sur plus de 376 échantillons de grès étudiés en mer du Nord secteur Norvégien (âge Jurassique à Paléogène). Les échantillons avec plus de 10% de ciments carbonatés ou avec des tapissages argileux sont exclus de ce graphe. D'après Walderhaug *et al*., 2000.

La cimentation par le quartz est principalement contrôlée par la cinétique de précipitation de la silice, par la température et par la concentration en silice du fluide interstitiel (Walderhaug, 1996). Il est de plus en plus admis qu'il est difficile d'expliquer des sources massives et externes de silice en absence de source de type hydrothermale ou par la circulation de fluide bassinaux par le biais des failles, qui viendrait précipiter après un lent et long transfert, loin du réservoir considéré (Bjørlykke et Egeberg, 1993; Giles, 1997; Giles *et al.,* 2000). Les sources de silices sont donc généralement « locales », situées au sein du réservoir ou dans les niveaux stratigraphiques qui l'encadrent.

Il existe de nombreuses sources « locales » de silice. Seules quatre sources ayant un impact sur les qualités réservoirs sont considérées comme réellement importantes sur (Worden et Morad, 2000 ; Figure 5) :

- Elle trouve principalement son origine dans la compaction chimique des silicates (appelée aussi pression – dissolution). Cette compaction chimique par dissolution se déroule au niveau des points ou surfaces de contact entre grains détritiques et par recristallisation ensuite du fluide saturé en silice. Elle est plus ou moins indépendante de la contrainte lithostatique (Taylor *et al.,* 2020). Le fluide saturé en silice va ensuite permettre la précipitation locale de quartz formant des auréoles et des surcroissances de quartz autour des grains détritiques, aussi bien localement (source locale) que dans des niveaux stratigraphiques adjacents (source externe). Cette compaction chimique aboutit à la formation de contacts concavo-convexes entre grains, des grains imbriqués ou micro-stylolitisés. La compaction chimique impacte doublement les réservoirs, puisqu'elle est à la fois à l'origine d'une compaction, par interpénétration des grains et donc d'une réduction conséquente de l'espace intergranulaire, mais elle est également source de silice, alimentant la cimentation de la porosité par le quartz.

La compaction chimique est un processus catalysé par plusieurs facteurs : l'augmentation de la température (Bjørlykke & Egeberg, 1993) ; la chimie des eaux et notamment la concentration en cations potassiques ou sodiques en présence d'acides organiques (Blake et Walter, 1996, 1999) ; et enfin de la présence de minéraux argileux, en particulier les micas (Bjorkum, 1996) ou l'illite (Bjorkum, 1996, Renard *et al.*, 1997, Tournier, 2010). Bjorkum (1996) montre des exemples sur lames minces de micas qui ont entièrement pénétré les grains de quartz alors qu'ils n'ont subi aucune déformation.

- La silice peut également résulter de l'hydrolyse des feldspaths et de leur transformation en illite ou en kaolinite, en milieu acide (Worden et Burley 2003).
- La transformation des argiles, comme la transformation de la smectite en illite ou en chlorite peut également produire des quantités de silice importante (Worden et Morad, 2003).
- La silice peut également provenir de la dissolution des tests d'organismes siliceux comme les spicules d'éponges.

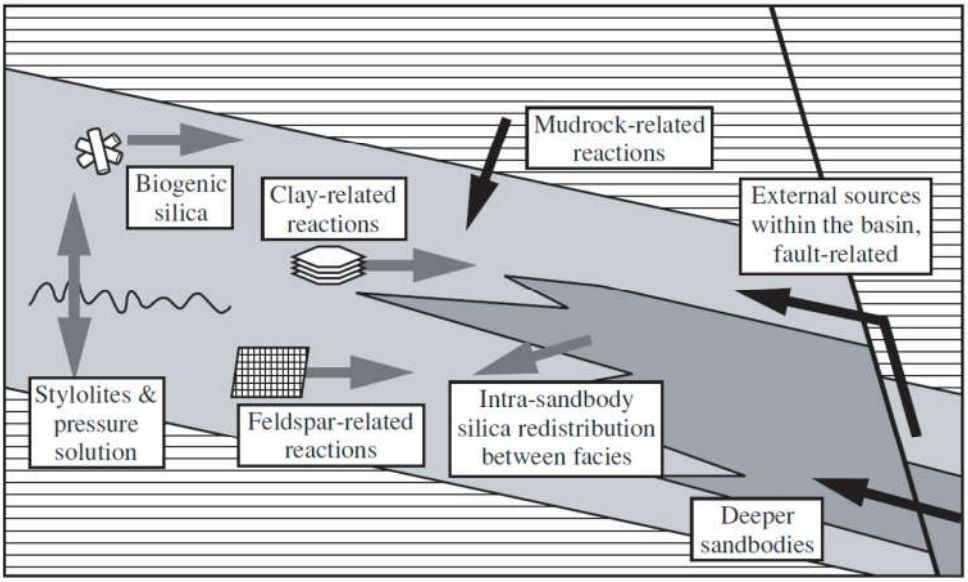


Figure 5 : Résumé des principales sources de silice pour la cimentation de quartz. Les flèches grises indiquent une source et une précipitation locale de la silice, les flèches en noir indiquent les sources externes (d'après Worden et Morad, 2000).

A l'inverse, d'autres mécanismes viennent ralentir ou inhiber la précipitation de silice. Ils sont généralement associés à l'état de surface des grains détritiques (quartz essentiellement). Une surface propre permet la nucléation de larges cristaux de silice / quartz alors qu'une surface couverte (par des argiles par exemple) et localement discontinue ne permettra de cristalliser que des petits cristaux de quartz (Walderhaug, 1996, Walderhaug *et al.,* 2000, Lander *et al.,* 2008). Par ailleurs, la cinétique de cristallisation de la silice dépend aussi de la taille des cristaux de surcroissance de quartz ; plus leur taille est réduite, plus lente sera la cristallisation et moins la cimentation globale résultante sera importante (Lander *et al.,* 2008).

L'état de surface des grains détritiques et la cinétique de surcroissance des grains par la silice dépend donc de la présence plus ou moins continue d'une couche de surface que l'on qualifie de tapissage ou d'enrobage selon les cas. Ce mécanisme de préservation de la porosité par les tapissages est largement décrit dans la littérature, notamment ceux par des argiles, et en particulier la chlorite qui est impliquée dans la préservation anormale de la porosité et de la perméabilité à grande profondeur (Ehrenberg, 1993; Bloch *et al.*, 2002; Storvoll *et al.,* 2002; Worden et Morad, 2003; Ajdukiewicz *et al.,* 2010; Haile *et al.,* 2015).

La nature de ces tapissages peut être très variée :

- La présence de micro-quartz sur la surface des grains (de quartz) détritique empêchant la nucléation de cristaux plus larges, ralentissant la cinétique de pression – dissolution (Jahren et Ramm, 2000) et le développement d'une cimentation importante de la porosité (French et Worden, 2013).
- La présence d'oxydes en tapissage de grains, comme la présence d'oxydes de fer (hématite) dans des sables éoliens (Ajdukiewicz *et al.*, 2010).
- La présence de tapissage argileux est le mécanisme le plus connu de préservation des qualités réservoir, notamment à partir de profondeurs supérieures à 3000m (Ehrenberg, 1993, Bloch *et al.,* 2002, Worden et Morad, 2003, Dowey *et al.*, 2012). Les argiles impliquées dans la préservation des qualités réservoirs appartiennent essentiellement à la famille de la chlorite, qu'elle soit magnésienne ou qu'elle soit ferreuse. Des exemples de grès présentant des porosités anormalement élevées (de 20 à 30%) à des profondeurs importantes (3000 à 7000m d'enfouissement), et présentant des teneurs importantes en chlorite sont décrits dans divers bassins des Etats Unis (Thomson et Stancliffe, 1990), des bassins de Santos au Brésil (Anjos *et al*., 2003, Bahlis et de Ros 2013) ou de en Mer du Nord (Ehrenberg 1990, Bjørlykke 1998).

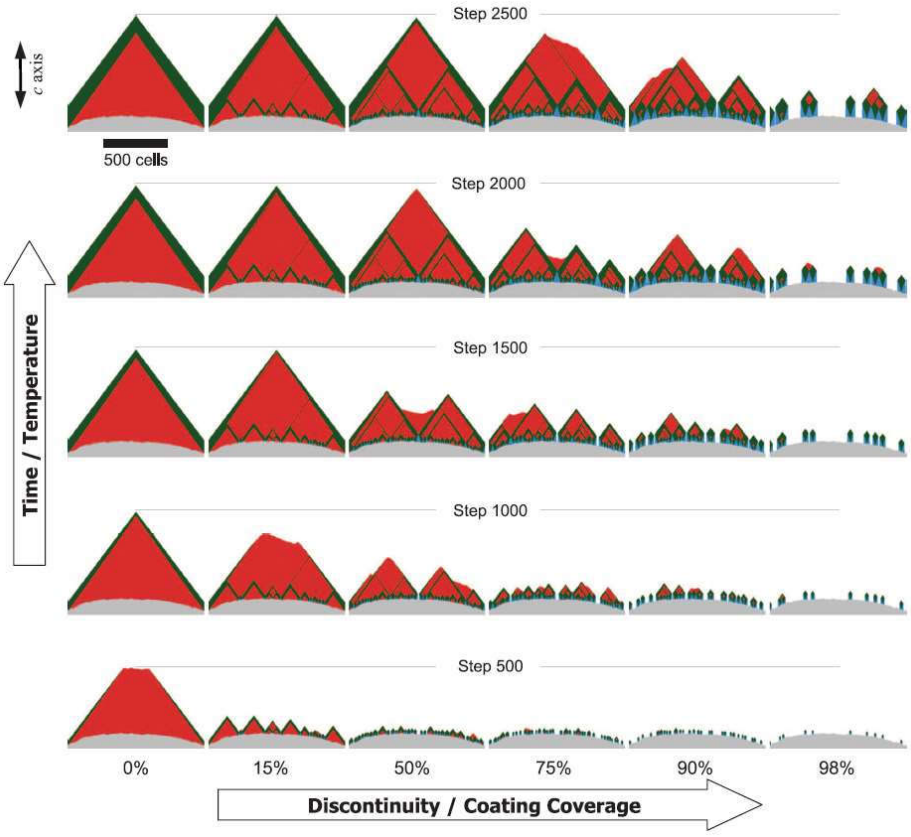


Figure 6 : Simulation numérique de la croissance de quartz sur des grains détritique (en gris) en fonction du temps (échelle verticale) et du pourcentage de la surface des grains détritique couvert et donc de la surface disponible pour la nucléation des surcroissances de quartz (échelle horizontale). Les cristaux de quartz sont représentés en rouge, vert ou bleu selon la nature cristalline des surcroissances respectivement : non – euhédrale, pyramidale, prismatique (d'après Lander *et al.,* 2008).

NB : Il faut noter, que contrairement à la chlorite qui inhibe la nucléation de la silice et empêche le colmatage de la porosité par des ciments de quartz, l'illite au contraire vient catalyser la compaction chimique qui est responsable de la production de silice nécessaire à la cimentation des grès (voir le paragraphe précédent relatif à la compaction chimique).

2.3. Les différents types d'argiles et importance des argiles dans les grès

De tous les mécanismes impliqués dans la diagenèse, le rôle des argiles est souvent déterminant et de nombreux ouvrages y sont consacrés (Chamley 1989, Eslinger et Peaver, 1988, Worden et Morad 2003).

Les argiles sont généralement considérées comme l'ensemble des éléments dont la taille de grain est inférieure à 2 µm dans les chartes granulométriques, sachant que des micro-silts de quartz ou de minéraux lourds peuvent également atteindre de telle dimension et se retrouver dans la fraction fine après tamisage. Nous ne considèrerons ici que les argiles au sens strict de phyllosilicates. En effet, dans les réservoirs silicoclastiques, les néoformations de phyllosilicates de kaolinite, d'illite, de smectite et de chlorite sont fréquemment rencontrées, en tapissage ou en remplissage (cimentation) de pores et sont impliquées dans la dégradation ou la préservation des qualités reservoir.

Les phyllosilicates sont des minéraux en feuillets, riches en Silicium et Aluminium, formés par l'assemblage d'une couche octaédrique dite « O », constituée d'un cation central Aluminium et de six groupements hydroxyles (OH-), avec une ou deux couches tétraédriques dites « T » où chaque tétraèdre est composé d'un atome de Silicium entouré de quatre atomes d'Oxygène.

L'arrangement de ces couches « T » et « O » forme des minéraux de propriétés différentes (Grim, 1968; Velde, 1985) qui pourront ensuite être identifiés par diffraction des rayons X suivant l'espacement interfoliaire.

Un feuillet formé de l'assemblage d'une couche octaédrique et tétraédrique (type 1/1) est caractéristique des argiles comme la kaolinite, la berthiérine ou encore la serpentine (Tableau 1).

Un feuillet formé de l'association d'une couche octaédrique avec deux couches tétraédriques (type 2/1) est quant à lui caractéristique de la smectite, de la chlorite, de l'illite, de la vermiculite, de la pyrophyllite, du talc ou encore des micas.

Suivant le caractère électriquement neutre ou négatif des minéraux 1/1 ou 2/1, la structure possède ou non une couche octaédrique interfoliaire qui assure le plus souvent l'équilibre électrique (exemple des chlorites magnésiennes de type 2/1/1). Outre l'agencement des feuillets « T » et « O », les argiles se différencient par le type de cations composant l'octaèdre : bivalent (Mg^{2+} ou Fe^{2+}, avec tous les sites octaédriques occupés) ou trivalent (Al^{3+} ou Fe^{3+}, avec deux sites octaédriques occupés sur trois) formant respectivement les argiles dites trioctaédriques et dioctaédriques (Eslinger & Peaver, 1988, Chamley, 2013).

Les principales argiles rencontrées dans les grès sont la smectite, l'illite, la kaolinite et la chlorite (car plus stables).

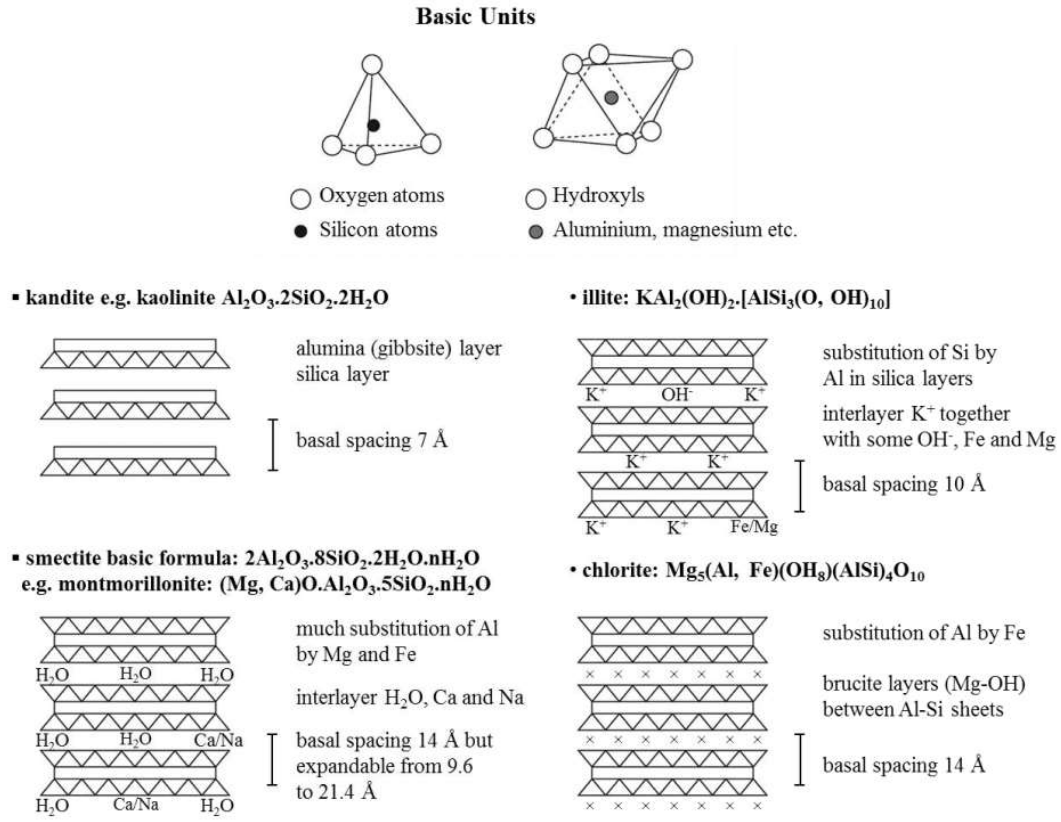


Figure 7 : les principales argiles rencontrées dans les réservoirs silicoclastiques (d'après Chamley 1989).

Layer type	Group	Subgroup	Examples of species
1:1	Kaolin-serpentine (X ~ 0)	Serpentines	Chrysotile, antigorite, lizardite, amesite, berthierine
		Kaolins	Kaolinite, dickite, nacrite
2:1	Pyrophyllite-talc (X ~ 0)	Talcs	Talc
		Pyrophyllites	Pyrophyllite
	Smectite (X ~ 0.2–0.6)	Montmorillonites (dioc.)	Montmorillonite, beidellite, nontronite
		Saponites (trioc.)	Saponite, hectorite, sauconite, stevensite
	Vermiculite (X ~ 0.6–0.9)	Dioctahedral vermiculites	Dioctahedral vermiculite
		Trioctahedral vermiculites	Trioctahedral vermiculite
	Mica (X ~ 1.0)	Dioctahedral micas	Muscovite, paragonite, illite, glauconite
		Trioctahedral micas	Phlogopite, biotite, lepidolite, (illite)
	Brittle mica (X ~ 2.0)	Dioctahedral brittle micas	Margarite
		Trioctahedral brittle micas	Clintonite
(2:1:1)	Chlorite (X variable)	Dioctahedral chlorites	Donbassite
		Trioctahedral chlorites	Chlorite s.s., clinochlore, chamosite, nimite
		Di, trioctahedral chlorites	Cookeite, sudoite
2:1	Palygorskite-sepiolite (= fibrous clays)	Palygorskites	Palygorskite
Inverted ribbons	(X variable)	Sepiolites	Sepiolite, xylotile

X = layer charge per formula unit. X refers to an $O_{10}(OH)_2$ formula unit for smectite, vermiculite, mica and brittle mica.

Tableau 1 : Classification des phyllosilicates selon leur minéralogie et leur nature argileuse (modifié d'après Bailey 1980, in Chamley 2013).

La smectite est un minéral argileux de type 2/1 et peut être trioctaédrique ou dioctaédrique. Sa formule générale est $(0.5\ Ca,Na)_{0.7}(Al, Mg, Fe)_4(SiAl)_8O_{20}(OH)_4$. C'est une argile hydratée, légèrement gonflante, et pour laquelle les cations interfoliaires sont facilement interchangeables et peuvent donc refléter la chimie des eaux présentes dans leur environnement (Worden et Morad, 2003). C'est un minéral stable très commun et rencontré dans pratiquement tous les environnements de dépôts, depuis les environnements fluviatiles jusqu'aux plaines abyssales. Elles se forment principalement par altération des micas lors de la pédogenèse (formation des sols, Vicente *et al.,* 1977). Elle est rencontrée durant l'éogenèse (par transformation d'argiles gonflantes de type vermiculite). Pour des températures comprises entre 70 et 150°C, elle a tendance à se transformer en illite (en présence de potassium et donc de feldspaths potassiques) réaction qui produit de la silice (Bruce, 1984). Il n'est pas rare de rencontrer dans les grès des interstratifiés illite-smectite qui représente divers stades de leur transformation, aussi appelée illitisation. La smectite peut également subir des phénomènes de chloritisation (transformation en chlorite), à des températures très similaires à celles de l'illitisation, mais il faut cette fois des sédiments enrichis en silicate contenant du fer ou des oxydes de fer (Worden et Morad, 2000). D'un point de vue pétrographique, la smectite se présente sous forme de flocons d'une dizaine microns dont les bordures ont tendance à s'enrouler, et qui peuvent se retrouver autour de la surface des grains détritiques, en tapissage (Figure 8D) tangentiel ou orthogonal.

La kaolinite est un minéral argileux de type 1/1, sans cations présents dans la couche interfoliaire et de composition ($Si_2Al_2O_5(OH)_4$). Lorsque qu'il y a un remplacement partiel de l'aluminium par du fer (Fe^{2+}) il s'agit alors de berthiérine qui est une argile présente dans les grès et impliquée dans les phénomènes de chloritisation. Sa formule est $Fe_2Al_2(SiAl)_2O_5(OH)_4$.

La kaolinite est une forme d'argile commune et se rencontre aussi bien comme argile détritique stable présente avec les sables ou fréquemment comme argile authigénique formée lors de la diagenèse. Elle se rencontre dans de nombreux environnements de dépôts (fluviatile, estuariens ou deltaïque). Elle est l'un des produits d'altération des feldspaths potassiques par percolation des eaux météoritiques (Bjørlykke, 1998). Elle peut se développer précocement (éogenèse) dans l'histoire d'enfouissement. Elle peut être également d'origine mésogénétique à la faveur de la dissolution des feldspaths potassiques et souvent associée à la circulation de fluides acides, riches en acides organiques et résultant de la maturation de la matière organique, à des températures < 120°C (Surdam *et al*., 1989, Tournier, 2010). A plus grande profondeur, la kaolinite est fréquemment remplacée par la dickite, polymorphe de haute température (Ehrenberg *et al.,* 1993 ; Beaufort *et al.,* 1998; Lanson *et al.,* 2002). D'un point de vue pétrographique, la kaolinite se présente sous forme de petit livrets vermiculaires alors que la dickite forme des cristaux trapus rhombiques. Les kaolins se rencontrent essentiellement en remplissage de pores (pore filling) ou en remplacement de grains comme les feldspaths potassiques ou les micas (Figure 8B).

L'illite est un minéral argileux de type 2/1 dont les couches « O » sont reliées par des ponts cationiques assurés par le potassium. De formule générale ($KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$), stable aux conditions atmosphériques, elle se rencontre comme élément détritique associé aux grès dans de nombreux environnements de dépôt, notamment fluviatiles ou estuariens, mais également dans les environnements de dépôt de type glaciaire, sous des climats froids et secs (Chamley, 1989). Elle se développe ensuite à des températures généralement supérieures à 70-80°C à partir des eaux de formation riches en potassium (Worden & Burley, 2003) associées à la transformation des micas, des feldspaths potassiques, de la kaolinite ou encore de la smectite. Néanmoins, l'illitisation dans les réservoirs gréseux devient prédominante à partir de températures supérieures à 100-120°C. L'illite se rencontre sous forme plate et/ou fibreuse, en remplissage de pores intergranulaires (pore-filling), en tapissage de grains détritiques ou de la porosité (pore-lining ou grain coating) et en remplacement des feldspaths et/ou de la kaolinite (Lanson *et al*., 2002 ; Figure 8C).

La chlorite est un minéral argileux de type 2/1/1 qui a la particularité de présenter une couche interfoliaire de type « O », chargée positivement et comprenant des cations et des ions hydroxyles, entre deux feuillets de type « T-O-T » (Chamley, 1989).

Sa formule générale est $(Mg, Al, Fe)_{12}$ $[(SiAl)_8O_{20})](OH)_{16}$. Plusieurs types de chlorite existent, entre un pôle riche en fer (chamoisite) ou bien riche en magnésium (clinochlore). La chlorite est un minéral instable aux conditions physico-chimiques à la surface terrestre (Beaufort *et al.,* 2015) mais très commun durant la diagenèse. Elle peut se retrouver dans divers environnements de dépôt, à la faveur de l'érosion de formations riches en chlorite (métamorphiques), généralement en faibles quantités. Elle constitue par exemple un peu moins de 5% des argiles qui sédimentent dans l'estuaire de la Gironde (Virolle *et al.,* 2018). Argile authigène par excellence, elle se rencontre principalement lors de la mésogenèse, et constitue l'un des produits de la transformation d'autres argiles, dites précurseurs. Parmi ces précurseurs, on retrouvera la berthiérine et la verdine du côté du pôle riche en Fer, la saponite dans le pôle magnésien ou encore la kaolinite. Elle se rencontre sous forme de tapissage de pores ou de grains, et constitue le plus souvent de petites plaquettes orthogonales à la surface des grains détritiques ou des pores, très souvent organisée en rosette quand elle bien cristallisée (Figure 8A).

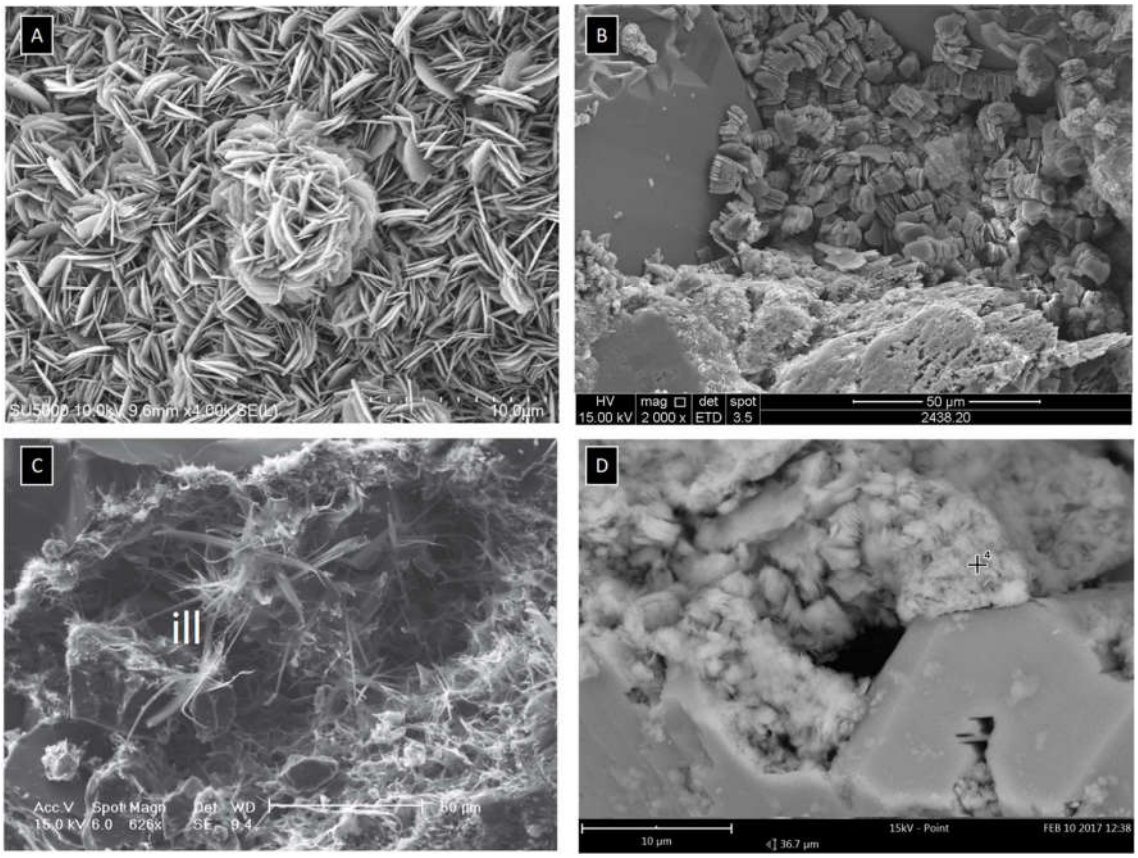


Figure 8 : Photographies MEB de lames minces des différentes argiles. (A) : chlorites authigènes en rosette, parfaitement cristallisées (2443.50m. Crétacé, Norvège). (B) : kaolinites détritiques ou authigènes dans la porosité (2438.20m Crétacé, Norvège). (C) : Illites authigènes fibreuses. (2439.85m. ODZ-6, Oued Zine, Algérie). (D) Smectites détritiques situées dans une cavité d'un grain de quartz (puits FO-1, 505m, Crétacé, bassin de Paris).

Une des particularités de la chlorite enfin, est de pouvoir intégrer des quantités significatives de fer dans son réseau cristallin sous les deux formes, Fe^{2+} et Fe^{3+} (Beaufort, 2014).

L'argile dans les grès peut se retrouver sous diverses formes (Figure 9) :

- En tapissage tangentiel autour des grains, lorsqu'il s'agit d'argile détritique, par exemple, par infiltration d'argile dans les sables (Figure 9A).
- En tapissage radial (orthogonal) autour des grains lorsqu'il s'agit d'argiles authigènes (Figure 9B).
- En remplacement des feldspaths (ex : kaolinite) ou en remplissage de pores (Figure 9C).
- En remplacement de gains ou sous forme de pelloïdes, et dans les filonnets de fractures (ex : kaolinite ; Figure 9D).

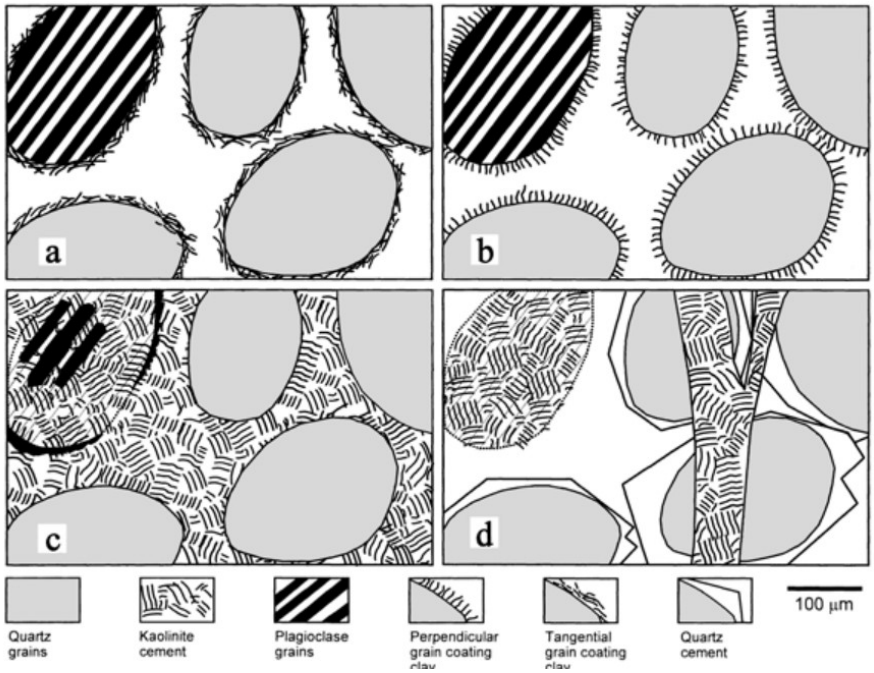


Figure 9 : schéma simplifié illustrant les diverses morphologies des argiles les plus fréquemment rencontrées dans les grès. Légende dans le texte. (D'après Worden et Burley, 2003).

L'origine des argiles dans les dépôts silicoclastiques peut être très diverse :

- Elle peut être d'origine détritique, déposée en alternance avec les sables, sous forme de niveaux fins de décantation en drapage des structures sédimentaires formées par les sables, lorsque le courant diminue et devient très faible. En effet, d'après les lois de l'hydrodynamique, lorsque les vitesses d'écoulement diminuent en deçà d'un certain seuil (typiquement moins de quelques cm/s, Spearman *et al.,* 2011) les argiles peuvent commencer à sédimenter ou décanter (suivant une cinétique définie par la loi de Stokes). Les exemples les plus remarquables sont rencontrés dans les environnements influencés par les marées, où l'inversion des courants tidaux, entre marée haute et marée basse, permet pendant quelques dizaines de minutes à quelques heures, d'avoir un courant nul et permet le dépôt des argiles et le drapage des sables, formant des séries sédimentaires par nature hétérolithiques. D'autres exemples sont les environnements constitués par les turbidites, où les courants de densité ou turbulents alternent avec une sédimentation fine hémipélagique de décantation en environnement calme.

- Elle peut également se retrouver sous forme de flocs. Les rivières transportent de toutes petites particules argileuses, produit de l'érosion du bassin versant et des sols. En aval, avant que les eaux douces rencontrent les eaux marines plus salées, plus concentrées en cations, les

microparticules argileuses en suspension, chargées négativement sur leur surface externe (appelée couche de Gouy) ont tendance à se repousser. Lorsque la concentration en cations augmente significativement comme dans les estuaires ou dans les deltas (eaux saumâtres à marines), cette couche chargée négativement a tendance à disparaitre et les forces d'attraction de Van der Waals ont alors tendance à devenir dominantes et à permettre l'agglomération de flocs (Miligan et Hill, 1998, Worden et Morad, 2003). Cette floculation est d'autant plus importante que les courants et la turbulence dans les estuaires sont généralement importantes (Krone, 1978, Miligan et Hill, 1998). Ces flocs, une fois formés, sont plutôt très cohésifs et résistants au transport une fois déposés sur le fond. Les flocs, peuvent atteindre des tailles de plusieurs dizaines de µm (Miligan et Hill, 1998, Dyer et Manning, 1999) et sédimenter avec les sables. A noter que la floculation est non seulement contrôlée par la salinité, mais dépend également du type d'argiles. D'amont vers l'aval, l'ordre de floculation des argiles commence généralement par les kaolinites, les illites et se termine généralement par les smectites (Krone, 1978). Cependant, en présence de matières organiques, qui modifient généralement les propriétés électriques de surface des argiles, cette tendance est moins nette (Gibbs, 1977).

- Elle peut avoir pour origine des produits d'érosion et être incorporée aux sables sous forme de **galets mous ou de clastes argileux de taille très variable (mm à dm en diamètre)**. De tels galets argileux (« mud clasts » en anglais) se retrouvent dans quasiment tous les dépôts aquatiques, depuis les environnements fluviatiles, côtiers influencés par la marée, les deltas, les turbidites et d'une manière plus générale, dans les courants de densité, enfin et plus occasionnellement, dans les environnements influencés par les vagues ou les tempêtes (environnement de shore face).

- Les **fragments lithiques de minéraux argileux** ou de phyllosilicates de type micas (comme la biotite, facilement hydrolysable ou la muscovite), qui sous l'action de la température, des conditions pH et des cations disponibles dans le fluide interstitiel) peuvent être hydrolysés rapidement et donner des phyllosilicates argileux plus ou moins hydratés.

- Des **tapissages argileux d'origine détritique autour des grains de sable, plus ou moins complets**. Les argiles peuvent se retrouver dans les golfes d'érosion, les creux ou les microcavités à la surface des grains détritiques (Pittman *et al.,* 1992) mais également en recouvrement partiel (voire complet) des grains. Elles peuvent alors être associées aux mêmes conditions hydrodynamiques des sables auxquels elles adhèrent. Les mécanismes de collage des argiles aux grains détritiques ne sont pas bien connus et sont discutés dans le dernier chapitre de cette étude. Parmi les mécanismes invoqués, nous retiendront le rôle de la matière organique, des polymères issus des biofilms algaires (diatomées notamment) et sans doute bactériens, qui pourraient agir comme agent de liaison entre les argiles ou les flocs argileux et les grains détritiques (Jones 2017, Wooldridge *et al.,* 2017a, Virolle *et al.,* 2018).

D'autres sources argileuses peuvent également se produire post dépôt, au sens ici de diagenèse précoce :

- **Par les bioturbations :** l'activité de la faune dans les sables (principalement des vers polychètes, mollusques bivalves ou autres, crustacés) aussi bien pour se nourrir, se protéger ou se fixer, va permettre de mélanger et d'intégrer de l'argile issue de niveaux plus fins situés au-dessus ou en-dessous, aux sables des niveaux plus grossiers. Les bioturbations peuvent être

responsables de la destruction des structures sédimentaires, d'un mélange argile-sable aux figures complexes (le « chaos » au sens de G. Pemberton), d'un tri de grains et des particules sédimentaires ou au contraire d'une homogénéisation (Zorn *et al.* 2010, Tonkin *et al.,* 2010). Par ailleurs, il a pu être montré expérimentalement qu'il était possible de produire des tapissages de grains lors de la digestion des grains de sable par des vers polychètes (Needham *et al.,* 2005, Worden *et al.,* 2006).

- **Par l'infiltration d'argiles en zone vadose**. L'exemple le plus classique est l'infiltration et la percolation précoce d'eau boueuse, lors d'une crue fluviatile dans des graviers ou des sables grossiers déposés au préalable et permettant la formation de tapissage tangentiel autour des grains de sable (Matlack *et al.,* 1989, Moraes et De Ros, 1990). Pour que ce mécanisme soit possible, il faut que les sables ne soient pas saturés par de l'eau, donc en zone vadose, ce qui se produit le plus souvent en climat semi-aride ou en zone intertidale.

- **Par réarrangement ou réorganisation du sédiment par la surpression fluide**. Les processus de liquéfaction et fluidisation des sédiments par surpression du fluide interstitiel contenu dans les sables, peut amener à une redistribution des argiles (Lowe, 1975, Lowe et Guy, 2001). Les phénomènes d'élutriation en particulier, se caractérisent par l'entrainement des particules argileuses le long des figures d'échappement d'eau pour former des structures en cupule et pilier (Lowe, 1975, Figure 10). Les sables et les argiles peuvent également former un sédiment homogénéisé lorsque la fluidisation est totale que l'on retrouve dans les injectites (Duranti et Hurst, 2004).

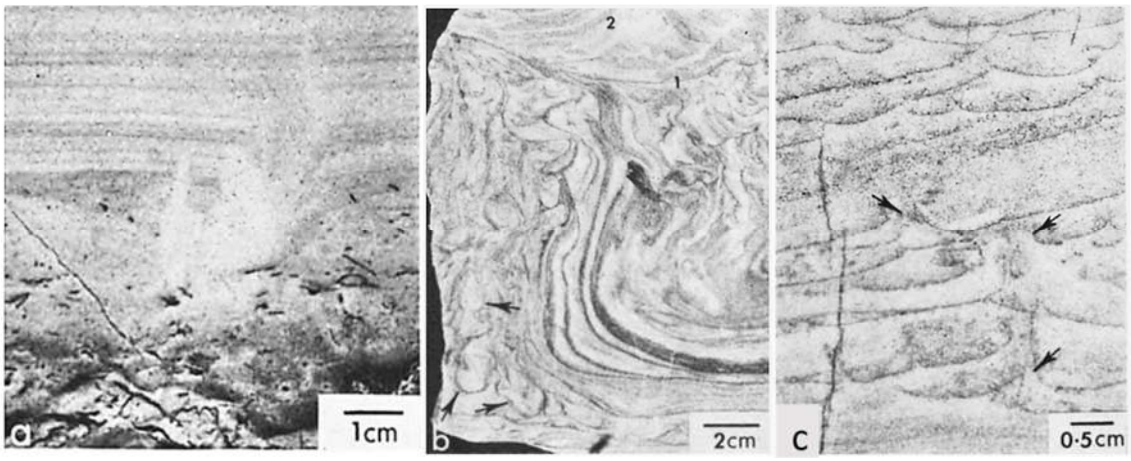


Figure 10 : Exemple d'échappement d'eaux avec élutriation d'argiles dans des sables turbiditiques. (a) : exemple de figure de fluidisation irrégulière de Ta vers Tb (Bouma). Noter l'élutriation de la matière organique et des grains d'argiles vers le haut. (b) : Figures de déformations entre un grès fin à matière organique et un grès argileux. (c) : Exemple de petits piliers d'échappement d'eau entre des petites cupules (dish) incurvées. (C). (A) & (C) : Formation turbiditique du Jackfork Group (âge : Pennsylvanien, lieu : SE Oklahoma). (B) : Quartzite de la Formation du Longarm (âge : Précambrien, lieu : Caroline du Nord). Exemples tirés de Lowe 1975.

D'autres phénomènes sont impliqués dans l'incorporation d'argiles dans les sables, mais ils sont d'origine chimique, par transformation de phases argileuses ou de néoformation à partir d'autres espèces minéralogiques. On parle alors d'argiles authigéniques, obtenues en fin d'éogenèse ou au cours de la mésogenèse. Parmi les réactions les plus classiques, nous retiendrons (liste non exhaustive) :

- L'illitisation des grès par transformation des feldspaths et des kaolinites, ou encore des smectites.
- La kaolinitisation (et dickitisation des grès, c'est-à-dire la transformation de la kaolinite en dickite) par transformation des feldspaths potassiques et des micas.
- La chloritisation d'autres espèces argileuses comme la kaolinite, la smectite trioctaédrique, la berthiérine.

2.4. La chloritisation

La présence de tapissage (coatings) de chlorite joue un rôle dans la préservation des qualités pétrophysiques des réservoirs, elle intéresse particulièrement les industriels et la communauté scientifique étudiant la diagenèse des grès.

La chlorite est un minéral argileux authigène qui se forme à partir d'autres argiles précurseurs au cours d'une transformation appelée chloritisation. Elle constitue le terme final des transformations diagenétiques de toutes les argiles de type trioctaèdrale, riches en Aluminium. (Worden et Morad 2003). Aussi, est-il logique qu'elle ait plusieurs précurseurs possibles. Dans la diagenèse des grès (hydrothermalisme exclu), la chloritisation se produit généralement à des températures inférieures à 220°C (Ajdukiewicz *et al.,* 2010), vers 100-120°C pour les chlorites magnésiennes contre 40 à 120°C pour les chlorites riche en fer (Beaufort *et al.,* 2015).

Deux mécanismes sont à l'œuvre dans la chloritisation (Beaufort *et al.,* 2015) :

- La première par transformation à l'état solide, dans un système thermodynamiquement clos, avec un contenu fluide faible. Le mécanisme de transformation se fait par inversion d'orientation d'une couche tétraédriques et migration des atomes de silicium et des atomes d'hydrogène dans l'exemple de la transformation de la serpentine / berthiérine en chlorite (Xu et Veblen, 1996) ;
- La seconde, par une lente transformation dans un milieu saturé en fluide, avec dissolution, et recristallisation (Beaufort *et al.,* 2015). Généralement, pour ce type de chloritisation, le système est thermodynamiquement ouvert.

De nombreuses études ont cherché à connaitre les précurseurs à l'origine de la chlorite. Ces précurseurs sont multiples et il est intéressant de comprendre leur signification en termes de source ou d'environnement de dépôt.

Dowey *et al.,* (2012) ont comparé plus de 54 cas d'études publiées et consacrées aux tapissages de chlorite dans les grès provenant de différents bassins à travers le monde, et se sont intéressés aux mécanismes de formation de ces tapissages en lien avec l'environnement de dépôt. Le résultat de cette comparaison montre que les tapissages de chlorite sont ubiquistes et se retrouvent dans tous les environnements de dépôt. Néanmoins, ils sont plus fréquemment rencontrés dans les sédiments déposés en environnement deltaïque (44%), ainsi que dans les dépôts fluviatiles (19%) – Figure 11.

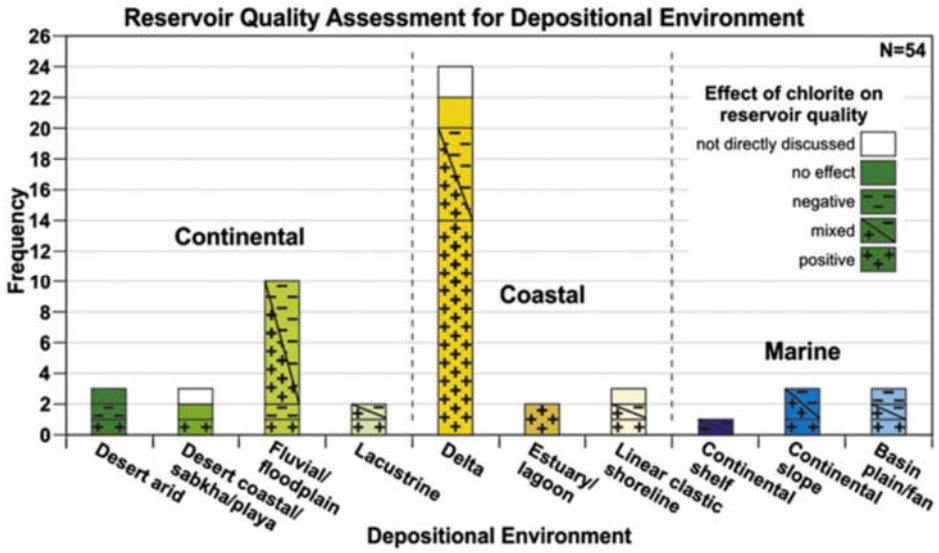


Figure 11 : Fréquence des tapissages de chlorites en fonction de l'environnement de dépôt d'après une compilation de 54 études. D'après Dowey *et al.,* 2012.

2.4.1 La berthiérine, précurseur argileux de la chlorite ferreuse

La chlorite étant instable aux conditions atmosphériques, les tapissages de chlorites ne peuvent se produire qu'au cours de la diagenèse, par transformation d'un minéral précurseur. La question est de savoir si le tapissage par le précurseur pré-date le dépôt ou si les grains sont déjà tapissés lors de leurs dépôts. Les travaux d'Ehrenberg (1993) constituent une synthèse sur les qualités réservoir de nombreux puits forés sur la plateforme continentale norvégienne. Ils montrent que les tapissages de chlorites riches en fer se forment bien à la périphérie des grains et à la surface des grains mais pas au niveau des contacts grain à grain, ce qui confirme une précipitation post dépôt, dans les premiers stades de l'enfouissement et de la compaction mécanique. On peut alors parler de tapissage de pore (« pore lining »). Par ailleurs, ces chlorites riches en fer se forment à partir d'un précurseur présent lors du dépôt, parlant parfois alors de chlorite précoce (Longstaffe, 1993). La berthiérine constitue l'un de ces précurseurs argileux (Xu et Veblen, 1996, Beaufort *et al.,* 2015).

La chloritisation de la berthiérine se faisant entre 40 et 120°C, la question est donc de connaitre son origine. La berthiérine reste un minéral assez fréquent dans les systèmes sédimentaires riches en fer (Bhattacharyya, 1983, Beaufort *et al.,* 2015). Elle se forme à des températures faibles, dans des milieux réducteurs en présence de minéraux riches en Al et Fe (Velde, 1985 ; Beaufort *et al.,* 2015). Elle peut se former à partir d'odinite (famille des serpentines, riche en Fe^{3+}) mais également à partir de kaolinite (Bhattacharyya, 1983). Elle se rencontre principalement dans les environnements estuariens et dans les environnements marins de pro-deltas (Ehrenberg 1993, Worden et Morad 2003). Il est donc logique de retrouver les tapissages de chlorite ferreuse dans les grès déposés dans ces environnements. Néanmoins, on retrouve de la chlorite ferreuse en tapissage dans des sédiments lacustres et fluviatiles (Luo *et al.,* 2009).

La berthiérine est un phyllosilicate argileux trioctaédrique riche en Al et Fe, de type 1/1 de la famille des serpentines. Elle a été étudiée par divers auteurs (Ehrenberg 1993, Aagaard *et al*., 2000, Worden et Morad, 2003, Dowey *et al*., 2012, Ajdukiewicz et Larese, 2012, Beaufort *et al*., 2015). La chloritisation de la berthiérine se fait par transformation à l'état solide (Xu et Veblen, 1996). Elle se réalise à chimie constante (Xu et Veblen, 1996) sans apport de cations extérieurs et donc de fer, ce qui est cohérent avec un système thermodynamiquement fermé.

2.4.2 Saponite et les smectites riches en magnésium

Les chlorites riches en Mg se font généralement par conversion au cours du temps d'une smectite tri-octaèdrale, la saponite, en passant par une phase transitionnelle, la corrensite et divers réarrangements progressifs entre ces différentes espèces minérales (Worden et Morad, 2003, Beaufort *et al.,* 2015). Cette transformation se fait par dissolution et recristallisation. Cette transformation progressive peut demander ou non une source locale en Al (non soluble), du Fe et du Mg ou au contraire, ne demander que H_20 et H^+ et libérer du Mg et du Fe (Chang *et al.,* 1986).

A noter à l'inverse, et dans la même étude, qu'avec l'augmentation de la température (au-delà de 120°C), les smectites di-octaèdrale ne se transforment qu'en illite (Chang et al., 1986).

Les saponites et smectites tri-octaèdrales riches en Mg se retrouvent dans les milieux saturés par des fluides riches en Mg et en Fe. Ces éléments sont fréquemment fournis lors de la dissolution de fragments basiques d'origine volcanique (Thomson et Stancliffe, 1990), mais peuvent aussi provenir de l'hydrolyse de biotite ou d'oxyhydroxyde de fer, de type goethite (Worden et Morad, 2003).

2.4.3 La kaolinite en précurseur de la chlorite

Bien moins étudiée que les autres précurseurs, la kaolinite peut aussi constituer un autre précurseur argileux de chlorite, comme l'attesterait la présence d'interstratifiés chlorite - kaolinite (Hillier et Velde, 1992). Néanmoins, l'absence de fer dans la composition des kaolinites impose de trouver du fer dans le milieu sédimentaire, et certains auteurs proposent des réactions chimiques avec comme source de fer, l'hématite, en présence de matière organique qui s'oxyderait pour former du CO_2 et libérerait du fer (Curtis *et al.*, 1985). Cette transformation se ferait par dissolution et cristallisation (Beaufort *et al*., 2015).

D'autres argiles provenant de la transformation de la kaolinite, peuvent produire des chlorites, comme la tosudite (argiles type dioctaédrique) riche en Mg, évoluant ensuite vers une sudoite (chlorite magnésienne). La tosudite est interprétée comme le produit d'un épisode post-diagénétique lié à des infiltrations de solutions magnésiennes et oxydantes et viennent en remplacement des kaolinites / dickites (Billon *et al.,* 2009). Ces transformations se font à plus hautes températures.

D'autres auteurs, enfin, proposent que la kaolinite puisse évoluer en une berthiérine précoce éogenétique, en présence de fer avant de subir une chloritisation (Bhattacharyya, 1983).

2.4.4 Synthèse

La chlorite résulte d'un processus de chloritisation d'un précurseur argileux qui peut être, soit une berthiérine, une smectite ou une kaolinite. Il faut une source locale d'aluminium disponible localement (car cet élément est non soluble) mais aussi une source de fer. Le milieu doit être réducteur avec abondance de fer car il y a une compétition pour former d'autres minéraux riches en fer comme les sulfures (pyrites) et les carbonates ferreux (sidérite) et ferromagnésiens (ankérite).

A noter qu'il existe des interstratifiés de smectite / chlorite / illites (Beaufort *et al.,* 2015) et que la glauconie (en pelloïde) pourrait aussi constituer une source de fer pour former des chlorites authigènes, en passant par le stade de berthiérine (Fu *et al.,* 2015) mais très peu de documentation est disponible à ce sujet.

Les milieux côtiers, transition entre les milieux fluviatiles et marins semblent les plus propices pour précipiter, et donc, en particulier, les milieux deltaïques (Dowey *et al.,* 2012) mais aussi estuariens, avec présence de kaolinite, matière organique et un milieu réducteur (en considérant le mécanisme de chloritisation des kaolinites proposé par Curtis *et al.,* 1985).

La formation des différents types de chlorite, selon leur chimie et les différentes gammes de température est résumée dans la Figure 12, extraite de Beaufort *et al.,* (2015).

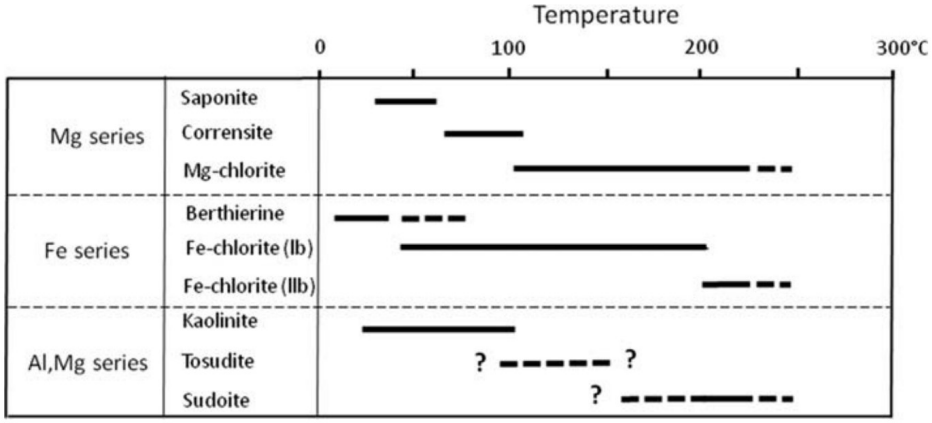


Figure 12 : Formation des différents types de chlorite, selon leur chimie et la température. Dans le cas usuel de la diagenèse des grès, pour des températures entre 30 et 120°C, la chloritisation est due à la transformation de la saponite, de la berthiérine et de la kaolinite. (D'après Beaufort *et al.,* 2015).

2.5. Notion de remaniement sédimentaire. Définition et importance

L'objectif de ce court paragraphe est de faire un point sur la notion de remaniement sédimentaire et sur les déformations associées pouvant affecter les sédiments silicoclastiques non lithifiés. En effet, ces mécanismes sont susceptibles d'incorporer de l'argile dans les sables et donc d'influencer ensuite de manière substantielle l'évolution diagenétique des sables en grès.

Le remaniement sédimentaire est défini comme l'ensemble des mouvements de particules sédimentaires après leur dépôt. Cette notion regroupe des phénomènes très variés :

- **Le développement de surpression** du fluide interstitiel au sein des sédiments (meubles ou semi-lithifiés) est responsable de modifications des propriétés pétrophysiques du réservoir. A grande échelle, l'hydrofracturation ou bien les réseaux d'injectites peuvent modifier profondément les géométries et la connectivité des corps réservoir (Lonergan *et al.,* 2000). A l'échelle macroscopique et microscopique, les surpressions fluides sont à l'origine de changements parfois très importants du sédiment par modification de l'arrangement des grains constituant le squelette du sédiment et par la remobilisation et la redistribution des particules fines de taille inférieure à 63 µm (Lowe, 1975). Les figures induites, incluent les figures de convolutes (fréquentes dans les turbidites), les structures verticales d'échappements d'eau, les plans fluidisés d'échappement d'eau (dewatering sheet) etc. Toutes ces structures sont généralement associées avec élutriation (transport) des argiles le long des conduits d'élutriation, permettant la redistribution des particules les plus fines au sein des sables (Figure 10).
- **L'érosion,** incluant le transport des particules en mélange avec d'autres éléments et la re-déposition des sédiments est également responsables des remaniements sédimentaires. L'érosion/re-sédimentation est très fréquente dans certains types d'environnements très hydrodynamiques comme dans les estuaires. La barre tidale de Trompeloup (Gironde), étudiée par Féniès et Tastet (1998) en est un exemple : l'architecture de la barre tidale est due à des phases de progradation de 10 à 20 ans, d'abandon sur des durées équivalentes, suivies de phases d'érosion et de re-progradation. Cette dynamique permet l'incorporation de galets mous argileux dans les sables, produits de l'érosion des estrans vaseux supratidaux (Figure 13).
  Le mascaret ('tidal bore'), commun dans les estuaires non anthropisés, qui se produit lors des grandes marées, est un des facteurs de la remobilisation sédimentaire dans les estuaires, remettant en suspension notamment les fines et la boue fluide à la base des chenaux tidaux,

permettant de les transporter et de les redéposer assez loin vers l'amont de l'estuaire, provocant parfois des déformations au sein des dépôts (Furgerot *et al.,* 2013).

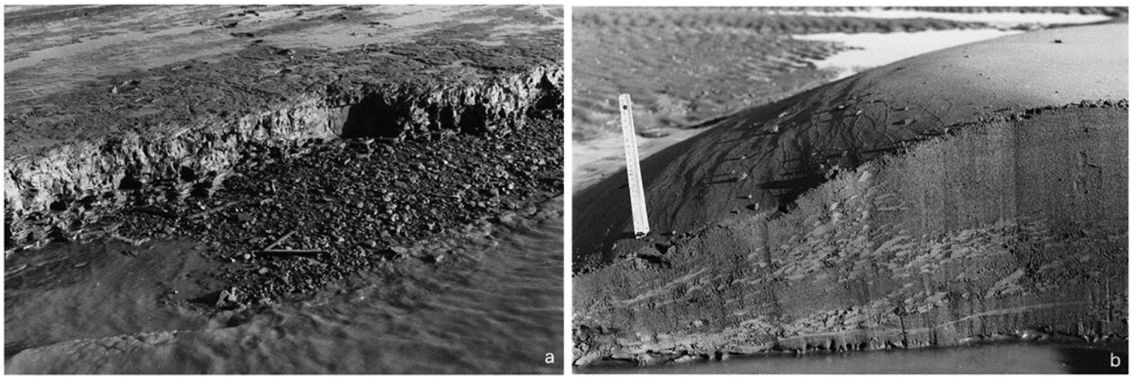


Figure 13 : Barre de Trompeloup, estuaire de la Gironde. (A) : Présence de galets mous de au pied des platiers vaseux supratidaux. (B) : Incorporation rapide des galets mous dans les stratifications des dunes tidales (en pied et en front de dune) ; Echelle : 20 cm. (D'après Féniès et Tastet, 1998).

- **Les bioturbations** sont également responsables de remaniements des sédiments, parfois très importants. Plusieurs mécanismes sont en jeu : construction de structures biogéniques, structures de déformation associées à la mobilité des êtres vivants, diffusion des grains par affouillement, ingestion des grains de sable et digestion des voiles bactériens qui les entourent par des vers polychètes, tri des particules, incorporation de matière organique... (Bromley, 1996, Bernard, 2013, …). Le sujet est vaste et ne sera pas abordé ici.
- **La remobilisation par déstabilisation de pente ou de sol**, à l'instar des niveaux contorsionnés dans les dunes éoliennes, provoqués par des ondes sismiques et associés à des variations de la nappe phréatique (Horowitz, 1982, Bryant *et al.,* 2016) ; ou encore les déstabilisations de pentes dans le cas des turbidites ou des dépôts deltaïques et des dépôts gravitaires.

Cette liste est non exhaustive, mais elle a surtout pour objet de montrer la diversité des processus en cause dans les remaniements sédimentaires, associés à l'environnement de dépôt et susceptibles d'impacter la diagenèse des grès et l'évolution de leurs qualités réservoir.

2.6. Synthèse

Les argiles jouent un rôle majeur dans les processus diagenétiques affectant les grès. Comprendre leur répartition et leur (mode d') expression dans les grès c'est aussi prévoir les propriétés pétrophysiques des grès et les hétérogénéités de perméabilité les caractérisant.

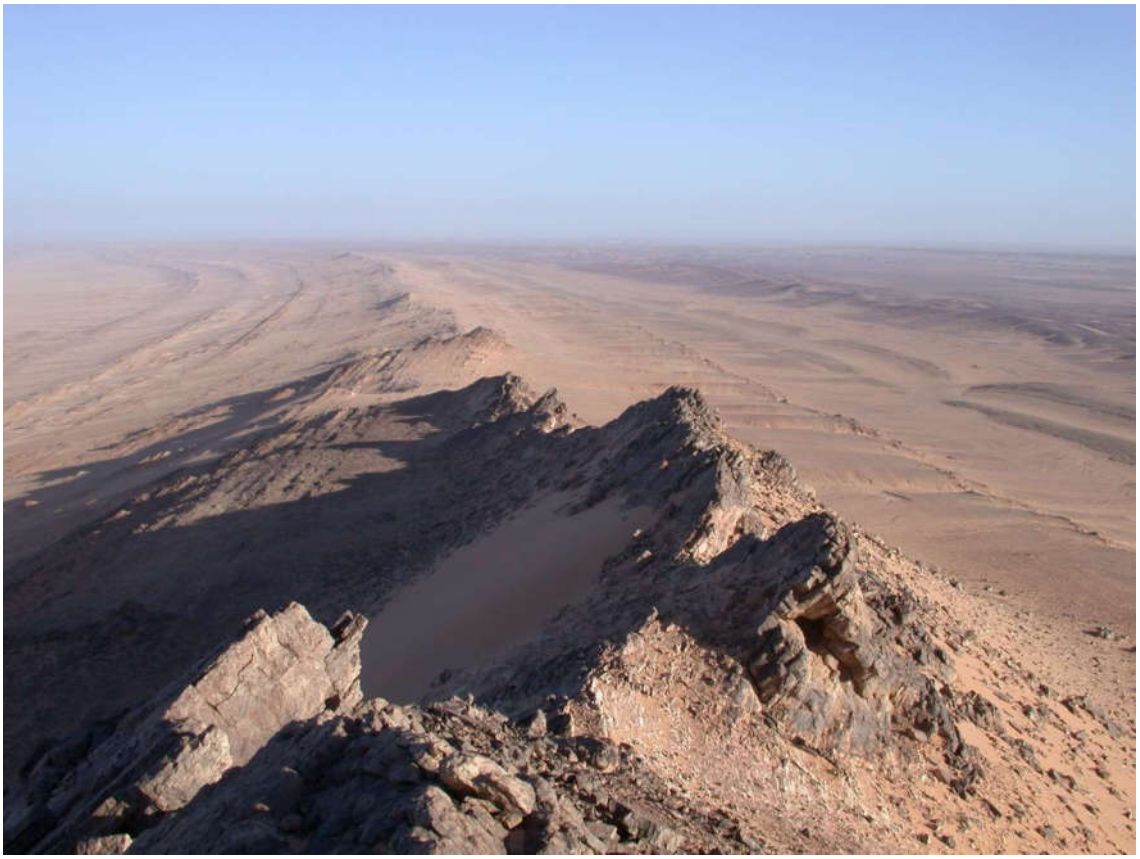
- ⇨ De nombreuses études de diagenèse ont pour objet l'importance des tapissages argileux, mais peu traitent du rôle fondamental joué par l'environnement de dépôt, l'importance du cortège minéralogique associé au milieu de dépôt (et donc les sources sédimentaires).
- ⇨ Même si plusieurs équipes[5] travaillent depuis ces dernières années sur les processus de mise en place des tapissages argileux, peu de travaux montrent comment ils se forment physiquement dans les sables et cherchent à les associer à la dynamique des systèmes sédimentaires.

Ce travail a pour objectif de relier sédimentologie, minéralogie et pétrographie, d'illustrer la nécessité d'avoir une approche intégrée pour prédire les qualités pétrophysiques des réservoirs souterrains.

[5] *Parmi les équipes active, on citera l'équipe de R. Worden à Liverpool ou encore le projet Claycoat, collaboration entre les universités de Paris-Sud, Poitiers et Bordeaux avec Neptune Energy.*

CHAPITRE 3

Architecture et distribution des qualités réservoir dans les sédiments glaciaires



Photographie : Affleurement dans le Bled El Mas, au Sahara, dans le Sud-Ouest de l'Algérie ; Vue vers le Sud. Au premier plan, les formations gréseuses de l'Unité III-2 (quartzite de Hamra). Vers la droite, en contrebas, l'Unité IV glaciaire Ordovicienne. Novembre 2003 – Photo : E. Portier

3. Architecture et distribution des qualités réservoir dans les sédiments glaciaires

Ce chapitre est consacré à l'étude du réservoir clastique d'origine glaciaire et d'âge Ordovicien terminal (Hirnantien) du champ d'Oued Zine. Ce champ a fait l'objet de deux phases d'exploration et d'appréciation entre 2002 et 2008 menées par la société Gaz de France. Il est actuellement en phase de développement depuis 2012 dans le cadre du projet Touat, qui est opéré par le groupement TouatGaz (2009), association de la compagnie gazière nationale Algérienne Sonatrach et des sociétés ENGIE et Neptune Energy.

Les propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) sur le champ d'Oued Zine sont généralement moyennes à faibles malgré un contenu en sable très important (> 90% en moyenne), un faible contenu en argile (7% en moyenne) et des granulométries plutôt moyennes à grossières. Par ailleurs, il existe de fortes disparités verticales et latérales au sein du réservoir, les perméabilités variant de quelques centaines de nano-Darcy jusqu'à 1 Darcy. Les processus à l'origine de ces faibles propriétés pétrophysiques n'étant pas évidents, différentes études diagénétiques ont alors été entreprises afin de pouvoir comprendre et modéliser leur distribution au sein du gisement.

3.1. Introduction et présentation du champ d'Oued Zine

Le champ d'Oued Zine est situé dans le centre du bassin de Sbaa, petit bassin sédimentaire situé au milieu de la plateforme intracratonique stable du Sahara, situé à environ 1000 km au Sud-Ouest d'Alger. D'une surface de 40 000km², il forme une étroite dépression dans l'axe de la chaîne de montage de l'Ougarta, qui se prolonge au nord-ouest par le sillon de l'Erg Erraoui (Figure 14). Il est limité au sud par les zones hautes du Kahal Tabelbala et du Bled El Mas au sud-est, et au nord par le faisceau de la Saoura - Djebel Heche et son extension vers la Voûte d'Azzène.

C'est un bassin intracratonique, à remplissage sédimentaire essentiellement Paléozoïque. Sa position est originale, puisqu'il est adossé directement à la chaîne de montagne l'Ougarta qui marque l'ancienne suture de la collision panafricaine entre le Craton Ouest Africain (WAC) au Sud-Ouest et le Bouclier Touareg au Nord et à l'Est, et datée approximativement de 600 Ma (Caby *et al.*, 1991 ; Villeneuve et Cornée, 1994, Craig *et al.,* 2008). L'Ougarta se raccorde au nord avec l'Anti-Atlas Marocain, tandis qu'au sud elle se prolonge jusqu'au Bled el Mas, pointement de socle, qui constitue un point haut permanent depuis le Cambrien, puis se raccorde au Bassin de l'Ahnet occidental et les reliefs de l'Azzel Matti.

Géographiquement, le bassin de Sbaa était relié au bassin de Timimoun, jusqu'à l'inversion de son flanc nord lors de la phase tectonique hercynienne, durant le Carbonifère (Coward et Ries, 2003).

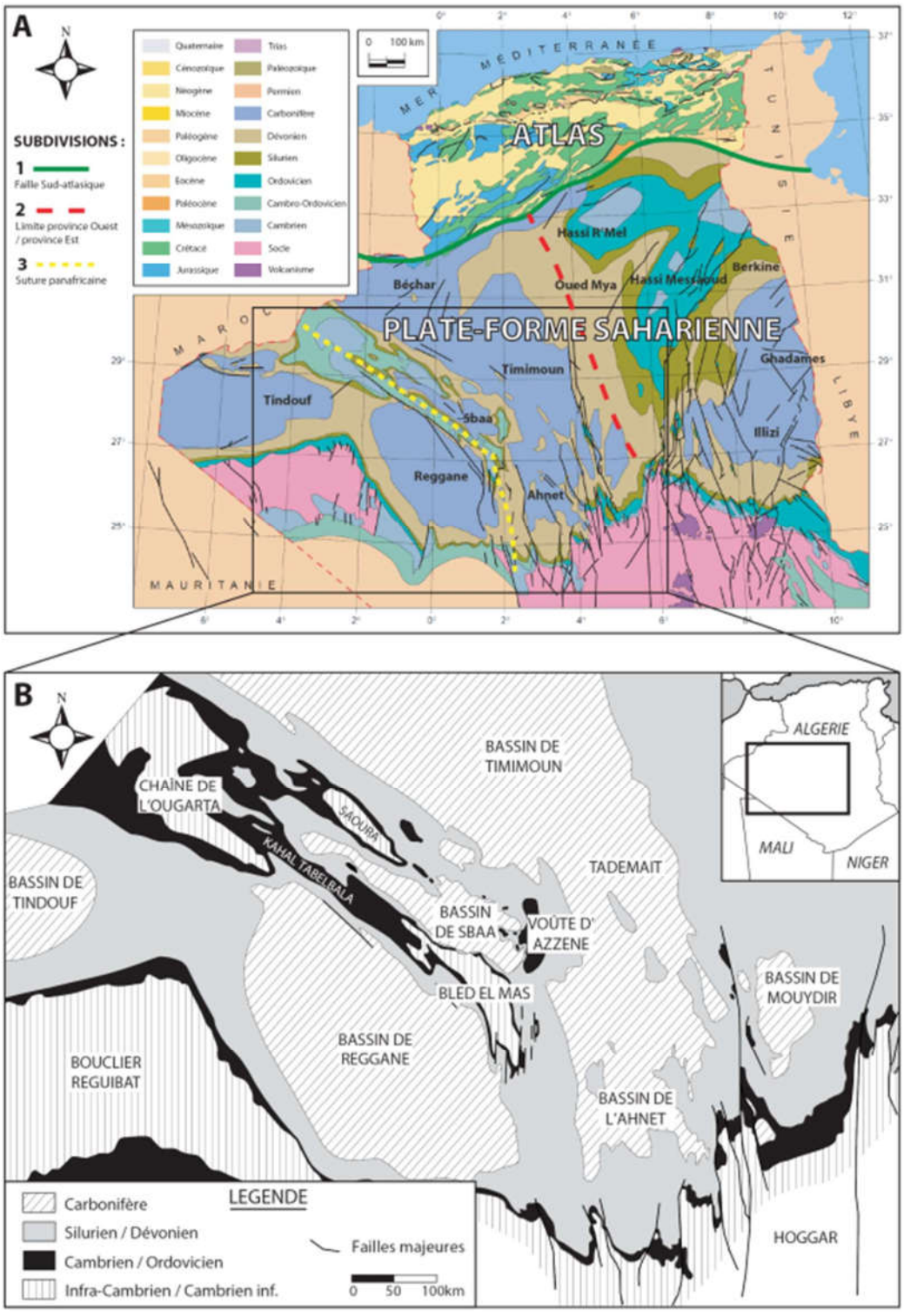


Figure 14 : Carte de situation du bassin de Sbaa. (A) : Carte géologique de l'Algérie, écorché au toit du Paléozoïque dans la partie nord de la plate-forme saharienne (modifiée d'après SLB-WEC, 1995) et localisation des principaux bassins sédimentaires ; (B) : Carte géologique (toit du Paléozoïque) et localisation des bassins sédimentaires de la province Ouest de l'Algérie (modifiée d'après Beicip Franlab, 1996 et WEC, 1995).

3.1.1 Cadre structural

A la fin du Néoprotérozoïque et jusqu'au début du Cambrien (de 640 à 525 Ma), un régime tectonique extensif se met en place, correspondant au stade d'extension tardi-orogénique faisant suite à l'orogénèse Panafricaine dans les régions d'Afrique du Nord-Ouest. Elle se caractérise par la formation de horsts, de grabens et de demi-grabens, notamment au niveau de structures décrochantes panafricaines réactivées en failles normales (Beuf *et al*, 1971; Coward et Ries, 2003, Bouton, 2012) et permet l'individualisation des grands bassins sédimentaires et des voutes ou zones hautes (appelées anciennement synéclises) en limite de bassin, à l'instar du Bled El Mas au sud-est du bassin de Sbaa. Cette extension se manifeste dans le registre sédimentaire par une surface remarquable, appelée « surface Infratassilienne » séparant les grès du Cambro-Ordovicien du socle granitique et de son remplissage molassique, appelées aussi les « séries pourprées » (Beuf *et al.,* 1971). Cette phase extensive est à l'origine d'une large plate-forme épicontinentale dans la partie nord du Gondwana (Beuf *et al.,* 1971 ; Destombes *et al.,* 1985 ; Boote *et al.,* 1998, Craig *et al.,* 2008, Torsvik et Cocks, 2011).

Cette phase extensive va perdurer au cours du Cambro-Ordovicien. A l'Ordovicien, l'extension de la marge nord gondwanienne induit un basculement progressif de la plate-forme saharienne vers le Nord du bassin de Sbaa - Timimoun. Jusqu'au Silurien, les taux de subsidence restent modérés et homogènes (1m/ kyr préservé) sur la plate-forme nord-africaine, marquant une période de relative stabilité tectonique (Perron *et al.* 2018).

A la fin de l'Ordovicien, l'accrétion entre les paléo-continents Laurentia et Baltica entraine l'orogenèse « taconique » (Coward et Ries, 2003). En Afrique du Nord, la discordance taconique est encore largement discutée aujourd'hui. Elle pourrait être composite, d'origine tectonique, associée à des discordances glacio-isostatiques (Craig *et al.,* 2002, Zazoun et Mahdjoub, 2011) ou encore à une flexuration crustale en lien avec la mise en place d'une gigantesque calotte glaciaire couvrant la quasi-totalité du supercontinent Gondwana et avec l'accumulation de glace au pôle (ici sud ; au niveau du Nigéria actuel), qui est à l'origine de l'érosion par la glace des séries de l'Ordovicien Moyen à Supérieur (Sandbien à Katien) et à leur transport vers des zones plus externes de la plateformes saharienne.

A la transition entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur, l'orogenèse calédonienne permet une différenciation plus nette des bassins sédimentaires en Afrique du Nord, associée à des vitesses de subsidence plus importantes et une accentuation des reliefs existants (Lüning *et al.*, 2005). Néanmoins, cette phase est très peu marquée sur l'Ouest de la plate-forme saharienne et le bassin de Sbaa en particulier, se marquant par une discordance de grande longueur d'onde des séries du Dévonien inférieur sous le Givétien, de type flexuration lithosphérique (Perron *et al.,* 2018).

Le Dévonien Moyen et Supérieur sont marqués par une reprise d'un régime tectonique d'extension et une accélération de la subsidence (voir Figure 15).

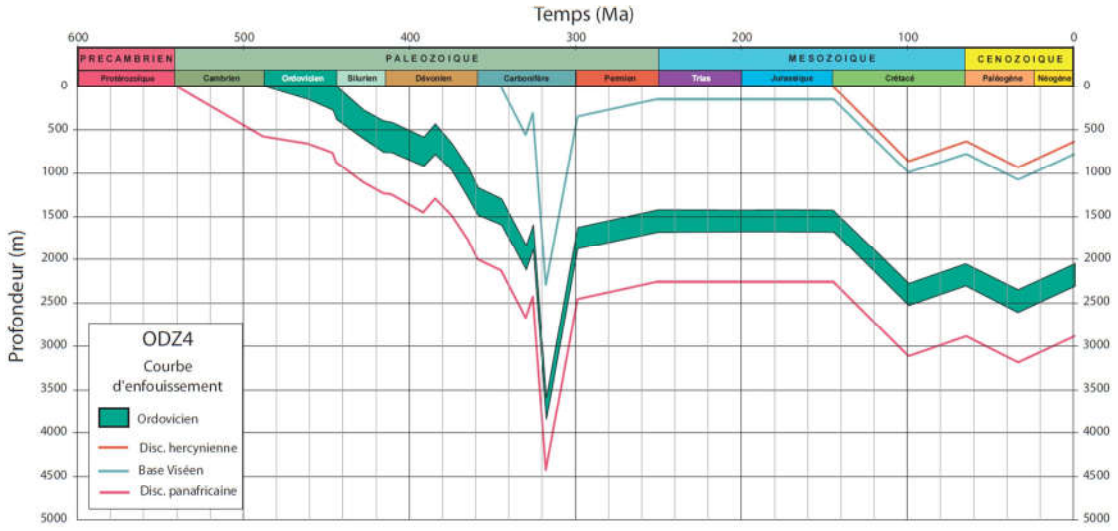


Figure 15 : Histoire de l'enfouissement du bassin de Sbaa reconstruite sur les données stratigraphiques du puits ODZ-4 (champ d'Oued Zine) après 'back stripping' et correction des épaisseurs (Tournier, 2010).

A partir du Carbonifère et surtout de sa deuxième moitié, l'orogenèse hercynienne, qui correspond à l'accrétion de la Pangée, constitue l'événement tectonique majeur structurant les bassins du Sahara. Cette déformation s'associe à une direction de raccourcissement, orientée N45° à N10° sur le bassin de Sbaa (Bouton, 2012) et un soulèvement généralisé de la plate-forme saharienne (Guiraud *et al.*, 2005), qui conduit à une réorganisation importante des aires de sédimentation en Afrique du Nord. De nombreuses lacunes stratigraphiques sont enregistrées dans un très grand nombre de bassins sédimentaires à l'échelle de l'Afrique du Nord (Boote *et al.,* 1998). La déformation intraplaque est concentrée au niveau des zones mobiles de la suture panafricaine ou à la limite des terranes du bouclier Touareg qui constituent encore des zones de faiblesses structurales, par rapport aux cratons archéens (Craig *et al.,* 2008 ; Perron *et al.,* 2018). Sur le bassin de Sbaa, elle se caractérise par le soulèvement et l'érosion des séries sédimentaires du Carbonifère moyen à supérieur (à partir du Serpukhovien jusqu'à la fin du Pennsylvanien) et du Permien, et par le développement d'une pédiplaine et d'une surface d'érosion majeure – la discordance Hercynienne (Piqué et Michard, 1989, Dallmeyer et Lécorché, 1991).

L'orogenèse hercynienne conduit à la mise en place de la chaine de l'Anti-Atlas (Coward et Ries, 2003) et marque l'individualisation du bassin de Sbaa qui se sépare du bassin de Timimoun avec la mise en place du chaînon nord Ougartien de la Saoura –Djebel Heche et de la voute d'Azzène au Nord et à l'Est du bassin. L'ampleur de l'uplift est estimée à environ 2000 à 3000m sur le bassin de Sbaa (Tournier, 2010 ; Figure 15 dans cette étude).

Les bassins de l'ouest Saharien restent en position haute durant le Mésozoïque et une subsidence lente reprend à partir du Jurassique. Au Crétacé Moyen (Barrémien à Albien) une nouvelle compression d'axe N110° à 150° intervient, surtout marquée dans les bassins orientaux (exemple du bassin de Ghadamès), annonçant la phase orogénique Alpine (Maurin et Guiraud, 1993, Craig *et al.*, 2002, Bouton, 2012). La phase Alpine à partir du Cénozoïque conduit la formation de la chaine atlasique (Coward et Ries, 2003) sans affecter le bassin de Sbaa, excepté l'Erg Erraoui avec l'uplift des chaînons Ougartiens vers l'Anti-Atlas. La surrection du Massif du Hoggar serait liée à un bombement thermique (Dautria et Lesquer, 1989; Wilson et Guiraud, 1992) qui débute dès la fin du Cénozoïque, et engendre un soulèvement de l'ordre de 500 à 2000m, permettant alors la mise à l'affleurement des séries sédimentaires paléozoïques.

La persistance d'un point haut au SE du bassin de Sbaa, très peu subsident, régulièrement réactivé (Perron *et al.* 2018) comme le Bled El Mas, est à l'origine d'une série stratigraphique présentant de nombreuses troncatures / discordances en onlap ou toplap sur la marge sud du bassin (Figure 16). La conséquence immédiate est que le paléo-enfouissement des séries s'organise selon un gradient Sud Nord, depuis une zone très peu enfouie avec des roches mères du Silurien immature au Sud du bassin à des zones très matures au Nord ; et en corolaire, des qualités réservoirs qui sont excellentes et conventionnelles au sud vers des grès compacts très peu poreux et perméables au Nord du champ d'Oued Zine.

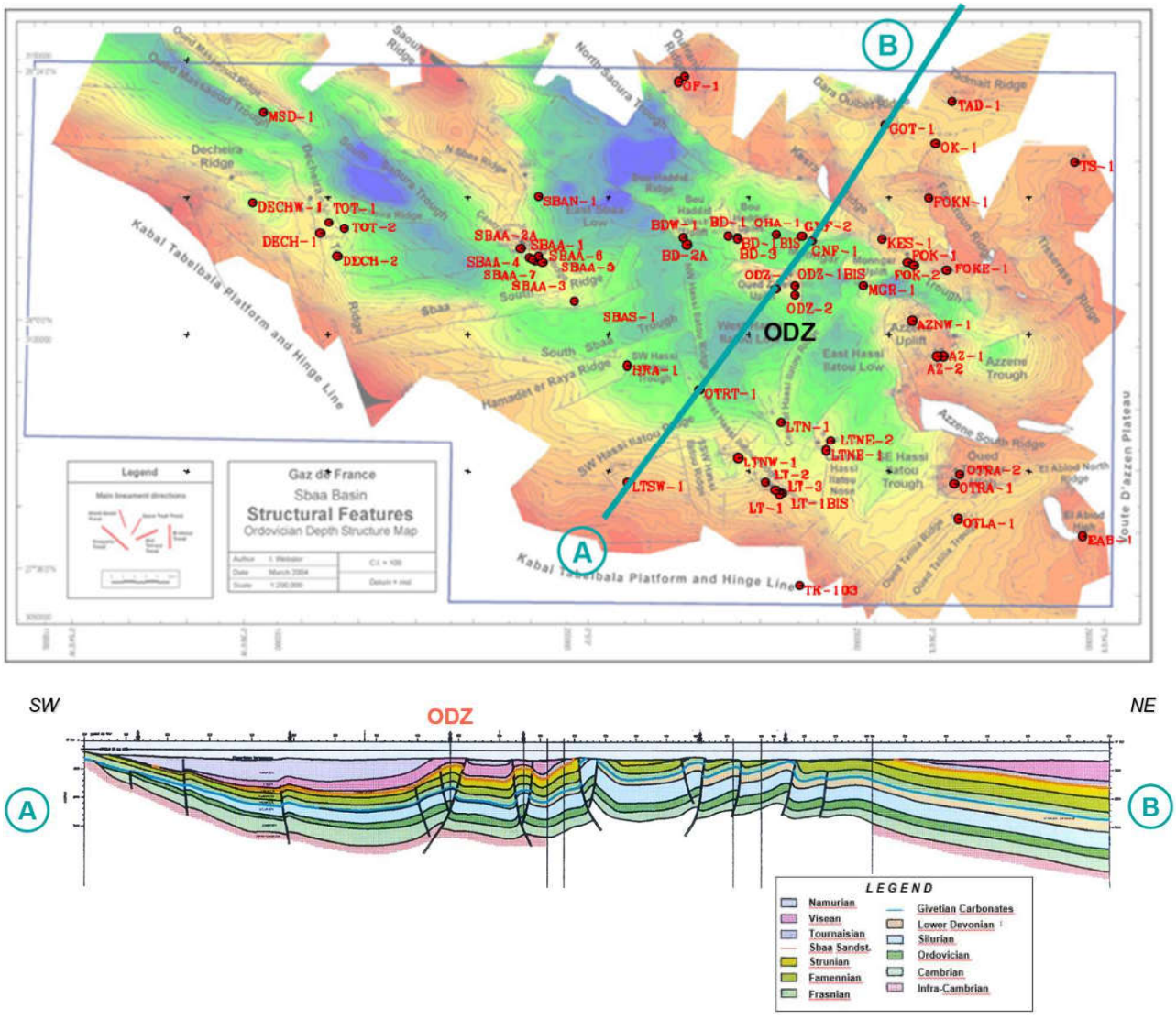


Figure 16 : (A) : Carte au toit de l'Ordovicien du bassin de Sbaa. Profondeur entre 600m (rouge) et 3500m (bleu) – iso-ligne : 100m (d'après Webster 2003) ; (B) : coupe du bassin passant par le champ d'Oued Zine (ODZ) – GDF 2004, modifié d'après Beicip 1996.

3.1.2 Cadre Stratigraphique

Le cadre stratigraphique est résumé sur la Figure 17.

Les roches plissées précambriennes sont en contact anormal avec les premiers dépôts paléozoïques par l'intermédiaire de la discordance infratassilienne (Beuf *et al.,* 1971). Cette surface correspond à une surface d'érosion et de pénéplaination des séries précambriennes, avec le transfert du matériel érodé en direction du Nord pour former la série clastique Cambro-Ordovicienne qui se termine au Silurien par un ennoiement généralisé de la plateforme saharienne. La plate-forme peu profonde nord-gondwanienne va alors enregistrer des cycles de transgression et régression induisant des variations bathymétriques qui se traduisent par l'alternance de niveaux argilo-gréseux et gréseux (Beuf *et al.,* 1971; Ghienne *et al*., 2007a). Le travail de synthèse réalisé par Beuf *et al.* (1971) sur les grès du Paléozoïque en Afrique du Nord a permis de dresser les principales caractéristiques des séries sédimentaires. Cette période se caractérise par d'immenses bassins de sédimentation, à dominante silicoclastique venant du Sud-Sud-Est, depuis des séries fluviatiles ou estuariennes à la base du Cambrien, des séries marines peu profondes dominées par des faciès de shoreface, de tempêtes ou dominées par des faciès à influence tidale, des séries argileuses plus profondes au Silurien marquant le maximum d'ennoiement de la plateforme (Wenlock-Ludlow), des dépôts carbonatés identifiés au cours de l'Ordovicien Moyen à Supérieur (Álvaro *et al*., 2007) ou au sein du Silurien Supérieur. Seuls les grès des dépôts glaciaires de l'Ordovicien Supérieur (Hirnantien) viennent rompre cette relative homogénéité, et viennent en érosion discordante sur les formations de l'Ordovicien Moyen à Inférieur, érodant localement jusqu'au Cambrien Supérieur sur le bassin de Sbaa (soit un hiatus sédimentaire de plusieurs dizaines de millions d'années).

La période fini-ordovicienne (Hirnantien) est une période glaciaire associée à la formation d'une immense calotte de glace couvrant l'ensemble du craton saharien et une très grande partie du supercontinent Gondwana (Beuf *et al.* 1971, Destombes *et al.,* 1985, Vaslet *et al.,* 1990, Ghienne et Deynoux, 1998, Le Héron *et al.,* 2005, Ghienne *et al.,* 2007b, Craig *et al.,* 2008 – Voir Figure 18). En réalité, la calotte glaciaire hirnantienne se met progressivement en place dès la fin du Sandbien (Loi *et al.,* 2010, Pohl *et al.,* 2016). Elle n'atteint les zones périphériques de la marge Gondwanienne et le bassin de Sbaa en particulier que lors du climax Hirnantien vers 440 Ma (Ghienne *et al.,* 2007b, Craig *et al.,* 2008) suite à une instabilité climatique (Pohl *et al.,* 2014). Au cours de cette période glaciaire, des oscillations climatiques ont engendré des cycles de glaciation / déglaciation, à l'origine de phases d'avancées et de retrait de la glace et responsables des variations glacio-eustatiques (Loi *et al.,* 2010). Ces oscillations du front glaciaire ont entrainé une importante remobilisation sédimentaire, permettant notamment l'érosion des séries de l'Ordovicien Moyen et Supérieur dans de nombreux bassins paléozoïques du pourtour Nord du Hoggar. L'importance des écoulements d'eau de fonte sous-glaciaires et le flux sédimentaire associé ont permis de créer un système de fleuves de glaces larges de plusieurs dizaines de kilomètres (à l'instar de ceux actuels en Antarctique), de lacs ou dépressions sous-glaciaires, de paléo-vallées emboitées de largeur variant de quelques kilomètres (type vallées tunnel) à plusieurs dizaines de km (Denis, 2007, Ghienne *et al.,* 2007).

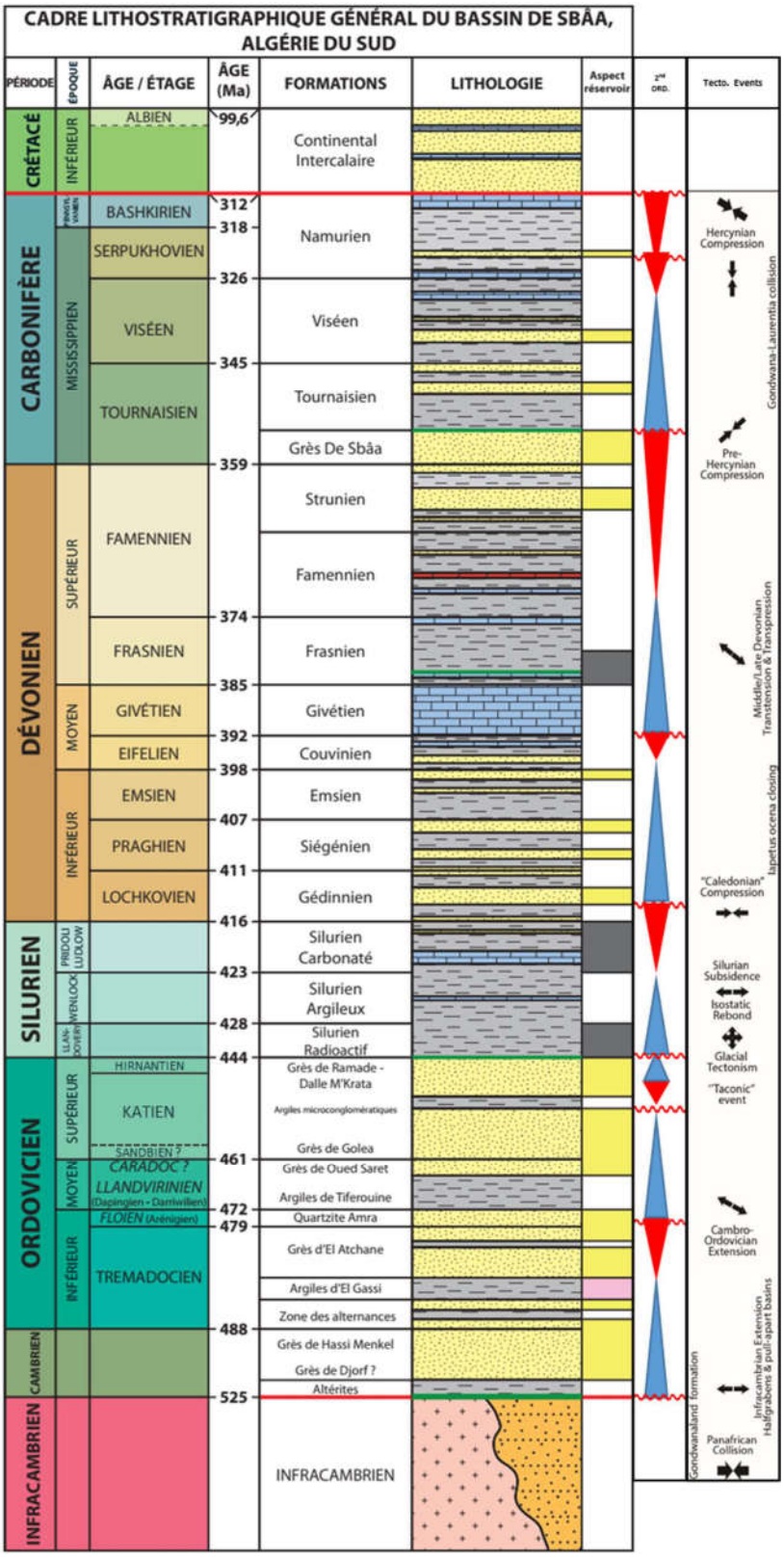


Figure 17 : Cadre lithostratigraphique du bassin de Sbaa. Modifié d'après Bouton 2012 et Perron *et al.*, 2018.

L'Ordovicien Moyen et Supérieur (Arenig, Llanvirn, Ashgill) n'ont été rencontrés sur aucun des puits du bassin de Sbaa, sans doute érodés par les séries glaciaires de l'Hirnantien.

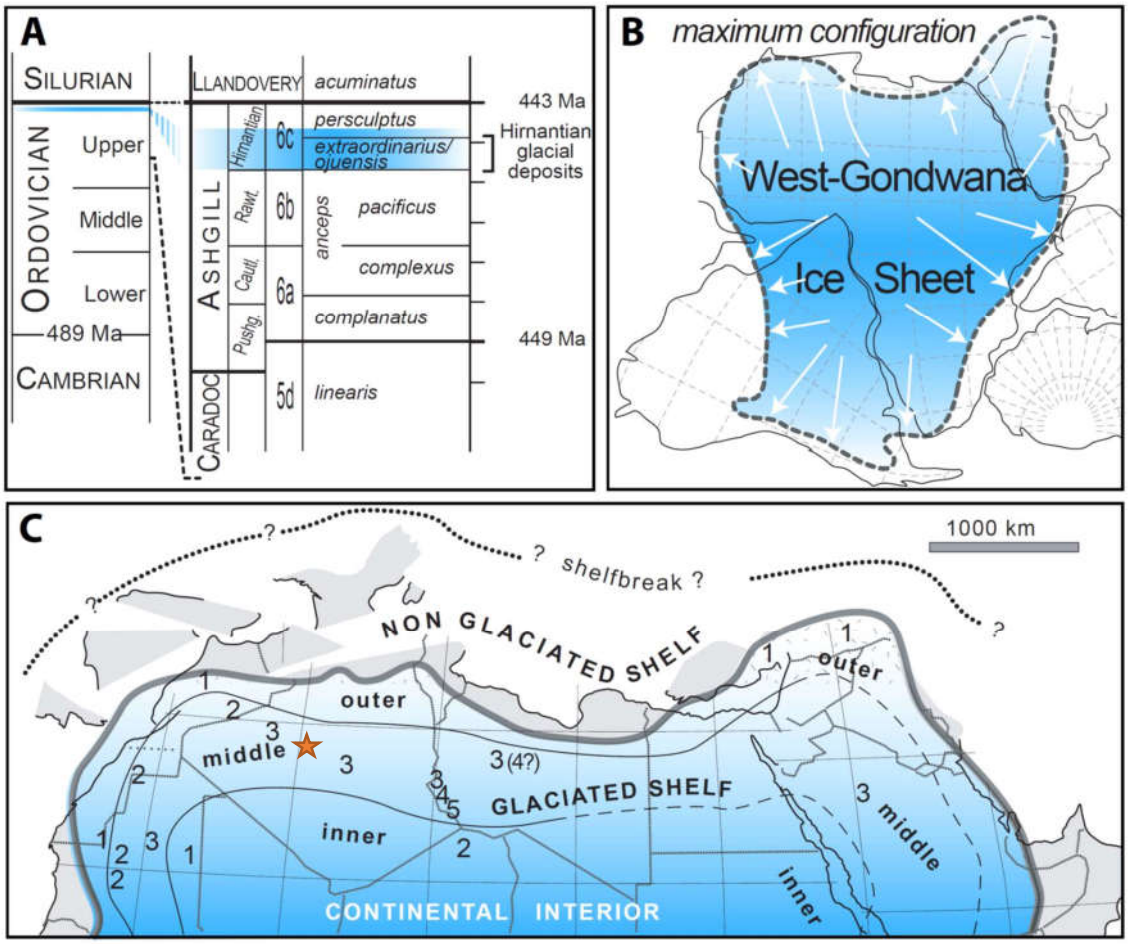


Figure 18 : (A) : Datation palynologique de la fin de l'Ordovicien (graptolites). (B) Reconstruction de la calotte glaciaire. (C) : Extension de la calotte glaciaire fini-Ordovicienne et subdivision de la marge nord-Gondwanienne en 5 domaines correspondants au nombre d'unités glaciaires préservées. Modifié d'après Ghienne *et al.*, 2007b. Etoile : position du bassin de Sbaa sur la marge nord-Gondwanienne.

Des sédiments caractéristiques des environnements glaciaires à périglaciaires se sont déposés dans ces vallées qui ont érodé, parfois profondément, les sédiments marins sous-jacents (Unité III de l'Ordovicien Inférieur à Moyen ou l'Unité II du Cambrien, voire localement jusqu'au socle). Ces dépôts glaciaires, épais jusqu'à 300 m d'épaisseur, correspondent à l'Unité IV sensu Beuf *et al.* (1971), et constituent aujourd'hui le réservoir principal des champs du permis TouatGaz. L'Unité IV est subdivisée en 4 sous unités, correspondant chacune à des cycles glaciaires. Chaque séquence est constituée, à sa base, de dépôts glaciaires à base érosive (Unité IV-1, Unité IV-3Inf, Unité IV-4), surmontés par des dépôts périglaciaires à interglaciaires correspondant aux phases de retrait partiel ou global, associés à un réchauffement relatif (Unité IV-2, Unité IV-3 Sup) – (Tournier, 2010).

Au-dessus de l'Ordovicien glaciaire se déposent en domaine offshore les argiles radioactives riches en matière organique du Silurien Inférieur, appelées 'Hot Shales'. Ces argiles sont datées par

biostratigraphie (chitinozoaire) du Rhuddanien, de l'Aéronien et du Telychien, elles marquent un hiatus sédimentaire variant entre 1 et 10 Ma sur le bassin de Sbaa (Videt, 2010) et se déposent en onlap sur les sédiments glaciaires de l'Hirnantien (Portier *et al.,* 2011). Les conditions de dépôts anoxiques sont interprétées comme le résultat d'un bloom de productivité suite à la mise à disposition de nutriments et au lessivage des domaines continentaux à la fin de la débâcle glaciaire de la calotte hirnantienne (Pohl *et al.,* 2017). Les Hot Shales du Silurien constituent la roche couverture et la roche mère du système pétrolier constitué par les réservoirs de l'Ordovicien et du Cambrien sur tous les bassins de la plateforme saharienne.

L'essentiel du Silurien est constitué par des séries argileuses d'environnement offshore presque isopaques sur le bassin avant d'évoluer vers des séries plus carbonatées de la fin du Silurien.

La fin du Silurien et la base du Dévonien sont associées à l'orogenèse Calédonienne (Beuf *et al.,* 1971, Galeazzi *et al.,* 2010). Ces séries, marquant des cycles de régression forcée et déposées en domaine marin peu profond à influence tidale, sont surtout développées au nord du bassin et dans le bassin de Timimoun (Figure 16-B). Elles ne sont préservées que sur la marge nord du permis Touat et limitées au Géddinien (Lochkovien) (Beicip, 1996).

Le Givétien, carbonaté et marneux, se dépose en discordance angulaire sur les séries précédentes, tantôt sur le Dévonien Inférieur au Nord, jusqu'aux Hot Shales du Silurien au Sud du bassin (Beuf *et al* ; 1971, Beicip 1996 - Figure 16-B). Il est surmonté par les argiles radioactives riches en matières organiques de la base du Frasnien qui marque la fin du cycle orogénique Calédonien.

Le Dévonien Supérieur (Frasnien à Famménien) est caractérisé par des séries argileuses d'offshore plus profondes, qui évoluent vers leur sommet vers des séries de type shoreface inférieur et tempestites.

Le Carbonifère débute avec les séries gréseuses réservoir de shoreface du Tournaisien, appelées grès de Sbaa sur le bassin. Il continue avec des séries plus argileuses du Tournaisien Supérieur et du Viséen, non décrites à l'affleurement et sur carottes. Puis, le Namurien (Serpukhovien) est caractérisé par les dépôts de molasses orogéniques déposées en piggy back dans des sillons / dépressions formés par les premiers plissements et axes synclinaux de la première phase tectonique Hercynienne qui affecte le bassin et qui verra son inversion au Nord du permis. Les séries du Carbonifère du Pennsylvanien (Carbonifère Supérieur) ne sont pas préservées, de même que les séries du Permien. Une phase globale d'uplift et de pénéplaination survient à l'issue de la phase Hercynienne, marquée par la surface de discordance Hercynienne à travers tout le bassin (Figure 15). Les dépôts ne reprennent qu'au Crétacé Inférieur avec des séries mixtes silicoclastiques et calcaires, déposées en environnement marin peu profond à influence tidale (Ferry *et al.,* 2015), et qui constituent la formation du Continental Intercalaire, aujourd'hui à l'affleurement.

3.1.3 Présentation du champ d'Oued Zine et de son architecture en vallées glaciaires emboitées

Le champ d'Oued Zine est une structure anticlinale asymétrique faillée d'axe E-O, longue d'environ 10 km pour une largeur de près de 5 km. Le champ est délimité au Nord et à l'Est par une faille composite inverse fortement incurvée que l'on peut diviser en une branche E-O, présentant un pendage d'environ 70° vers le Sud, et une branche N-S, également inverse, avec un pendage vers l'Ouest. L'amplitude de la structure est de 530m à son apex, avec un plan d'eau défini à -2190 m/mer.

En 2008, le champ d'Oued Zine a été reconnu par 7 puits (ODZ-1, 1bis, 2, 3, 4, 6, 7) positionnés sur la carte de la Figure 19.

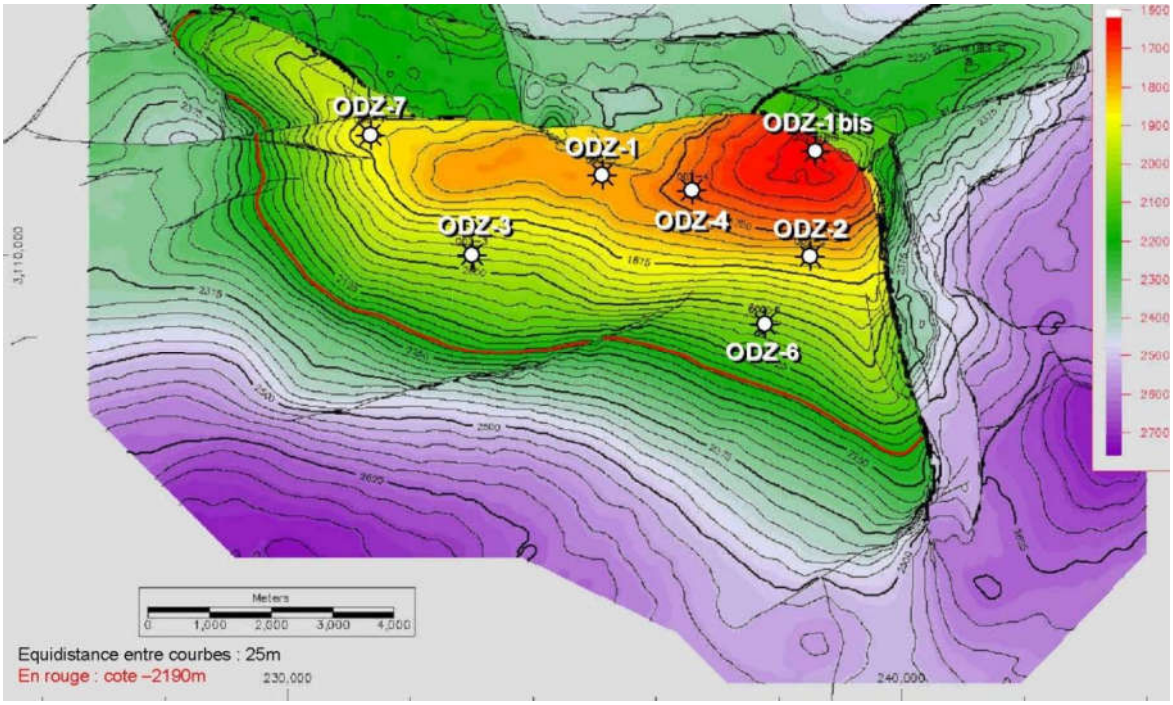


Figure 19 : carte profondeur au toit de l'Ordovicien. Profondeur en m/mer (interprétation GDF 2006).

La succession stratigraphique sur le champ d'Oued Zine, se découpe comme suit, de la base vers le sommet de la colonne stratigraphique (Figure 20) :

- L'Unité II, d'âge Cambrien, sables fluviatiles / estuariens remaniés par des courants tidaux, évoluant vers des replats de marées bioturbés.
- L'Unité III de l'Ordovicien Inférieur (non réservoir) constituée d'alternances argilo-gréseuses associées à des faciès de dépôts marins bioturbés offshore ou shoreface inférieur, déposés sur une plate-forme marine dominée par les tempêtes (unité non carottée).
- L'Unité IV de l'Ordovicien Supérieur (Hirnantien), majoritairement gréseuse, d'origine glaciaire.

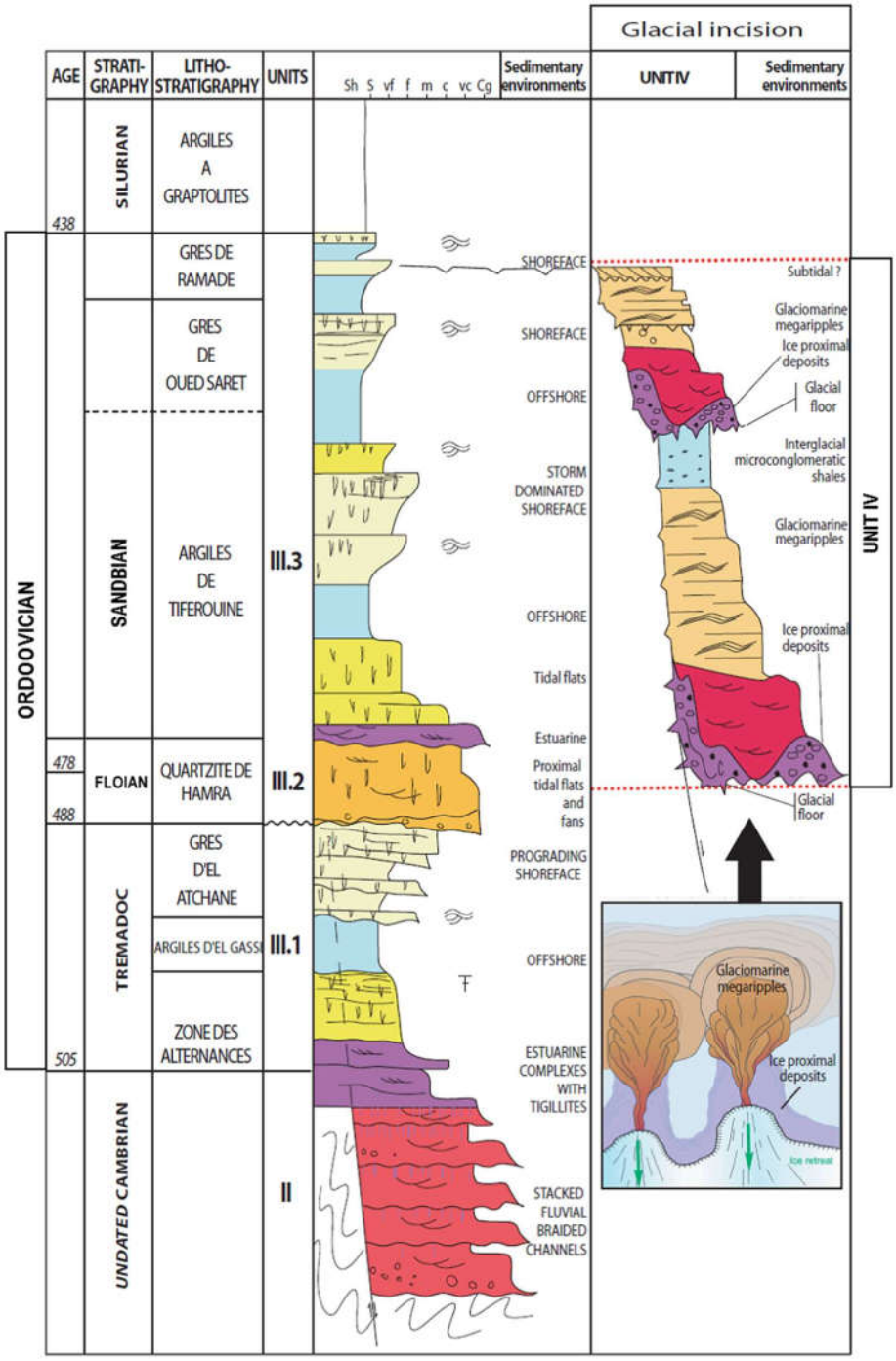


Figure 20 : Coupe lithostratigraphique de la succession sédimentaire Cambro-Ordovicienne définie au Bled El Mas et adaptée au bassin de Sbaa. Modifiée d'après Désaubliaux *et al.*, 2004, in Tournier, 2010.

Le réservoir Ordovicien d'Oued Zine est constitué de différents faciès sédimentaires définis à partir des descriptions de carottes faites lors de la phase d'exploration du permis Touat (2004-2007). Cette première analyse des carottes des puits du périmètre du projet Touat, et en particulier celles de la Zone Centrale où se situe le champ d'Oued Zine, avait permis de définir l'architecture idéalisée type d'une séquence glaciaire non érodée. Celle-ci comporte sept faciès se succédant des plus grossiers (sous-)glaciaires à la base, vers des dépôts glacio-marins distaux (argiles silteuses) plus fins au sommet.

Ils sont classés de la manière suivante (voir Figure 21):

- F1 : dépôts juxtaglaciaires proximaux ;
- F2 : dépôts de chenaux/levées proximaux ;
- F3 : dépôts de lobes chenalisés proximaux à médians ;
- F4 : dépôts de lobes médians à distaux ;
- F5 : dépôts glacio-marins distaux et latéraux
- F6 et F7 : dépôts périglaciaires de type shoreface ou offshore, à influence tidale (non documentés dans cette thèse).

Ces cycles correspondent au dépôt de sédiments d'abord proglaciaires, puis de plus en plus distaux et périglaciaires durant la phase de retrait de la calotte glaciaire qui s'amincit et recule, déposant des séquences rétrogradantes à progradantes durant les phases de stagnation, et organisées en 'backstepping' (Désaubliaux *et al.,* 2004, Dauphin *et al*., 2008, Eschard *et al*., 2005). Chaque cycle se termine par des dépôts fins glacio-marins ou de déglaciation (shoreface, offshore) du fait de la remontée rapide du niveau marin et de l'ampleur des volumes d'eau libérés par la fonte de la calotte glaciaire Hirnantienne.

Quatre unités glaciaires sont ainsi définies, composées elles-mêmes d'une ou plusieurs séquences emboîtées partiellement préservées (Figure 22) :

Un premier cycle glaciaire correspond aux Unités IV-1 et IV-2 :

- L'Unité IV-1 correspond à la principale incision glaciaire (4km de large) traversant le champ d'Oued Zine du SSO vers le NNE, identifiée en sismique avec le cube de cohérence. Cette première unité est la plus érosive, creusant une vallée étroite et profonde (4 km de large et profonde de 180m au toit de l'Unité IV-2) et érodant l'Ordovicien Inférieur jusqu'au Cambrien, comme cela a été observé au niveau du puits ODZ-3. Elle est constituée de grès grossiers chenalisés et à mégarides (faciès 1 à 4).
- L'Unité IV-2 est l'équivalent latéral et débordant de la première unité, qui vient en drapage sur une surface d'érosion et sur l'Unité III de l'Ordovicien Inférieur, plus ou moins horizontale, sur le champ d'Oued Zine. Lorsqu'elle n'est pas érodée, la partie supérieure silto-argileuse de l'Unité IV-2, -rencontrée sur quelques rares puits du sud du bassin et sous forme de lambeaux entrainés au niveau du plancher glaciaire de l'Unité IV-3 (comme sur ODZ-6), est interprétée comme une des périodes interglaciaires de la glaciation ordovicienne. L'absence de biomarqueurs stratigraphiques dans ces sédiments ne permet pas de le dater précisément et de les corréler régionalement à travers les différents bassins de la plateforme Saharienne (peu ou pas de biomarqueur stratigraphique, une seule biozone).

Le second cycle glaciaire correspond aux Unités IV-3 et IV-4 :

- L'Unité IV-3 présente une base érosive horizontale (voir Figure 22). Elle est constituée de grès grossiers et mal triés (Faciès 2 et 3), ainsi que de grès fins à moyens bien triés (mégarides) déposés par des courants tractifs au sein de lobes sous-marins (faciès 4 à 5). Les sédiments bien triés présentent de bonnes porosités et perméabilités. La partie supérieure de l'Unité IV-3, appelée Unité IV-3 Sup, est composée de silts et grès fins à drapages argileux présentant localement quelques bancs de sables fins sans structure. Elle correspond à la partie distale, périglaciaire de l'Unité IV-3.
- Enfin, l'Unité IV-4, bien développée dans la partie Est du champ (ODZ-2, 6) où elle peut dépasser 60 m d'épaisseur, érode l'Unité IV-3 Sup voire même localement l'Unité IV-3 Inf. Elle est composée de grès moyens à grossiers déposés en environnement glaciaire (chenaux proximaux, faciès 2 et 3), passant latéralement à des grès fins de levées et lobes (Faciès 4 et 5) Cette unité présente les meilleures porosités et perméabilités mesurées dans le champ d'Oued Zine.

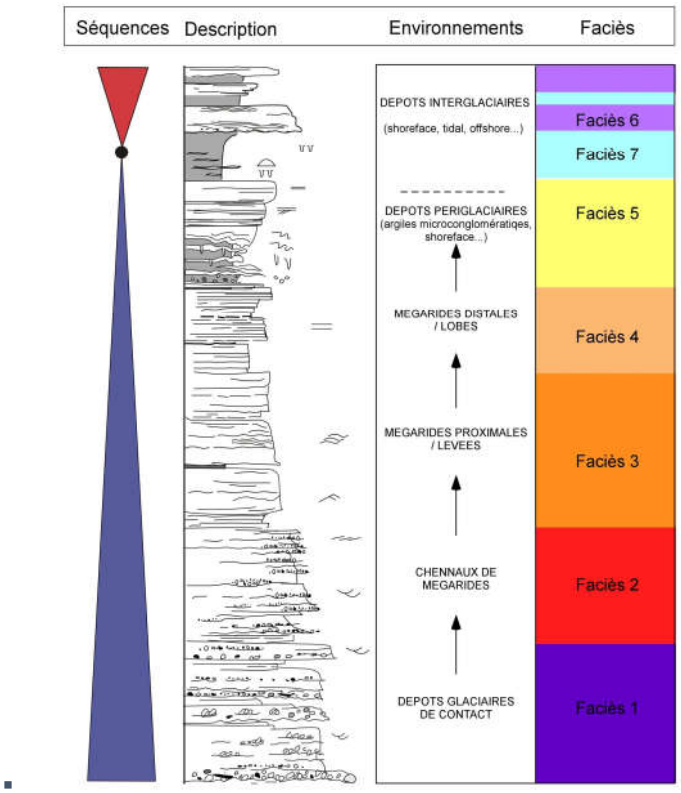


Figure 21 : Séquence de dépôt glaciaire type issue du modèle sédimentologique 2008 (Dauphin *et al.*, 2008)

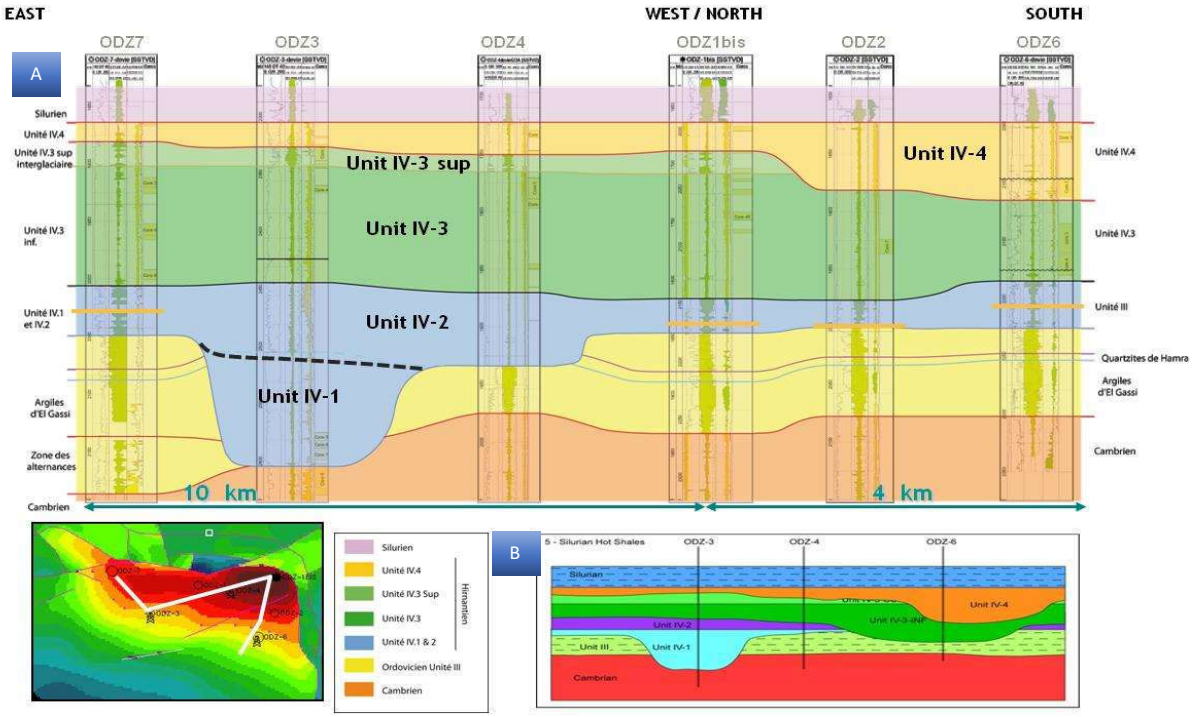


Figure 22 : Corrélations des puits dans le réservoir Cambro-Ordovicien d'Oued Zine. La coupe schématique en bas à droite illustre l'architecture des unités / vallées glaciaires emboîtées (A) : Corrélation d'après Laratte *et al.*, 2008, document interne. Epaisseur cumulée des unités IV-1 à IV-4 au puits ODZ-3 : 300m.(B) : diagramme synthétique des vallées glaciaires imbriquées d'après Dauphin *et al.*, 2007.

3.2. Etudes de la diagénèse des grès Ordovicien glaciaires du bassin de Sbaa (Algérie) : Importance de l'architecture sédimentaire et des eaux sous-glaciaires

La grande variabilité des qualités réservoir (porosité, perméabilité, saturation) sur le champ d'Oued Zine (les porosités variant de 2 à 15%, les perméabilités variant de quelques centaines de nano-Darcy à plus de 1 D) a encouragé la réalisation d'études pétrographiques afin de comprendre la très forte empreinte diagénétique affectant ces grès.

La première étude sur la diagenèse des grès Ordoviciens glaciaires du bassin de Sbaa fut réalisée par Sonatrach (Maache, 1995). Plusieurs contrôles diagénétiques sur les qualités réservoir sont alors évoqués, notamment la néoformation de kaolinite associée à de bonnes perméabilités et la préservation de porosité par cimentation précoce de quartz. A partir de 2002 et l'entrée de Gaz de France sur le projet Touat, de nouvelles études sur le thème de la diagenèse sont alors lancées, la diagénèse étant considérée alors comme le facteur majeur contrôlant les qualités du réservoir étudié. Parmi ces études, on citera celle faite en interne par Gaz de France (Buissart, 2004), mais aussi celles réalisées en partenariat avec le laboratoire IDES de l'Université Paris-Sud[6] (Pagel et Fiet, 2004, Chailan, 2005). Ces études mettent en évidence une diagenèse produite en milieu particulièrement acide et réducteur, et posent la question de l'influence du mode d'expression des argiles et sur un éventuel ralentissement de la diagenèse par une génération précoce d'hydrocarbure.

C'est donc en 2006 que sont lancés des travaux de recherche plus complètes, sur la base des échantillons collectées sur les puits forés lors de la phase d'exploration (2003-2007), les puits ODZ-3, 4 et 6, sous la forme d'une collaboration de recherche avec l'université d'Orsay et le lancement de la thèse de F.Tournier.

L'objectif de ce chapitre est donc de présenter les principaux mécanismes diagénétiques en jeu, responsables de la préservation et de la destruction des qualités réservoir sur le champ d'Oued Zine et d'en comprendre les principaux mécanismes de contrôle, et en particulier le rôle particulier joué par l'environnement de dépôt et la sédimentologie glaciaire. Ce travail a fait l'objet d'un article publié en 2010 dans la revue « Journal of Sedimentary Research ».

Papier: **TOURNIER, F.**, PAGEL, M., **PORTIER, E.,** WAZIR, I., and FIET, N., Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of Sedimentary Research*, *80* (12), 1068-1084.

[6] *Aujourd'hui GEOPS en 2018*

Le papier est divisé en quatre parties :

1. La première partie résume le cadre géologique et la problématique.
2. La deuxième, les différentes méthodes analytiques utilisées dans cette étude.
3. La troisième partie fait l'inventaire des principaux résultats obtenus, incluant les observations sur microscope optique en lumière naturelle, polarisée, par cathodoluminescence, et à l'aide du microscope électronique à balayage, incluant les mesures ponctuelles par sonde EDS. Sont également présentées les quantifications par analyse d'image et les résultats de microthermométrie sur les inclusions fluides.
4. La dernière partie discute les principaux résultats obtenus et propose une classification en faciès pétrologiques (pétrofaciès), pose la question des différentes sources de silice et de la différenciation des différentes unités glaciaires. Enfin il est discuté du contrôle exercé par les planchers glaciaires sur la distribution des pétrofaciès.

L'origine, l'histoire et les facteurs de contrôle de la cimentation de quartz dans les grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa ont été déterminés à partir de méthodes combinant des résultats de microthermométrie sur inclusions fluides, de mesures chimiques et de quantifications par analyses d'images, combinées à des observations en microscopie optique (lumière naturelle et polarisée), en microscopie électronique à balayage et sonde ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) et en cathodoluminescence.

Les 100 échantillons analysés sont issus de quatre puits du champ d'Oued Zine. Dans la publication, ceux-ci ont été banalisés en raison des clauses de confidentialité s'appliquant aux données. Les puits A, B, C et D correspondent respectivement aux puits ODZ-1b, ODZ-3, ODZ-4 et ODZ-6 (voir plan de position de la Figure 19).

Les échantillons ont été prélevés à partir de plugs réalisés sur les carottes prélevées au cours du forage des différents puits. Les carottes ont été prélevées dans l'Unité IV-4 (49 m environ), mais aussi l'Unité IV-3 inf. (98 m), l'Unité IV-1 (25 m), les unités IV-3 sup et IV-2 ayant été peu ou pas carottées (14 m sur ODZ-3 et 1bis seulement, aucune dans la IV-2). Sachant que (1) l'état de préservation des carottes sur le puits ODZ-1 bis est médiocre, (2) qu'un seul échantillon par mètre était disponible au mieux pour l'étude, il existe ainsi un biais d'échantillonnage, les échantillons étant majoritairement prélevés dans les unités stratigraphiques supérieures et généralement réservoir, et donc rarement au niveau des planchers glaciaires.

Les sédiments glaciaires étudiés sont des quartzites alternant avec des niveaux silteux plus ou moins argileux.

Les résultats majeurs de ces analyses sont les suivants :

- Les quantifications par analyses d'images montrent des faciès réservoir gréseux très représentés qui sont fortement compactés, soumis à des phénomènes de « pression dissolution » (ou compaction chimique), avec des grains présentant des contacts suturés concavo-convexes, et des microstylolites. Cette compaction est associée à la présence de tapissages d'illite, forme stable d'argile aux températures maximales atteintes comprises entre 120 à 160°C d'après les analyses sur inclusions fluides. Ces tapissages argileux sont quasi systématiquement localisés dans les unités sous les planchers glaciaires reposant sur substrat sableux.

- A l'inverse, les grès situés sous un plancher glaciaire sur substrat argileux ne présentent pas les mêmes caractéristiques. Dans les grès de l'Unité IV-4, situés au-dessus du dernier plancher glaciaire, les faciès pétrologiques présentent une compaction mécanique plus faible, avec des contacts normaux grains à grains, l'absence de tapissage argileux, une préservation de la porosité intergranulaire, mais qui est en partie obstruée par une cimentation de silice (surcroissance de quartz) variant de 1 à 27% du volume total de l'échantillon. Ces surcroissances se sont faites en plusieurs étapes comme l'attestent les images et les analyses faites par cathodoluminescence.

- Les faciès compactés apparaissent comme exportateur de silice (bilan matière négatif) vers les faciès sus-jacents cimentés, à porosité intergranulaire, « importateur » de silice. Cette répartition en deux faciès principaux dans les grès de l'Ordovicien, répartis de part et d'autre de planchers glaciaires sur substrat sableux, est interprétée comme le résultat de l'architecture sédimentaire et de la dynamique glaciaire ; il est ainsi suggéré que les tapissages argileux sont mis en place sous le glacier par la circulation des eaux de fonte, fortement chargées en éléments fins, dont des argiles, au sein d'un substrat sableux meuble, dépourvu d'argile, à l'origine poreux et perméable.

Journal of Sedimentary Research

Journal of Sedimentary Research, 2010, v. 80, 1068–1084
Research Article
DOI: 10.2110/jsr.2010.094

RELATIONSHIP BETWEEN DEEP DIAGENETIC QUARTZ CEMENTATION AND SEDIMENTARY FACIES IN A LATE ORDOVICIAN GLACIAL ENVIRONMENT (SBAA BASIN, ALGERIA)

FLORENT TOURNIER,[1,2] MAURICE PAGEL,[1] ERIC PORTIER,[2] IBTIHAL WAZIR,[1] AND NICOLAS FIET*[1]
[1]*Université de Paris-Sud, UMR CNRS-UPS IDES 8148, Campus d'Orsay, bâtiment 504, 91405 Orsay, France*
[2]*GDF SUEZ, DEP-NAD, Tour TI, 1 place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche, 92930 Paris La Défense Cedex, France*
e-mail: florent.tournier@gdfsuez.com

ABSTRACT: **Production of hydrocarbons from sandstone reservoirs is complicated by their diagenetic history. Although many aspects of sandstone diagenesis are well studied, the character and processes of glacial-associated diagenesis remain unknown. To address this problem, the origin, conditions, and timing of quartz cementation in glacial Ordovician sandstones of the Sbaa Basin, Algeria, were constrained on the basis of fluid-inclusion microthermometry, electron-microprobe data, and quantification by image analysis combined with optical and cathodoluminescence microscopic studies. Samples of the Cambro-Ordovician formations in the Sbaa Basin were investigated from four wells at burial depths between 2.0 and 2.5 km and at ambient temperatures between 110 and 130°C.**

Quartz cements range in abundance from 1 to 27% of bulk rock volume in all wells. Three separate phases of quartz cementation are readily distinguished by cathodoluminescence microscopy. The main silica sources are interpreted to be: dissolution of feldspar grains, intergranular quartz dissolution, stylolitization, and illitization of smectite. Fluid-inclusion data depths indicate that quartz overgrowths precipitated between 100 to 160°C. This range of temperature corresponds to the Visean–Namurian burial phase, according to the basin thermal history.

Image analysis demonstrates intergranular quartz dissolution (also called "pressure dissolution") in the presence of thin illite coatings around detrital quartz grains. These clay coatings were mechanically emplaced below the Ordovician ice sheet by pressurized meltwater circulation and subsequent fluid expulsion within sandy subglacial soft bedrock that was initially porous and permeable. Therefore, the subglacial bedrock lithology directly influenced quartz diagenesis because an increase in the content of clay matrix or the presence of an argillaceous layer can block the circulation of fluids flowing below the ice sheet, which prevents the formation of clay coatings. Quartz cements in this environment are favored in less compacted areas without clay coatings and with high porosity. The results of this study clearly illustrate the relationships among sedimentary facies, ice dynamics, and diagenetic architecture of the formation. These types of processes may control the porosity–permeability distribution in other glacial sandstone successions through quartz cementation and chemical compaction.

INTRODUCTION

In basins with siliciclastic sediments, a general trend of authigenic quartz cementation increasing with depth occurs in areas above temperatures of approximately 90°C (Ehrenberg 1990; Giles et al. 1992; Walderhaug et al. 2000). However, there is up to 30% variation in the abundance of authigenic quartz cementation within a given depth interval, as exemplified by Giles (1997) for the Permo-Carboniferous fluvio-glacial sands from the Middle East. In general terms, increased abundance of clay minerals is accompanied by a decrease in quartz cement. However, low amounts of illite at quartz grain-to-grain contacts could catalyze the process of quartz dissolution (Heald 1955; Weyl 1959; Sibley and Blatt 1976; Dewers and Ortoleva 1991; Renard et al. 1997; Fisher et al. 2000). As a result of these complications, it is necessary to investigate different sedimentary environments to fully understand and predict the alteration of porosity (and permeability) by quartz cementation in sedimentary units. No study has investigated the relationship between the sedimentary facies and the amount of quartz cementation in glacial or periglacial environments. A glacial depositional environment, with ice sheets that reach the sea, is an ideal study site because of the diverse sedimentary conditions and facies. The widespread glacial Ordovician Formation across North Africa is known for its lithofacies variability (Hirst et al. 2002) and low reservoir quality mainly due to high quartz cementation (Makhous 2000). The late Ordovician glacial strata in the Sbaa Basin of Algeria, the focus of this investigation, provide an illustrative example of relations between depositional facies and diagenetic character.

The objective of this study is to unravel the controls of glacial lithofacies on the observed variation of quartz cementation and other diagenetic patterns. A conceptual model for silica redistribution in glacially deposited sediments is proposed herein. This model is applied in the geological modelling of glacial Ordovician reservoirs in the studied field and its analogs.

* Present address: AREVA NP, Tour Areva, 1 place Jean Millier, 92084 Paris La Défense, France.

Copyright © 2010, SEPM (Society for Sedimentary Geology) 1527-1404/10/080-1068/$03.00

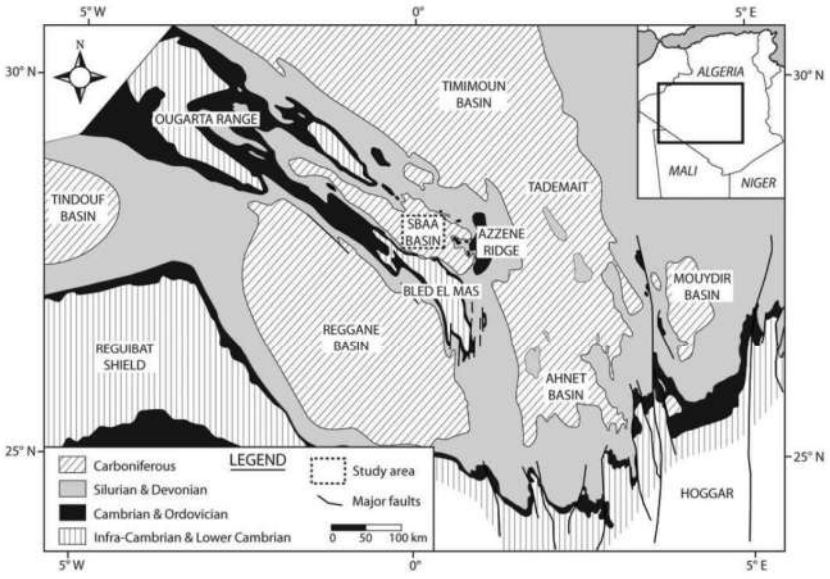


FIG. 1.—The Sbaa Basin, the focus of this study, is a broad syncline formed during the Hercynian Orogeny. Modified map from BEICIP (1996) and WEC (1995).

BACKGROUND GEOLOGY AND SAMPLE LOCATION

The Sbaa Basin is located on the Saharan platform in western Algeria. It is flanked to the north and the south by the Ougarta structures, which separate it from adjacent basins (Timimoun to the north and Reggane to the south), and to the east by Bled El Mas and Azzene highs (Fig. 1). The Sbaa Basin extends over 40,000 km^2, forming an NW–SE elongated basin. These Paleozoic accumulations (Cambrian to Carboniferous) change from south to north. The southern parts of the basin include several stratigraphic unconformities and a decrease in the thickness of the Paleozoic strata. The north parts, near the Timimoun Basin, exhibit a more complete and thicker succession (GDF SUEZ seismic data, confidential study). The Panafrican, Caledonian, Hercynian, and Alpine tectonic phases all influenced the basin (Fabre 1969, 1976; Beuf et al. 1971; Conrad 1981; Bumby and Guiraud 2005).

The present study focuses on the Cambro-Ordovician siliciclastic reservoir. This formation consists of massive sandstone layers (quartz arenites) with intercalated clay–siltstones, from fluviomarine to glacial origin (Beuf et al. 1971). The Cambrian succession (unit II) is dominated by fluvial- and tidal-channel deposits that form heterogeneous and immature sandstones (Beuf et al. 1971). The Ordovician succession is characterized by several major units (Beuf et al. 1971; Makhous 2000; Desaubliaux et al. 2005): (1) unit III, formed by the "Zone des Alternances" (tidal to subtidal), the El Gassi Clays (offshore), the Hamra Quartzites (subtidal), and the El Atchane Sandstones (subtidal to offshore); and (2) unit IV, divided into four subunits (IV.1, IV.2, IV.3, and IV.4) that correspond to two major phases of the Hirnantian glaciation (IV.1–IV.2 and IV.3–IV.4). Silurian black shales cover unit IV, and form both the source rock and the seal of this petroleum system (GDF SUEZ, confidential study). For the unit IV glacial deposits, the focus of this study, Laratte (2007) and GDF SUEZ (confidential study) defined the following sedimentary facies associations: (AF1) ice-contact deposits; (AF2) channel deposits; (AF3) proximal lobe deposits; (AF4) distal lobe deposits; and (AF5) distal and lateral glaciomarine deposits.

Samples investigated in this study are derived from four cored wells (A, B, C, and D) in a field of the Sbaa Basin (confidential data from GDF SUEZ and Sonatrach companies). The distance between these wells ranges from 2 to 3 km. Cored intervals from units II and IV help frame the stratigraphic correlations among the wells, constrain well log-core calibration, and form the basis for the interpretation of sedimentary facies (illustrated in Figure 2). These data are hung on the Silurian–Ordovician boundary, which is easily visualized on well logs because the Silurian black shale is much more radioactive. The geothermal gradient is currently 42°C/km, and temperatures in the Ordovician reservoir are approximately 110 to 130°C (2,000 to 2,500 m depth).

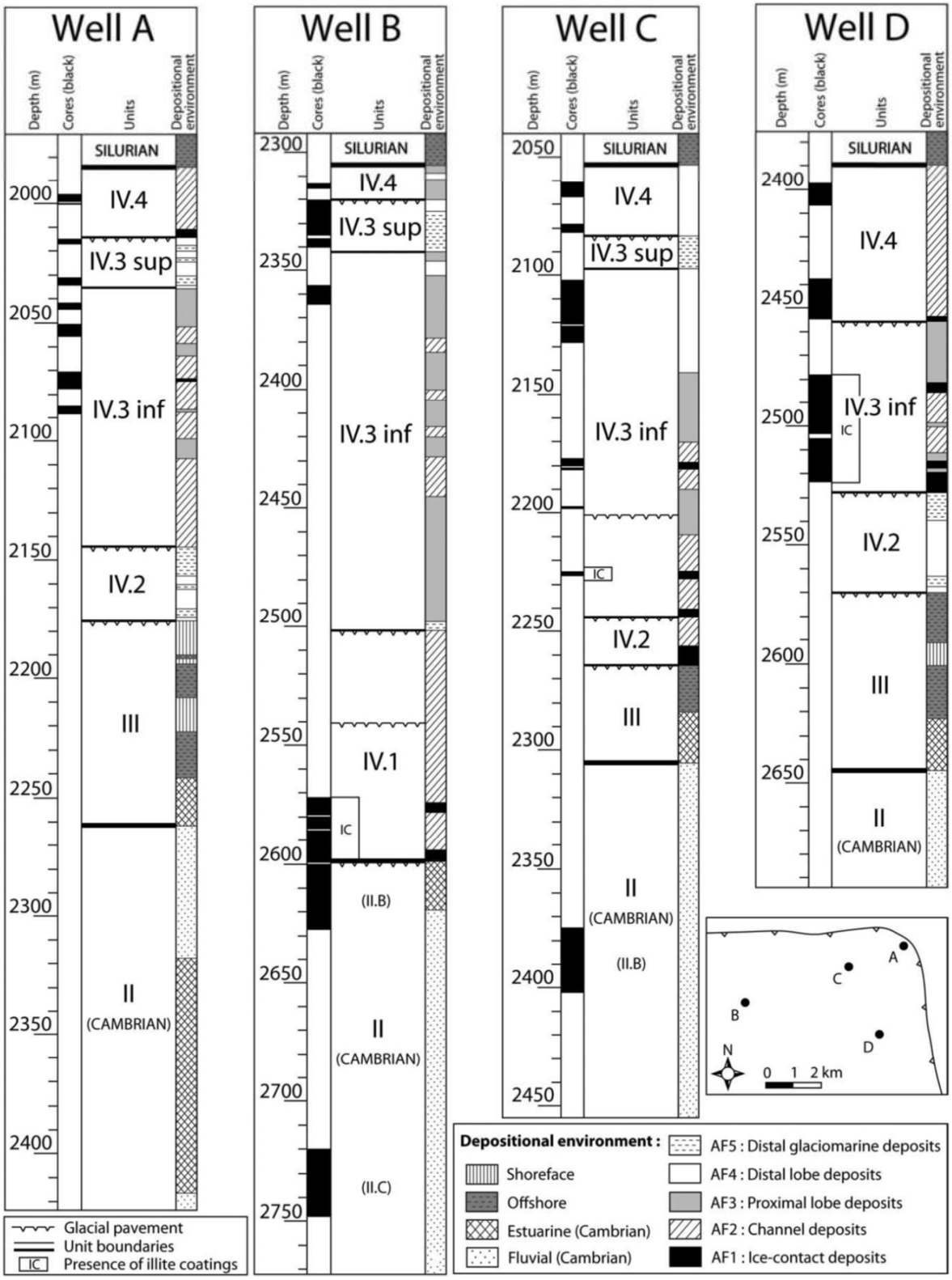
ANALYTICAL METHODS

One hundred and nine polished thin sections impregnated with blue-dyed epoxy were prepared from drill-core samples from wells A, B, C, and D. Four photomicrographs per thin section were captured in transmitted light with a digital CCD camera (QICAM-12bit) mounted on a binocular microscope and used for porosity quantification. To quantify quartz overgrowths and intergranular quartz dissolution, four photomicrographs per thin section were acquired in transmitted light and cathodoluminescence (CL) with a Technosyn Cathodoluminescence Unit Mk II mounted on a Nikon Labophot microscope with a QICAM-12bit camera. Exposure time was set to 7 s with an accelerating voltage of 12–14 kV and a gun current of 400–450 mA.

The photomicrographs were analyzed with JMicroVision© (Roduit 2006; Version 1.2.5) image-analysis software. The porosity, which is represented by blue in the impregnated thin sections, was quantified by colorimetric analysis from the images captured in transmitted light (four images per sample; magnification 7×). Rounded pores were classified as dissolution pores. The intergranular porosity was obtained by subtracting dissolution porosity from total visual porosity. The proportion of quartz cement was quantified from images obtained with CL microscopy by tracing polygons around the quartz overgrowths. The polygon areas were then determined. The volume of silica lost by intergranular quartz dissolution was obtained following the method of Houseknecht (1984), which allows estimation of the area of quartz grains dissolved.

Some rock fragments were examined under scanning electron microscope (SEM), in secondary electron imaging using a Philips XL30, equipped with a GE Energy Dispersive Spectrometer (EDS). An accelerating voltage of 15 kV was used, at a beam current of 1.5 nA. The images presented are from carbon-coated samples.

The fluid-inclusion study was performed following the methods of Goldstein and Reynolds (1994). Microthermometric measurements were


Well A
Depth (m)
Cores (black)
Units
Depositional environment
SILURIAN
IV.4
IV.3 sup
IV.3 inf
IV.2
III
II
(CAMBRIAN)
2000
2050
2100
2150
2200
2250
2300
2350
2400
Well B
2300
2350
2400
2450
2500
2550
2600
2650
2700
2750
IV.1
IC
(II.B)
(II.C)
Well C
2050
2100
2150
2200
2250
2300
2350
2400
2450
(II.B)
Well D
2400
2450
2500
2550
2600
2650
Glacial pavement
Unit boundaries
Presence of illite coatings
Depositional environment :
Shoreface
Offshore
Estuarine (Cambrian)
Fluvial (Cambrian)
AF5 : Distal glaciomarine deposits
AF4 : Distal lobe deposits
AF3 : Proximal lobe deposits
AF2 : Channel deposits
AF1 : Ice-contact deposits
A
B
C
D
N
0 1 2 km

conducted on polished thick sections (100 µm) from wells C and D and polished thin sections from well A, using a fluid heating-freezing stage (Linkam MDS600) attached to a Leica DM2500 microscope. The stage was calibrated with the homogenization temperature of pure standard H_2O inclusions.

The aluminum content of detrital and authigenic quartz was determined at Camparis laboratory (Université Paris VI, France), using a Cameca SX100 electron microprobe (acceleration voltage of 15 kV, sample current of 200 nA, spot size of 1 µm, counting time 100 s). Standards used for each element were diopside for Si, orthoclase for Al and K, and Fe_2O_3 for Fe.

RESULTS

Petrographic Characteristics of the Succession

The Cambrian succession (units II.B and II.C) consists of fine- to medium-grained, poorly sorted sandstones. These sandstones are composed of 60–75% detrital quartz grains (on average), and only unit II.C contains partially dissolved detrital K-feldspars, mainly microclines (1–8%). Clay content is highly variable, ranging from 1 to 15%, and is principally represented by detrital and authigenic pore-filling illite. Some diagenetic carbonates are also present in abundances ranging from 0 to 4% (calcite and pure or magnesian siderite). Other minerals are present in minor amounts (< 3%), including altered muscovite and pyrite (Table 1).

The glacial Ordovician succession (unit IV) consists of sandstones with variable textures, detrital components, and diagenetic features (Table 1). The glacial units which have been cored (IV.1, IV.3 and IV.4) have the following petrographic characteristics:

(1) Unit IV.1 (encountered only in well B during this study) consists of fine- to medium-grained, poorly sorted quartz arenites with 85% detrital quartz and no feldspar. Illite is present in low amounts, mainly as thin tangential clay coatings around detrital quartz grains (Fig. 3A, B, C, D).

(2) Unit IV.3 includes glacial deposits in its lower part (IV.3 inf.) and distal periglacial deposits in its upper part (IV.3 sup.). Glacial deposits of the lower part belong to various sedimentary facies associations (AF1 to AF4), which result in a marked textural variability within the succession. Sandstones are typically fine to medium grained, and sorting is extremely variable. Mineralogical composition of these sandstones is dominated by detrital quartz, but muscovite, pyrite, and heavy minerals are also present. Low amounts of illite occur mainly as pore fillings, pore linings, or pseudomorphous replacements. Diagenetic features of unit IV.3 inf. vary among the studied wells. For example, in well B, the top of unit IV.3 inf. exhibits a late calcite cement, whereas other studied wells contain no calcite in the same stratigraphic interval. Unit IV.3 inf. exhibits the same diagenetic facies in well D as unit IV.1 in well B, with tangential illite coatings around detrital quartz grains (Fig. 4D, G, H). In well D, fluidized deformation and sediment rearrangement are apparent in the cores of unit IV.3 inf. (Fig. 3E).

(2) Periglacial deposits of unit IV.3 sup. show similar features between wells. These deposits consist of siltstones with an argillaceous matrix composed of 20 to 30% illite, with very fine quartz grains and many muscovite plates. Some carbonates (calcite and pure or magnesian siderite) are also present in low amounts.

(3) The last glacial phase deposited (unit IV.4) is composed of very fine- to medium-grained, poorly to well sorted sandstones, and includes the sedimentary facies associations AF2, AF3, and AF4. These sandstones are dominated by detrital quartz. Low amounts of illite, muscovite, pyrite, heavy minerals, and kaolins also occur. Illite occurs mainly as a pore-filling and pore-lining mineral. Illite coatings are always absent in this unit (Fig. 2).

The glacial Ordovician succession (unit IV) has lost all detrital feldspars because of dissolution during burial: rounded pores equivalent in size to nearby quartz grains are observed (Fig. 4E, F), which were probably formed as a consequence of dissolution of detrital feldspars.

Stylolite abundance is variable throughout the Ordovician sandstones (1 to 10 stylolites per meter; Panien 2008). The distance to nearest stylolite was reported for each sample of well C between 2,060 and 2,120 m (see Data Archive for Appendix Table A1, URL in Acknowledgments section).

Cathodoluminescent Characteristics of Diagenetic Phases

Authigenic quartz forms overgrowths around detrital quartz grains throughout the studied wells, but distribution of authigenic quartz is heterogeneous. The thickness of the overgrowths varies mainly between 20 and 50 µm but can exceed 150 µm. The contact between detrital grains and their associated overgrowths is often delineated by solid particles and fluid inclusions. Three separate phases of quartz cement are readily distinguished by CL microscopy (Fig. 4A, B). Two of these phases (Q1 and Q2) always occur together.

Q1 exhibits a dull, dark bluish-purple luminescence and forms early, thin overgrowths around detrital quartz grains. Q2 is characterized by a distinct brownish luminescence and develops as large euhedral overgrowths, which commonly overlie Q1 overgrowths or detrital surfaces without Q1. The Q1 and Q2 overgrowths do not grow in dissolution pores (Fig. 4E). The Q3 phase is characterized by a dark bluish to brownish luminescence with no clear or systematic CL zonations. This phase generally fills intergranular porosity, forming large zones of quartz cement. Some Q3 overgrowths extend into dissolution pores of Ordovician sandstones (Fig. 4F).

CL microscopy enhanced visualization of intergranular quartz dissolution. Contacts between detrital quartz grains are mostly concavo-convex, except at some levels with high intergranular quartz dissolution, illustrated by sutured grains.

Quantification of Quartz Cement

Samples of wells B, C, and D were analyzed to determine the proportion of quartz cement in the rock. Among the 100 samples, 10 samples could not be sufficiently visualized in CL microscopy, due to very fine grain size that prevented a clear distinction between detrital and authigenic quartz. The mean proportion of quartz cement was determined by analysis of four images per sample using JMicroVision© software, and ranged from 1 to 27%. Results are consistent among images from a given sample; the standard deviation among the four image analyses per sample varies from 0.1 to 7%, with a mean value of 1.9%. The proportion of quartz cement is equal to the total area of all quartz overgrowth phases divided by the total area of the studied image (Fig. 5; see Data Archive

←

FIG. 2.—Cambro-Ordovician stratigraphy within wells A, B, C, and D. Glacial Ordovician units (IV.1, IV.2, IV.3, and IV.4) are characterized by glacial pavements (erosion surface) at their bases. Spatial and temporal distribution of glacial depositional environments (AF1 to AF5: proximal to distal) vary rapidly. The presence of illite coatings from thin-section observations is reported in this figure.

for Appendix Table A2). The Q1 and Q2 phases were measured separately for 13 samples to estimate the proportion of each phase.

The proportion of quartz cement is highly variable within and among wells. For example, proportion of quartz cement in well B ranges from 4 to 27%. Unit IV.3 is strongly cemented by quartz (16–27%) unlike unit IV.1 (4–10%). Intermediate values (10–18%) occur in unit II (Cambrian). The quartz cement phases of unit IV.3 include Q1 and Q2, whereas units IV.1 and II are cemented by the Q3 phase. Likewise, samples from well C exhibit a relatively high proportion of quartz cement (12–26%), except for a sample (2%). In this well, unit IV.4 is more cemented by quartz than unit IV.3 (mean proportion of quartz cement is 22% in unit IV.4 versus 13% in unit IV.3). The Q3 phase develops at the base of unit IV.3 and within unit II. The mean proportion of quartz cement in samples from well D is 19% in unit IV.4, compared to 9% in unit IV.3. The Q1 and Q2 phases are present only in unit IV.4, whereas the Q3 phase occurs in unit IV.3. In the three wells, the proportion of Q1 decreases with depth. The Q1 and Q2 phases coexist in similar proportions near the top of the Ordovician succession. The proportion of Q1 decreases gradually with increasing depth to 1–10% of the total quartz cementation (Fig. 5).

The distance to nearest stylolite was plotted against proportion of quartz cement for each sample of well C between 2,060 and 2,120 m, for which precise depths for all stylolites were reported (Fig. 6; see Data Archive for Appendix Table A1). Samples located 10 cm or less from a stylolite contain 16–26% of quartz cements, and only 13–15% when the closest stylolite is more than 10 cm distant (Fig. 6).

Quantification of Intergranular Quartz Dissolution

In this study, the term "intergranular quartz dissolution" instead of "pressure dissolution" is used given that factors other than pressure are important in controlling the magnitude of dissolution, including the presence of illitic clay and temperature (Bjørkum 1996; Oelkers et al. 1996; Worden and Morad 2000). Also, the term "chemical compaction" defines both intergranular quartz dissolution and stylolitization.

Intergranular quartz dissolution was quantified on samples from wells B, C, and D using CL images. Intergranular quartz dissolution occurred at contacts between detrital quartz grains. The grain surface dissolved can be estimated by the shape of the contact (Houseknecht 1984) (Fig. 7A, B), but only with rounded detrital grains. CL observations illustrate that detrital grains are mainly subrounded to rounded for the majority of the studied samples, suggesting that this method is appropriate. Standard deviation of intergranular quartz dissolution measured on the four images per sample varies between 0.1% and 2.3%, with a mean value of 0.5% for all samples.

Intergranular quartz dissolution varies among wells (Fig. 8). For example, it ranges from 0.2 to 10% in well B. Quartz dissolution is low or absent in unit IV.3 but increases in unit IV.1 and then decreases abruptly between the base of unit IV.1 (7%) and the top of unit II (1%). Samples from well C exhibit very low intergranular quartz dissolution (on average 1%), except for three samples between 2,225 and 2,226 m where intergranular quartz dissolution ranges from 4 to 13%. In well D, intergranular quartz dissolution is very low in unit IV.4 (on average 1%) and strongly increases in unit IV.3, with a mean value of 7% (Figs. 4C, D, 8).

These results illustrate that intergranular quartz dissolution can dramatically vary locally and is not related solely to depth. The transition between zones of low and high intergranular quartz dissolution can be sharp. This transition corresponds systematically to a boundary between two glacial sequences, and a glacial erosion surface (glacial pavement) (Fig. 8; see Data Archive for Appendix Table A2).

Quantification of Porosity

In well B, total porosity varies between 0 and 14% (see Data Archive for Appendix Table A2). All sedimentary units in this well include similar

TABLE 1.—*Modal composition of major components (vol. %) for samples from wells B, C, and D.*

Unit / number of samples	Well B												Well C										Well D									
	IV.3 sup. (n = 3)			IV.3 inf. (n = 2)			IV.1 (n = 9)			II.B (n = 6)			II.C (n = 3)			IV.4 (n = 9)			IV.3 inf. (n = 23)			II.B (n = 2)			IV.4 (n = 21)			IV.3 inf. (n = 22)		
	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean
Detrital quartz	40.1	53.4	48.2	39.1	65.4	64.1	80.1	91.0	85.2	70.7	76.8	77.3	56.7	64.4	58.5	63.2	70.7	67.5	61.7	91.2	73.9	68.2	69.2	68.7	59.6	76.7	65.0	71.6	90.0	83.9
Detrital feldspars	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	8.3	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Detrital micas	2.3	13.0	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.3	0.0	0.3	0.1	0.3	2.0	1.0	0.0	1.0	0.3	0.0	1.3	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.2	0.0	0.3	0.0
Heavy minerals	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.7	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	1.0	0.1
Clay minerals	22.0	27.0	23.8	0.3	1.0	0.7	1.0	6.3	1.7	0.7	3.7	1.9	8.0	15.0	10.4	1.3	6.0	4.1	0.3	12.0	4.8	3.3	7.7	5.5	1.7	11.7	6.9	1.3	9.0	3.7
Titane oxide	0.0	3.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	1.0	0.0	1.0	0.3	0.3	1.3	0.8	0.0	1.0	0.4	0.0	1.7	0.3	0.0	0.7	0.4	0.0	2.3	0.4	0.0	2.7	0.7
Pyrite	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	1.7	0.6	0.3	3.0	1.0	0.3	0.3	0.3	0.3	1.3	0.5	0.3	3.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.0	1.0	0.2	0.3	1.3	0.5
Quartz cements	15.5	15.5	15.5	24.7	26.9	25.8	3.7	10.0	6.9	11.5	17.7	14.6	9.5	9.5	9.5	19.2	25.8	22.3	1.6	18.7	13.6	14.1	22.5	18.3	12.3	24.1	18.7	4.0	19.4	8.8
Calcite	1.0	3.7	2.2	1.0	8.0	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	4.3	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Siderite	0.0	4.3	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.2	0.0	0.0	0.0	1.7	3.7	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
Bitumen	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Visual porosity	0.0	2.0	1.0	3.8	5.3	4.6	2.8	7.1	4.0	1.3	8.2	4.8	8.8	13.7	11.1	0.9	5.9	3.3	0.5	12.1	6.3	4.6	9.2	6.9	0.2	16.7	8.4	0.8	5.8	2.4
Dissolution porosity																-	-	-	0.3	5.7	2.8	-	-	-	0.1	10.7	3.6	-	-	-
Intergr. quartz dissolution	-	-	-	0.2	0.3	0.2	3.2	10.0	5.7	0.9	1.4	1.1	0.9	1.1	1.0	0.3	0.7	0.5	0.4	12.7	1.7	2.0	2.2	2.1	0.3	1.1	0.7	1.0	13.2	6.8
Grain size (µm)	38	59	48	113	141	127	97	226	165	168	226	201	168	234	210	92	199	152	119	304	198	201	360	280	94	491	224	139	443	263

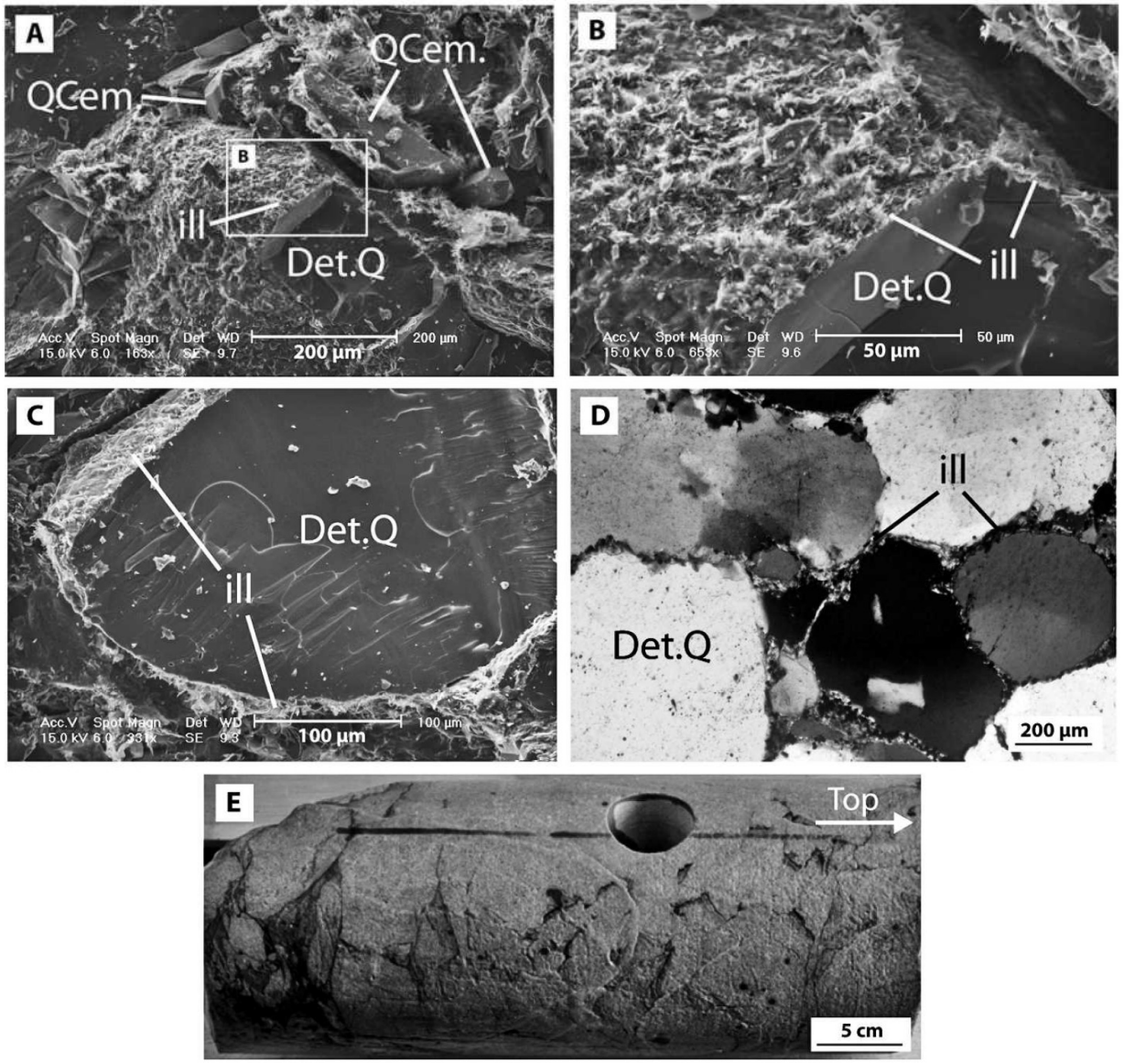
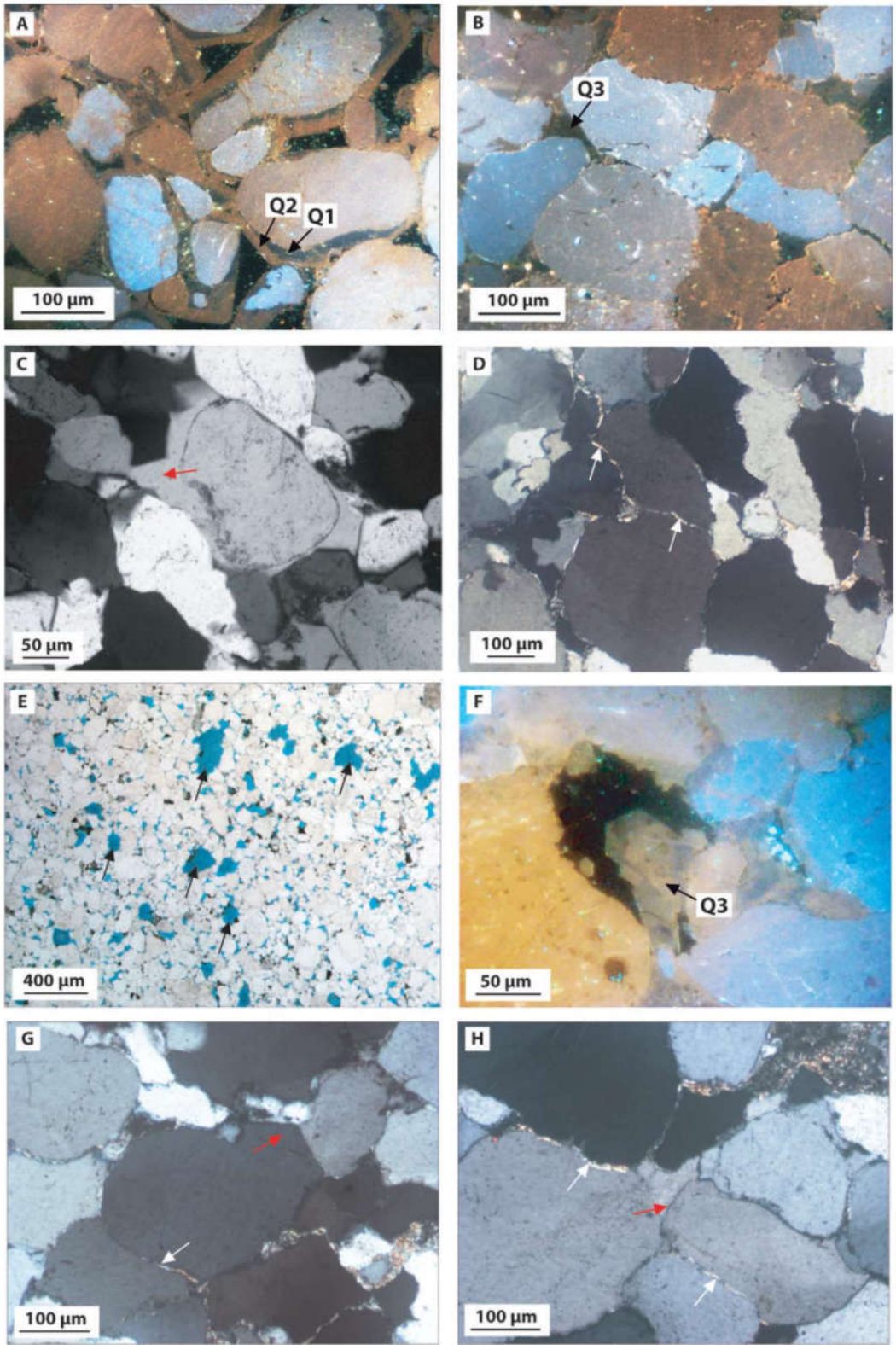


FIG. 3.—**A, B)** Sample from well B, 2,575.75 m (unit IV.1), with thin tangential illite coatings (ill) around detrital quartz grain (Det.Q). The central detrital quartz grain is broken, allowing the observation of its surface coated by illite, in three dimensions. Quartz cements (QCem.) are not coated by illite; their surfaces are clean; SEM images. **C)** Sample from well B, 2,575.75 m (unit IV.1), with a broken surface of detrital quartz grain (Det.Q). The quartz grain is coated by illite (ill) around its original surface; SEM image. **D)** Sample of well C, 2,225.60 m (unit IV.3 inf.), with illite coatings around detrital quartz grains. Quartz grains are sutured (intergranular quartz dissolution); crossed polars. **E)** Core from well D, 2,522 m (unit IV.3 inf.), with fluidized deformation and sediment rearrangement. Sedimentary structures are completely deformed or erased.

porosity ranges, except for the very low porosity of unit IV.3 sup. Well C is similar, with porosity values that range from 0 to 12%, with higher porosity in unit IV.3 inf. than in unit IV.4. However, samples from well D exhibit higher porosities in unit IV.4 (8.5%) than unit IV.3 (2.5%).

Fluid Inclusions

A survey of 130 samples revealed that two-phase fluid inclusions within quartz cements are generally too small to be analyzed. In spite of this, ten samples from wells A, B, and C rich in two-phase aqueous fluid inclusions (Fig. 9) provided for determination of 354 homogenization temperatures (T_h). Aqueous fluid inclusions homogenized to the liquid phase yielded T_h values ranging from 97 to 157°C (Fig. 10; see Data Archive for Appendix Table A3). For each well, the data exhibit a unimodal normal distribution. Mean T_h is 112 ± 9°C (n = 76) for well A, 126 ± 12°C (n = 150) for well C, and 138 ± 8°C (n = 128) for well D. T_h values of fluid inclusions located at the detrital grain / Q1 boundary range from 97 to 119°C for wells A and C, with a mean value of 106 ± 6°C (n = 19).


A
Q2
Q1
100 µm
B
Q3
100 µm
C
50 µm
D
100 µm
E
400 µm
F
Q3
50 µm
G
100 µm
H
100 µm

T_h values range from 98 to 137°C (mean value of 119 ± 9°C) in quartz overgrowths (Q1 and Q2, not differentiated) in sandstones with low intergranular quartz dissolution, and from 106 to 126°C within quartz-cemented microfractures. T_h values range from 114 to 157°C with a mean value of 136 ± 9°C for the sandstones with high intergranular quartz dissolution of wells C and D, and also for Cambrian sandstones of well C that contain only Q3 phase.

Aluminum Content in Quartz Cements

Aluminum content was determined with an electron microprobe in five samples from wells B, C, and D (Fig. 11; see Data Archive for Appendix Table A4), in the direction of growth from detrital grain to overgrowth. In detrital grains and the Q2 phase, Al contents are less than 200 ppm (average of 50 ppm). In the Q1 phase, Al contents are notably higher, with a mean value of 575 ppm. However, Al contents are highly variable in the Q3 phase and range between 50 and 1,000 ppm (average of 400 ppm).

DISCUSSION

The results of this study clearly demonstrate that quartz cementation and intergranular quartz dissolution are highly variable in the glacial Ordovician reservoir of the Sbaa Basin. In order to explain the cause(s) of this variability, the origin, conditions, and timing of each quartz cement phase are discussed below. The role of glacial lithofacies architecture on early subglacial processes is also investigated, to understand why intergranular quartz dissolution increases below specific glacial pavements. In another way, the influence of quartz diagenesis on reservoir quality is approached by quantifying the relative importance of quartz cementation and intergranular quartz dissolution to reduction of porosity.

Timing of Quartz Cementation

Fluid inclusions exhibit homogenization temperatures ranging from 97 to 157°C. The pressure correction for T_h is assumed to be negligible due to the presence of dissolved methane (Hanor 1980) in this methane-rich gas reservoir. Fluid inclusions located at boundaries between detrital grains and overgrowths have a mean T_h value of 106 ± 6°C, which reflects the beginning of quartz cementation. However, quartz cementation most likely started at temperatures slightly below the minimal T_h (97°C), inasmuch as quartz cement precipitation would need to reach a certain volume before inclusions could be trapped by quartz (Walderhaug 1990). The mean T_h increases from the detrital grain-overgrowth boundary toward the margin of the quartz overgrowth (106 to 119°C), which probably reflects progressive cementation with burial. Furthermore, the T_h values increase from the Q1 and Q2 phases to the Q3 phase (average of 119 to 136°C), with a peak of 157°C in the Q3 phase. The thermal history profile of the Sbaa Basin for well C (Fig. 12) suggests that quartz cementation most likely occurred during the Visean–Namurian burial phase, before the Hercynian uplift (340 to 320 Ma).

Sources of Quartz Cement

For the sandstones investigated in this study, internal silica sources that could produce significant amounts of quartz cements at temperatures above 100°C include feldspar dissolution (Siever 1957; Rezaee and Tingate 1997), quartz dissolution at grain contacts, and quartz dissolution along stylolites (Heald 1955; Houseknecht 1988; Walderhaug 1994). The principal potential source of external silica is clay-mineral reactions in shales (Boles and Franks 1979).

The volume of silica released by K-feldspar dissolution is difficult to quantify. Indeed, the total amount of feldspar that experienced dissolution may be impossible to estimate petrographically, due to the destruction of diagnostic textures during sediment compaction and cementation (Wilkinson et al. 2001). A few samples (well C, top of unit IV.3 inf.; and well D, top of unit IV.4) contain partially preserved secondary porosity, which represents approximately 3 to 10% of the bulk rock volume (average of 5%). Therefore, the contribution from K-feldspar dissolution could supply only a minor proportion of silica for quartz overgrowths.

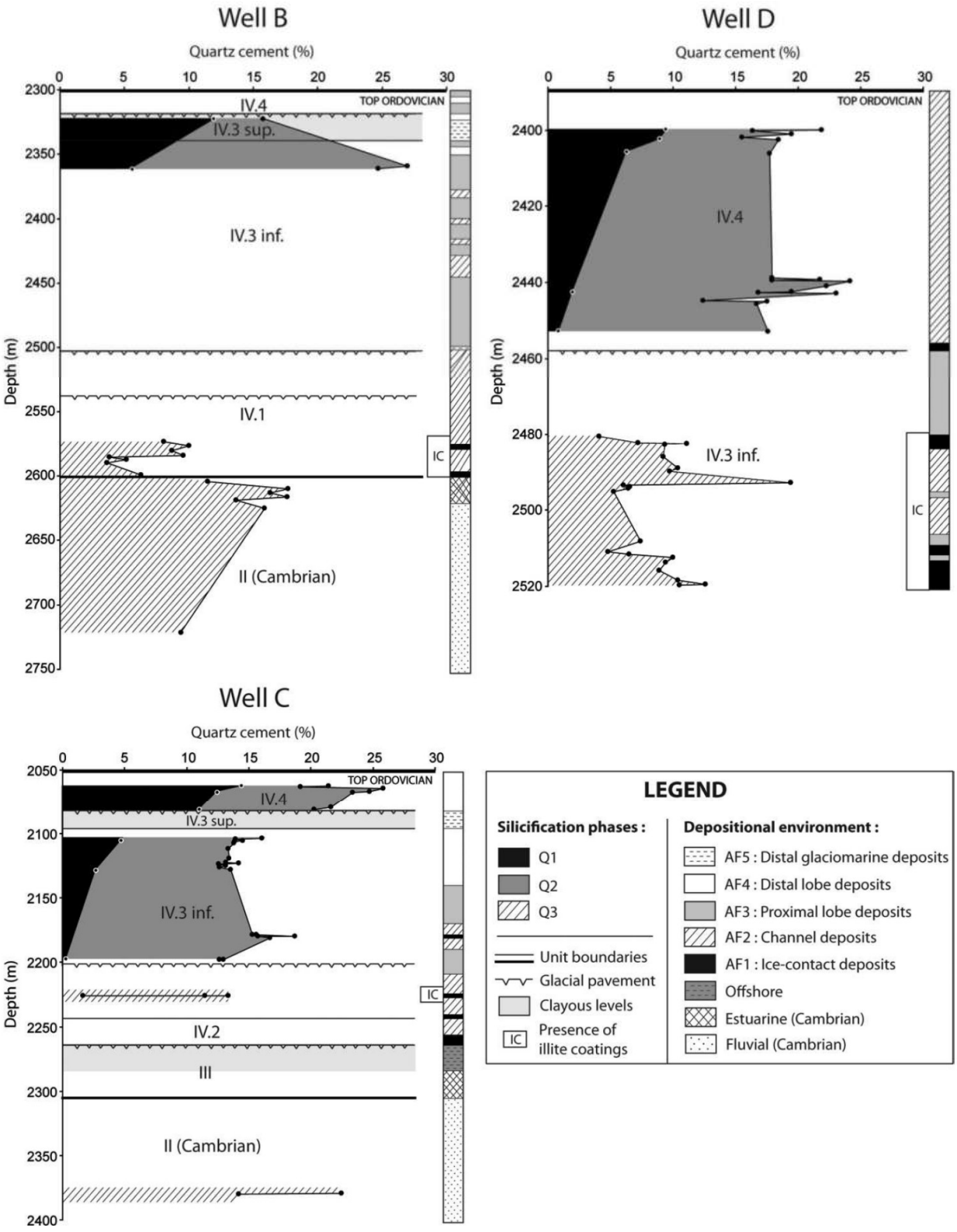
Quantification of intergranular quartz dissolution provides an estimate of the silica volume released by this reaction (1–13% of the whole rock). According to Houseknecht (1984, 1988), the conventional silica import-export diagram compares the amount of quartz cement to the silica source. This diagram is generally applicable to quartz arenites, and therefore it was used on data obtained during this study (Fig. 13). For well B, unit IV.1 exhibits a balanced silica budget, whereas units IV.3 and II show a net import of silica. Well C is strongly cemented and is a silica importer principally, except for samples located at the base of unit IV.3 that are silica balanced or exporters. In well D, unit IV.4 is clearly a silica importer, whereas unit IV.3 exhibits a balanced silica budget. In general, there is a negative correlation between the proportion of quartz cement and intergranular quartz dissolution.

The amount of quartz dissolved at stylolites is difficult to estimate. Stylolite abundance is variable throughout the Ordovician sandstones (1 to 10 stylolites per meter; Panien 2008). A relation exists between quartz cementation and the distance to nearest stylolite (Fig. 6). It emphasizes the role of stylolites as a silica source in Ordovician sandstones of the Sbaa basin. Walderhaug and Bjørkum (2003) have observed the same trend between both variables for Jurassic quartz arenites from the Barents Sea. However, their quartz cementation values are always 8 ± 2% lower than in our study, for the same values of distance to nearest stylolite (Fig. 6). In the Jurassic quartz arenites from the Barents Sea, stylolitization is the only silica source (Walderhaug and Bjørkum 2003), whereas in our study multiple silica sources exist. The higher quartz-cementation values observed in the Ordovician sandstones are probably related to additional silica sources (intergranular quartz dissolution, feldspar dissolution, and illitization of smectite).

Illitization of smectite clays could also provide silica for reprecipitation as quartz cement (Leder and Park 1986). A thick succession of Silurian shales directly overlies the Ordovician reservoir. These shales could constitute a potential source of silica if sufficiently rich in detrital smectite

←

FIG. 4.—Petrographic characteristics of illustrative samples. **A)** Sample from well D, 2,406 m (unit IV.4), with Q1 and Q2 phases in an interval with low intergranular quartz dissolution; CL image. **B)** Sample from well D, 2,510.75 m (unit IV.3 inf.), with Q3 phase in sandstones with high intergranular quartz dissolution; CL image. **C)** Sample from well D, 2,439.6 m (unit IV.4), with abundant quartz cement in an interval with low intergranular quartz dissolution; crossed polars. **D)** Sample from well D, 2,482.25 m (unit IV.3 inf.), with thin illite coatings (white arrows) in a unit with high intergranular quartz dissolution; crossed polars. **E)** Sample from well C, 2,105.65 m (unit IV.3 inf.), with well developed dissolution porosity (black arrows); transmitted light. **F)** Sample from well D, 2,519.50 m (base of unit IV.3 inf.), with a quartz overgrowth (Q3 phase) precipitated in a dissolution pore; CL image. **G, H)** Sample from well D, 2,482.25 m (unit IV.3 inf.), with illite coatings around detrital quartz and high intergranular quartz dissolution (white arrows). Where illite coatings are absent at the surface of the original detrital grain, quartz overgrowths are well developed (red arrows); crossed polars.


Well B
Quartz cement (%)
0 5 10 15 20 25 30
TOP ORDOVICIAN
IV.4
IV.3 sup.
IV.3 inf.
IV.1
IC
II (Cambrian)
Depth (m)
2300 2350 2400 2450 2500 2550 2600 2650 2700 2750
Well D
Quartz cement (%)
TOP ORDOVICIAN
IV.4
IV.3 inf.
IC
2400 2420 2440 2460 2480 2500 2520
Well C
Quartz cement (%)
TOP ORDOVICIAN
IV.4
IV.3 sup.
IV.3 inf.
IC
IV.2
III
II (Cambrian)
2050 2100 2150 2200 2250 2300 2350 2400
LEGEND
Silicification phases :
Q1
Q2
Q3
Unit boundaries
Glacial pavement
Clayous levels
IC Presence of illite coatings
Depositional environment :
AF5 : Distal glaciomarine deposits
AF4 : Distal lobe deposits
AF3 : Proximal lobe deposits
AF2 : Channel deposits
AF1 : Ice-contact deposits
Offshore
Estuarine (Cambrian)
Fluvial (Cambrian)

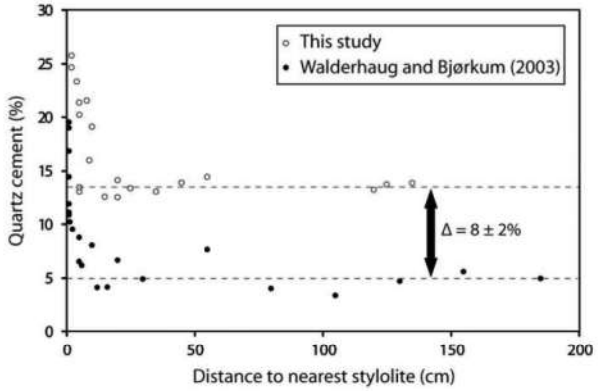


FIG. 6.—Quartz cement proportion as a function of distance to the nearest stylolite. A comparison of our data with Walderhaug and Bjørkum (2003) data for Jurassic quartz arenites from the Barents Sea is presented. The same trend is observed in both studies, but quartz cementation is always higher (8 ± 2%) in glacial Ordovician sandstones.

(Makhous 2000). Another potential level for the illitization of smectite is the argillaceous unit IV.3 sup.

The Q1 and Q2 phases represent a total proportion of quartz cement ranging between 12 and 27% of the rock. Both phases predate feldspar dissolution, as dissolution pores are enclosed by Q1 and Q2 overgrowths. Possible sources for Q1 and Q2 are illitization of smectite, quartz dissolution at grain contacts, and quartz dissolution at stylolites. Stylolitization is most likely the main silica source for Q1 and Q2, in that quartz cementation (Q1 + Q2) increases with decreasing distance from nearest stylolite (Fig. 6). The increase in Q1 proportion close to the base of the Silurian shales and near the argillaceous unit IV.3 sup. is probably related to the contribution of clay reactions as a source of silica. However, the extent to which shale diagenesis is an isochemical process or involves significant mass transfer is subject to debate (Evans 1990; Bloch and Hutcheon 1992; Awwiller 1993; Wintsch and Kvale 1994; Sutton and Land 1996; Totten and Blatt 1996).

The Q3 phase in Ordovician sandstones averages 8.5% of the rock and must postdate feldspar dissolution because it extends into dissolution pores (Fig. 4F). Furthermore, Q3 is most developed in sandstones with high intergranular quartz dissolution, where quartz dissolution can release 6.5% silica on average. If only feldspar dissolution and intergranular quartz dissolution are considered as silica sources for the Q3 phase, the silica liberated by both reactions is greater than mean quartz-cement proportion. Indeed, the volume of dissolved quartz at grain contacts is often higher than quartz-cement proportion within the same sample (Fig. 13). Sandstones with high intergranular quartz dissolution were mainly silica exporters because sites for quartz precipitation were rare due to grain coatings (Fig. 4G, H) and reduced porosity due to compaction. Therefore, the silica produced in sandstones with high intergranular quartz dissolution could be transported to more distant sites by fluid movement due to compaction, which most likely contributed to Q1 and especially Q2 precipitation.

Cambrian sandstones are cemented by the Q3 phase. Partially dissolved detrital K-feldspars are replaced by Q3 phase, and stylolites are very abundant (10 to 40 stylolites per meter). The main silica sources in Cambrian sandstones are then probably feldspar dissolution and stylolitization, although intergranular quartz dissolution and illitization of smectite probably also contributed to a lesser degree.

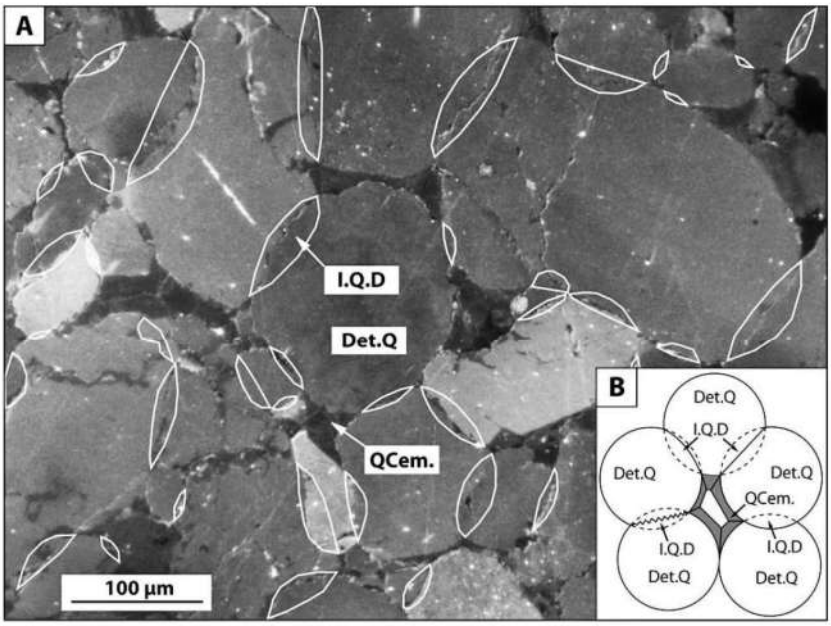
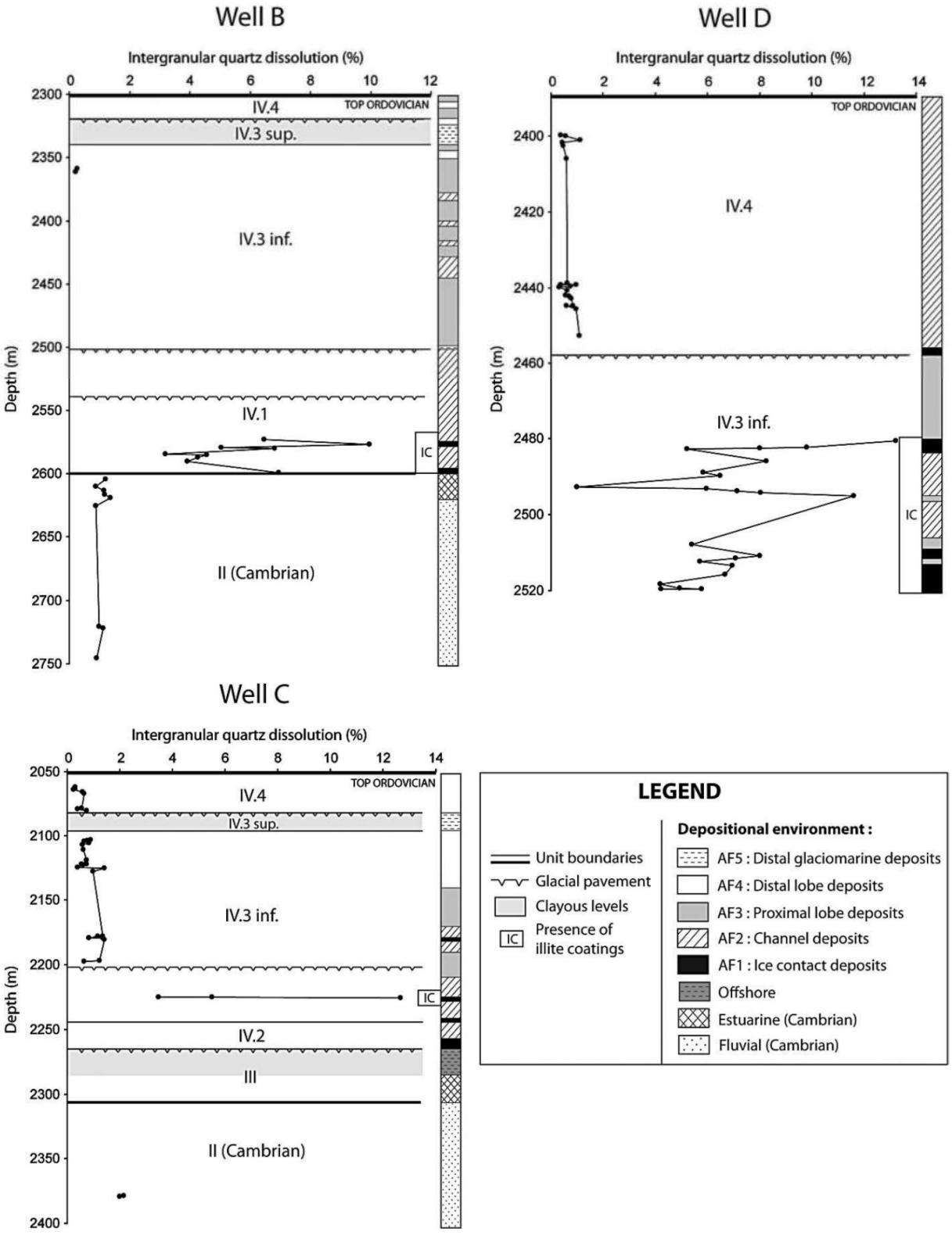


FIG. 7.—Method for estimating the extent of intergranular quartz dissolution. **A)** White lines outline areas of grain surfaces dissolved. The amount of intergranular quartz dissolution in this example is approximately 8%. **B)** Schematic illustration of the estimation method for intergranular quartz dissolution (Houseknecht 1984). Det.Q = detrital quartz; QCem. = quartz cement; I.Q.D = intergranular quartz dissolution.

←

FIG. 5.—Variations in total quartz cement proportion (% of whole rock) and different quartz cement phases in wells B, C, and D. The Q3 phase develops where illite coatings are present and in unit II (Cambrian). Total quartz cementation is lower where illite coatings are present.


Well B
Intergranular quartz dissolution (%)
TOP ORDOVICIAN
IV.4
IV.3 sup.
IV.3 inf.
IV.1
IC
II (Cambrian)
Depth (m)
Well D
Intergranular quartz dissolution (%)
TOP ORDOVICIAN
IV.4
IV.3 inf.
IC
Depth (m)
Well C
Intergranular quartz dissolution (%)
TOP ORDOVICIAN
IV.4
IV.3 sup.
IV.3 inf.
IC
IV.2
III
II (Cambrian)
Depth (m)
LEGEND
Unit boundaries
Glacial pavement
Clayous levels
IC Presence of illite coatings
Depositional environment :
AF5 : Distal glaciomarine deposits
AF4 : Distal lobe deposits
AF3 : Proximal lobe deposits
AF2 : Channel deposits
AF1 : Ice contact deposits
Offshore
Estuarine (Cambrian)
Fluvial (Cambrian)

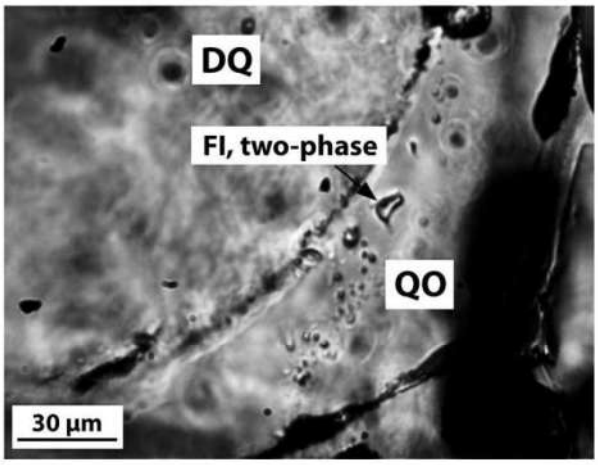


FIG. 9.—Photomicrograph of a two-phase fluid inclusion in a quartz overgrowth (sample from well C, 2,065.98 m). DQ = detrital quartz; QO = quartz overgrowth. The boundary between the detrital quartz grain and its overgrowth is generally marked by small fluid inclusions. This photomicrograph shows a well developed two-phase fluid inclusion in the quartz cement.

Relative Importance of Compaction and Cementation in Reduction of Porosity

The relative importance and impact of compaction and quartz cementation on porosity reduction can be expressed by the relation between the quartz-cement proportion and the intergranular volume (Houseknecht 1987). In the studied wells, the principal process responsible for the loss of porosity appears to differ among sedimentary units. Three domains are represented on the Houseknecht diagram (Fig. 14): domain A represents samples with porosity that is reduced mainly by compaction; domain B indicates samples in which porosity loss is due to both compaction and cementation; and domain C represents samples with porosity that is reduced mainly by quartz cementation. The remaining porosity is lower in domain A because intergranular quartz dissolution and quartz cementation strongly occluded dissolution porosity. Unit IV.4 in wells C and D exhibits a porosity reduction due mostly to quartz cementation, and has the highest remaining porosities. Various units include porosity that is highly reduced by compaction (e.g., unit IV.1 in well B; unit IV.3 inf. in well D; and the bottom of unit IV.3 inf. in well C). These latter units exhibit high intergranular quartz dissolution, low quartz cementation, and the lowest remaining porosities. Cambrian strata exhibit a porosity reduction due to both compaction and quartz cementation. Values of intergranular volume exceeding 30% are due to the dissolution porosity counted in visual porosity measurements.

Intergranular quartz dissolution and quartz cementation are the two major diagenetic processes controlling the porosity reduction of these sandstones. The Houseknecht diagram (Fig. 14) highlights the more destructive effect of intergranular quartz dissolution (compared to quartz cementation) on porosity.

Influence of Subglacial Bedrock Lithology on Diagenetic Processes

As detailed above, some sandstone contains evidence for intergranular quartz dissolution and associated low quartz cementation. Detrital quartz

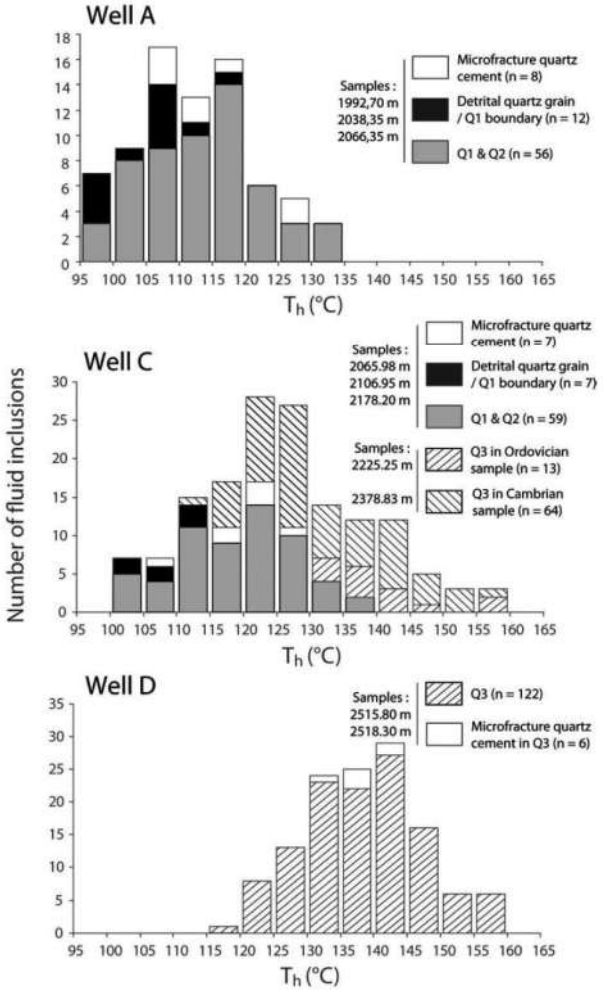


FIG. 10.—Homogenization temperatures (T_h) of two-phase fluid inclusions in samples of wells A, C, and D. Fluid inclusions located at the detrital grain-Q1 boundary have lower T_h than fluid inclusions located in Q1 and Q2 overgrowths. The Q3 phase has the highest values of T_h.

grains in these sandstones have thin illite coatings (Figs. 2, 3A, B, C, D), which are known to enhance the quartz dissolution process (Heald 1955; Weyl 1959; Sibley and Blatt 1976; Dewers and Ortoleva 1991; Renard et al. 1997; Fisher et al. 2000) and to inhibit quartz cementation or decrease the rate of precipitation (Pittman and Lumsden 1968; Heald and Larese 1974; Molenaar 1986; Dixon et al. 1989; Moraes and De Ros 1990; Houseknecht and Ross 1992; Lander et al. 2008). Observations from these strata illustrate that illite coatings around detrital quartz grains are systematically located below glacial pavements (Fig. 2) that separate two sandstone facies of glacial units with low clay contents (AF1 to AF3). Although absent in the upper unit, these coatings are observed up to 60 m beneath glacial pavements in the lower sandy unit. To explain this specific

←

FIG. 8.—Variations in the abundance of intergranular quartz dissolution in wells B, C, and D. Intergranular quartz dissolution is very low (< 2%) in each well, except where illite coatings are present (1 to 13%).

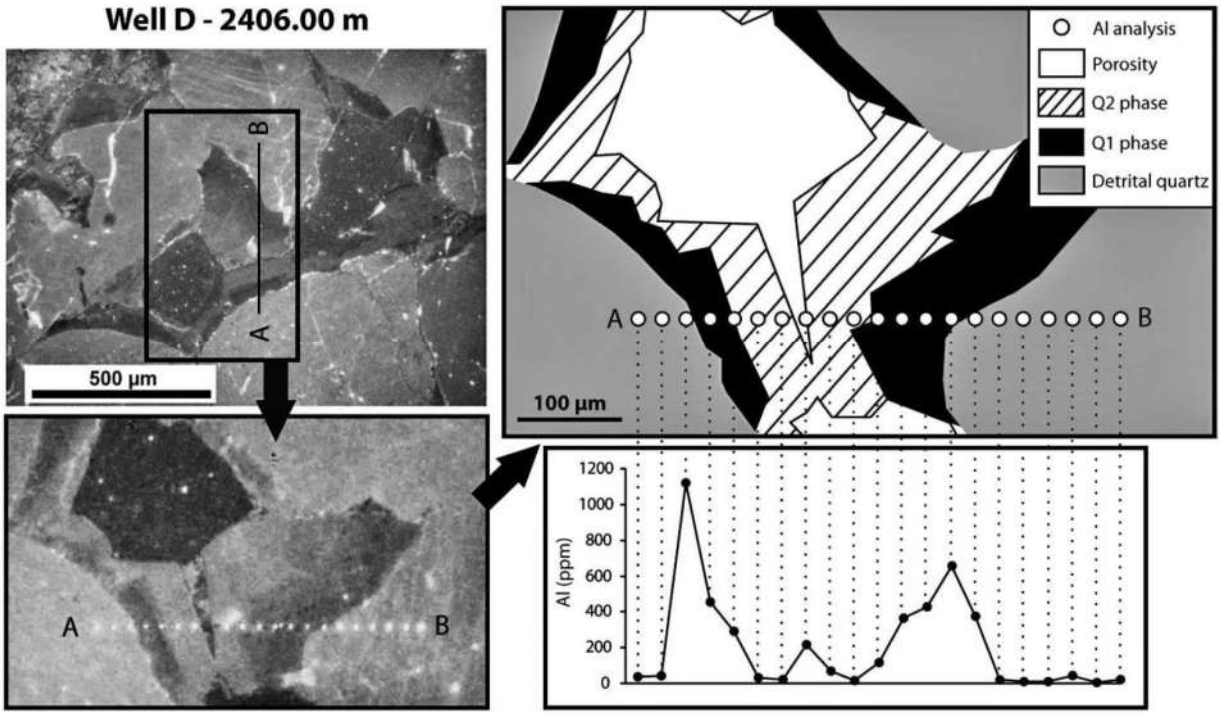


FIG. 11.—Aluminum content across a transect including several depositional grains, and diagenetic phases. Sample is from well D, 2,406.00 m. CL photomicrographs show the analyzed area before and after the electron microprobe analyses (beam-damage zones are highly luminescent). Detrital quartz grains and Q2 phase are Al-depleted, whereas Al contents are notably higher in Q1 phase.

distribution, an underlying mechanism for early illite coating development in such glacial environments is considered.

Many authors have described mechanically infiltrated or illuviated clays in fluvial environments (Matlack et al. 1989; Moraes and De Ros 1990). However, these processes are not fully understood (Buurman et al. 1998). Clay coatings around quartz grains in sandstones can originate from infiltration of muddy water through sandy soils (Matlack et al. 1989), and they have also been reported from deep-water turbidite facies (Houseknecht and Ross 1992). These latter authors described emplacement of clay coatings during turbidite dewatering, associated with liquefied and fluidized deformation of sedimentary structures. Furthermore, Van der Meer et al. (2003) provided evidence of clay coatings in subglacial sandy tills, indicating that pressurized meltwater circulation within subglacial sediments could distribute the clay fraction within the

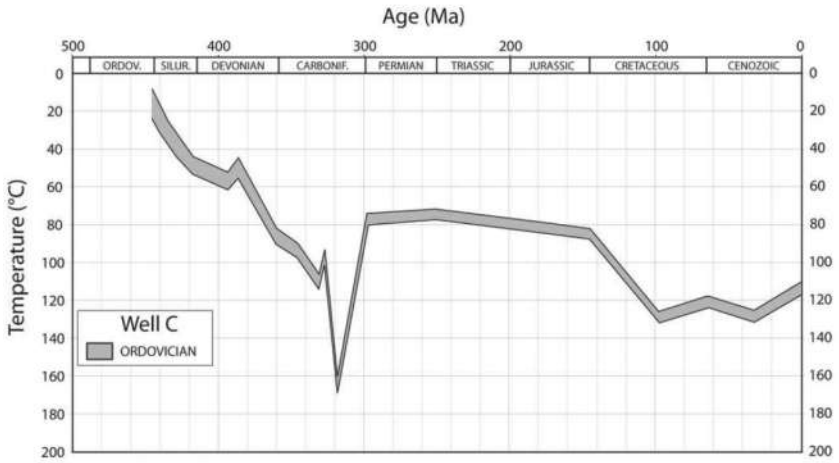
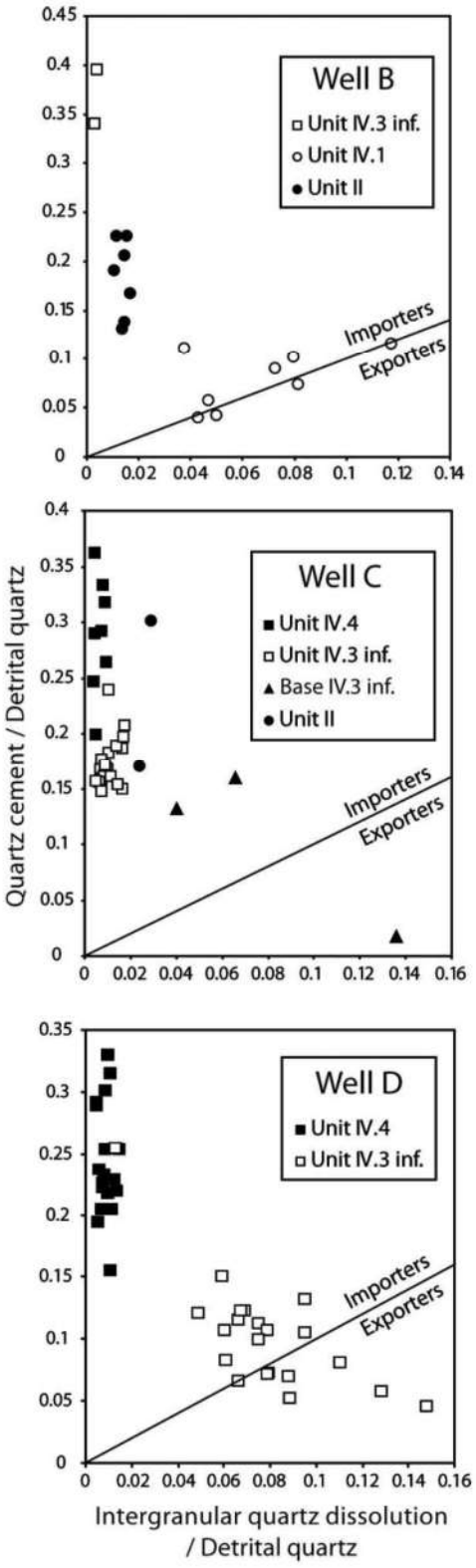


FIG. 12.—Thermal-history curve for well C, based on the burial modeling of BEICIP (1996, 2000). The maximum burial temperature (160°C for the Ordovician succession) is reached at 320 Ma (Namurian).



sands (glacial meltwaters generally have a high clay content). Due to high water pressure, this water flow contributes to the dispersion of clay particles, which could lead to the formation of clay coatings. However, Van der Meer et al. (2003) focused on the first few meters of the till, which is on a smaller scale compared to the present study. Recent studies have demonstrated that very deep meltwater circulation and large-scale drainage systems in subglacial bedrock can exist during glaciation (Boulton et al. 2008; Piotrowski 1997; Piotrowski et al. 2009). Modeling by Piotrowski (1997) and Piotrowski et al. (2009) performed on tunnel valleys in sands demonstrated that subglacial meltwater could reach depths of 200 m below the sediment–ice interface in the absence of permeability barriers. In addition, fluid pressure can be very high below ice sheets due to the ice weight, inducing water-escape structures (Van der Meer et al. 2003) and fluidized deformation until homogenization of the sediments (Denis et al. 2009). Fluidized deformation and sediment rearrangement are apparent in the cores of well D (Fig. 3E) in levels containing clay coatings. In these latter levels, sedimentary structures are deformed or completely erased. In this context, it may be that fluid pressure in the subglacial sediments was important for the deformation of these structures and for the emplacement of the clay coatings observed in the Ordovician samples.

A further observation relates to the mineralogy of the clays. The coatings in the reservoirs are invariably composed entirely of illite. Glacier-derived clays are basically detrital illite and/or chlorite (Chamley 1989). Illite normally forms by physical weathering under a cool and dry climate, and many studies have demonstrated that illite is the predominant clay brought into the ocean by glaciers at high latitudes (Chamley 1989). Thus, although not direct evidence of glacial involvement, the observation of illite coatings is consistent with this interpretation.

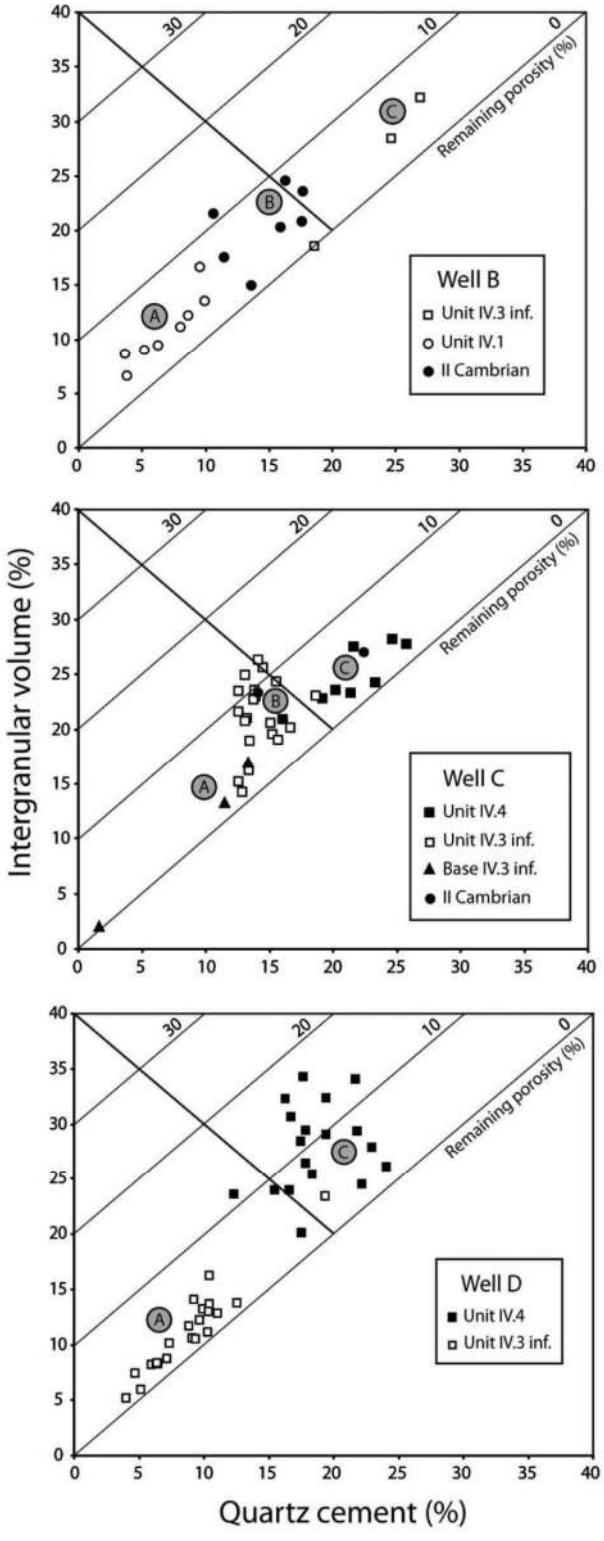
In some of the sandstone, clay coatings do not occur under glacial pavements; for instance, in well B, clay coatings promote quartz dissolution in unit IV.1, but the abundance of quartz dissolution abruptly decreases from unit IV.1 to the underlying unit II (Fig. 8). Both units have approximately the same lithology, but unit IV.1 was deposited as the infill of a subglacial tunnel valley formed by the erosion of argillaceous and soft sediments (middle to lower Ordovician series) to harder and lithified Cambrian sandstones. Subglacial water circulation was certainly reduced in the Cambrian bedrock due to low porosity and permeability, and no clay coatings were formed.

Glacial pavements located at the base of unit IV.4 in wells B and C are directly above unit IV.3 sup. This latter unit consists of siltstones with 20 to 30% clay content, reaching 80% in places. The thickness of unit IV.3 sup. ranges from 15 to 20 m in these two wells. Below unit IV.3 sup., unit IV.3 inf. is composed of quartzose sandstones with low clay content, and there is no evidence for clay coatings around quartz grains. Subglacial water circulation was then probably reduced significantly in unit IV.3 inf. of wells B and C. Therefore, the argillaceous unit IV.3 sup. may have acted as a permeability barrier that prevented subglacial meltwaters from flowing in subjacent unit IV.3 inf. This interpretation is consistent with observations of well D, where unit IV.3 sup. is eroded and clay coatings are observed throughout unit IV.3 inf.

In sum, the observations of this study suggest that clay coatings were mechanically emplaced below the ice sheet by pressurized water circulation and subsequent fluid expulsion within sandy subglacial soft bedrock that was initially porous and permeable. This process did not

←

FIG. 13.—Plots of silica budget for samples of wells B, C, and D. Diagram is based on technique of Houseknecht (1988). Samples with high intergranular quartz dissolution (Unit IV.1 of well B, unit IV.3 inf. (base) of well C, and unit IV.3 inf. of well D) are silica exporters or balanced, whereas other samples with low intergranular quartz dissolution are silica importers.



occur if a layer with sufficiently argillaceous composition was intercalated between the glacial pavement and the sandy layer.

CONCLUSIONS

In Ordovician sandstones of the Sbaa Basin, the amount of quartz cement varies markedly in glacial sedimentary units. Based on fluid-inclusion microthermometry, electron-microprobe data, and quantification by image analyses, several conclusions regarding the origin, timing, and conditions of quartz cementation are apparent:

1. Quartz cementation began at approximately 100°C, and gradually continued during burial to temperatures as high as 160°C. This temperature range indicates that cementation occurred during the Visean–Namurian burial phase (340 to 320 Ma), before the Hercynian uplift.
2. Three phases of quartz cement were evident from cathodoluminescence and microprobe analyses: the Q1 and Q2 phases formed before feldspar dissolution (100 to 140°C), whereas the Q3 phase partly postdates feldspar dissolution (115 to 160°C).
3. The main sources of silica were quartz dissolution at grain contacts, stylolitization, and feldspar dissolution. Illitization of smectite clays was a potential source for the Q1 phase because Q1 proportion increases in close proximity to the Silurian shales.
4. Intergranular quartz dissolution and quartz cementation are the two major diagenetic processes controlling petrophysical properties of these sandstones. Their contribution to the loss of porosity varies considerably. Areas that experienced significant intergranular quartz dissolution generally contain only minor cement, with porosity loss mainly by compaction, whereas less compacted areas (low intergranular quartz dissolution) have more abundant quartz cement, with partial preservation of intergranular porosity.
5. Sandstones with high intergranular quartz dissolution were mainly silica exporters, which most likely resulted because sites for quartz precipitation were rare due to grain coatings and reduction of porosity due to the compaction.
6. Intergranular quartz dissolution was promoted by the presence of illite coatings around quartz grains. These coatings are systematically located between 0 and 60 m below glacial pavements in the absence of intercalated argillaceous layers. The clay coatings most likely originated from subglacial meltwater circulation below the ice sheet, requiring a sandy subglacial bedrock that was initially porous and permeable. This water circulation was significant in areas of high permeability and minor where low permeability (clay rich) layers interfered with the flow.
7. Overall, the organization of the glacial lithofacies controls the diagenetic architecture and petrophysical properties of the reservoir. Emplacement of clay coatings by subglacial meltwater circulation and subsequent fluid expulsion in sandy bedrocks may be a key process, necessary to understanding the reservoir quality in glacial sandstone facies.

←

FIG. 14.—Plots comparing intergranular volume (= remaining porosity minus quartz-cement proportion) and quartz-cement proportion for samples from wells B, C, and D. Diagram shows the relative importance of compactional processes and cementation to porosity reduction (based on technique of Houseknecht 1987). A, B, and C domains are discussed in the text. Samples with high intergranular quartz dissolution (Unit IV.1 of well B, unit IV.3 inf. (base) of well C, and unit IV.3 inf. of well D) have generally the lowest remaining porosities (< 5%).

ACKNOWLEDGMENTS

We want to thank GDF SUEZ and Sonatrach companies for their enthusiastic support and their permission to publish this work. We would like to take this opportunity to thank the people who have contributed directly or indirectly to discussions concerning this work, in particular Lena Dauphin, Laurent Escare, Jean-François Buoncristiani, and Sébastien Laratte for helpful discussions regarding sedimentological facies deposits. We appreciate the assistance of Rémy Pichon and Olivier Dufaure in scanning electron microscopy and X-ray diffraction. Finally, the authors would like to thank the reviewers Robert Lander and Olav Walderhaug and the associate editor Peter Mozley for their time and effort in reviewing this manuscript.

Appendix Tables 1A–D and 2 are available from JSR's Data Archive: http://www.sepm.org/jsr/jsr_data_archive.asp.

REFERENCES

Awwiller, D.N., 1993, Illite/smectite formation and potassium mass transfer during burial diagenesis of mudrocks: a study from the Texas Gulf Coast Paleocene–Eocene: Journal of Sedimentary Petrology, v. 63, p. 501–512.

BEICIP (1996), Etude de la cuvette de Sbaa: GDF SUEZ Internal Report.

BEICIP (2000), Evaluation of the gas potential of the Sbaa Basin: GDF SUEZ Internal Report.

Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., and Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité: évolution structurale d'un craton: Institut Français du Pétrole: Paris, Collection Sciences et Techniques du Pétrole, Technip, 464 p.

Bjørkum, P.A., 1996, How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones?: Journal of Sedimentary Research, v. 66, p. 147–154.

Bloch, J., and Hutcheon, I.E., 1992, Silica mass transport during shale diagenesis: are shales a source or sink for silica?, *in* Kharaka, Y.K., and Maest, A.S., eds., Water–Rock Interaction, Proceedings of the 7th International Symposium on Water–Rock Interaction, Park City, Utah, v. 2, p. 1157–1160.

Boles, J.R., and Franks, S.G., 1979, Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstones cementation: Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 55–70.

Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B., and Zatsepin, S., 2008, Drainage beneath ice sheets: Groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets: Quaternary Science Reviews, v. 28, p. 621–638.

Bumby, A.J., and Guiraud, R., 2005, The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 43, p. 1–12.

Buurman, P., Jongmans, A.G., and Pipujol, M.D., 1998, Clay illuviation and mechanical clay infiltration—Is there a difference?: Quaternary International, v. 51–52, p. 66–69.

Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology: Berlin, Springer, 623 p.

Conrad, J., 1981, La part des déformations posthercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara cenral algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine: Académie des Sciences de Paris Comptes-Rendus, v. 292, p. 1053–1056.

Denis, M., Guiraud, M., Konaté, M., and Buoncristiani, J.-F., 2009, Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger): International Journal of Earth Sciences, v. 99, p. 1399–1425.

Desaubliaux, G., Callot, J.P., Cacas, M.C., Deschamps, R., Eschard, R., and Euzen, T., 2005, Outcrop study of the Bled El Mass area: sedimentology, sequence stratigraphy and structural geology: GDF SUEZ Internal Report.

Dewers, T., and Ortoleva, P., 1991, Influence of clay minerals on sandstone cementation and pressure solution: Geology, v. 19, p. 1045–1048.

Dixon, S.A., Summers, D.A., and Surdam, R.C., 1989, Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic), Southern Alabama: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 73, p. 707–728.

Ehrenberg, S.N., 1990, Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norwegian continental shelf: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 74, p. 1538–1558.

Evans, J., 1990, Quartz dissolution during shale diagenesis. Implications for quartz cementation in sandstones, *in* Noack, Y., and Nahon, D., eds., Second International Symposium Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation: Chemical Geology, v. 84, p. 239–240.

Fabre, J., 1969, Remarques sur la structure du Sahara Occidental et Central: Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du nord Bulletin, v. 60, p. 43–73.

Fabre, J., 1976, Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines: Alger, Société Nationale d'Edition et de Diffusion, 422 p.

Fisher, Q.J., Knipe, R.J., and Worden, R.H., 2000, Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., Quartz Cementation in Sandstones, International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 129–146.

Giles, M.R., 1997. Diagenesis: A Quantitative Perspective; Implications for Basin Modelling and Rock Property Prediction: Dordrecht, Kluwer, 526 p.

Giles, M.R., Stevenson, S., and Martin, S.V., 1992, The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective, *in* Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., and Brown, S., eds., Geology of the Brent Group, Geological Society of London, Special Publication 61, p. 289–327.

Goldstein, R.H., and Reynolds, T.J., 1994, Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals: SEPM, Short Course 31, 199 p.

Hanor, J.S., 1980, Dissolved methane in sedimentary brines: potential effect on the PVT properties of fluid inclusions: Economic Geology, v. 75, p. 603–617.

Heald, M.T., 1955, Stylolites in sandstones: Journal of Geology, v. 63, p. 101–114.

Heald, M.T., and Larese, R.E., 1974, Influence of coatings on quartz cementation: Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 1269–1274.

Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., and Westlake, I.R., 2002, Tunnel valleys and density flow processes in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi Basin, Algeria: Influence on reservoir quality: Journal of Petroleum Geology, v. 25, p. 297–324.

Houseknecht, D.W., 1984, Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 348–361.

Houseknecht, D.W., 1987, Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 71, p. 633–642.

Houseknecht, D.W., 1988, Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones: Journal of Sedimentary Petrology, v. 58, p. 228–246.

Houseknecht, D.W., and Ross, L.M, Jr, 1992, Clay minerals in Atokan deep-water sandstone facies, Arkoma basin: origins and influence on diagenesis and reservoir quality, *in* Houseknecht, D.W., and Pittman, E.D., eds., Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, SEPM, Special Publication 47, p. 227–240.

Lander, R.H., Larese, R.E., and Bonnell, L.M., 2008, Toward more accurate quartz cement models: the importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 92, p. 1537–1563.

Laratte, S., 2007, Sédimentologie et stratigraphie des formations glaciaires et fluvioglaciaires de l'Ordovicien supérieur d'Algérie du Sud-Ouest: GDF SUEZ Internal Report.

Leder, F., and Park, W.C., 1986, Porosity reduction in sandstone by quartz overgrowth: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 70, p. 1713–1728.

Makhous, M., 2000. The Formation of Hydrocarbon Deposits in the North African Basins; Geological and Geochemical Conditions: Berlin, Springer, 329 p.

Matlack, K.S., Houseknecht, D.W., and Applin, K.R., 1989, Emplacement of clay into sand by infiltration: Journal of Sedimentary Petrology, v. 59, p. 77–87.

Molenaar, N., 1986, The interrelation between clay infiltration, quartz cementation and compaction in Lower Givetian terrestrial sandstones, Northern Ardennes, Belgium: Journal of Sedimentary Petrology, v. 56, p. 359–369.

Moraes, M.A.S., and De Ros, L.F., 1990, Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Reconcavo Basin, Northeastern Brazil: Journal of Sedimentary Petrology, v. 60, p. 809–819.

Oelkers, E.H., Bjørkum, P.A., and Murphy, W.M., 1996, A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones: American Journal of Science, v. 296, p. 420–452.

Panien, M., 2008, Structural synthesis of the Sbaa basin: GDF SUEZ Internal Report.

Piotrowski, J.A., 1997, Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany: Sedimentary Geology, v. 111, p. 117–124.

Piotrowski, J.A., Hermanowski, P., and Piechota, A.M., 2009, Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation: Earth Surface Processes and Landforms, v. 34, p. 481–492.

Pittman, E.D., and Lumsden, D.N., 1968, Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma: Journal of Sedimentary Petrology, v. 38, p. 668–670.

Renard, F., Ortoleva, P., and Gratier, J.P., 1997, Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress: Tectonophysics, v. 280, p. 257–266.

Rezaee, M.R., and Tingate, P.R., 1997, Origin of quartz cement in the Tirrawarra Sandstone, Southern Cooper Basin, South Australia: Journal of Sedimentary Research, v. 67, p. 168–177.

Roduit, N., 2006, JMicroVision: image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images, Version 1.2.5. http://www.jmicrovision.com (accessed 2 July 2006).

Sibley, D.F., and Blatt, H., 1976, Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite: Journal of Sedimentary Petrology, v. 46, p. 881–896.

Siever, R., 1957, Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Coal Basin: Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, p. 227–250.

Sutton, S.J., and Land, L.S., 1996, Postdepositional chemical alteration of Ouachita shales: Geological Society of America, Bulletin, v. 108, p. 978–991.

Totten, M.W., and Blatt, H., 1996, Sources of silica from the illite to muscovite transformation during late-stage diagenesis of shales, *in* Crossey, L.J., Loucks, R., and Totten, M.W., eds., Siliciclastic Diagenesis and Fluid Flow, Concepts and Applications: SEPM, Special Publication 55, p. 85–92.

Van der Meer, J.J.M., Menzies, J., and Rose, J., 2003, Subglacial till: the deforming glacier bed: Quaternary Science Reviews, v. 22, p. 1659–1685.

Walderhaug, O., 1990, A fluid inclusion study of quartz-cemented sandstones from offshore Mid-Norway—possible evidence for continued quartz cementation during oil emplacement: Journal of Sedimentary Petrology, v. 60, p. 203–210.

WALDERHAUG, O., 1994, Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf—evidence from fluid inclusions: Journal of Sedimentary Research, v. 64, p. 311–323.

WALDERHAUG, O., AND BJØRKUM, P.A., 2003, The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Sto Formation, Southern Barents Sea: Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 146–156.

WALDERHAUG, O., LANDER, R.H., BJØRKUM, P.A., OELKERS, E.H., BJØRLYKKE, K., AND NADEAU, P.H., 2000, Modelling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones: examples from the Norwegian continental shelf, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., Quartz Cementation in Sandstones, International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 39–49.

WEC ALGERIA (1995), Well evaluation conference: a compilation of studies carried out by Sonatrach staff and published in association with Schlumberger-France: Schlumberger, 354 p.

WEYL, P.K., 1959, Pressure solution and the force of crystallisation—a phenomenological theory: Journal of Geophysical Research, v. 64, p. 2001–2025.

WILKINSON, M., MILLIKEN, K.L., AND HASZELDINE, R.S., 2001, Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones: Geological Society of London, Journal, v. 158, p. 675–683.

WINTSCH, R.P., AND KVALE, C.M., 1994, Differential mobility of elements in burial diagenesis of siliciclastic rocks: Journal of Sedimentary Research, v. 64, p. 349–361.

WORDEN, R.H., AND MORAD, S., 2000, Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., Quartz Cementation in Sandstones, International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 1–20.

Received 14 October 2009; accepted 10 August 2010.

3.3. Impact sur les qualités réservoirs en domaine glaciaire. Application.

L'impact des phénomènes diagénétiques sur les qualités réservoir a ensuite été évalué. Une publication soumise et publiée au SPE Reservoir Evaluation et Engineering-Formation Evaluation en 2010 et présentée à la conférence du NATC (North African Technical Conference) au Caire en février 2010, fait le bilan de ce modèle de diagenèse en termes de porosité et perméabilité (Tournier *et al.,* 2010b). Les principaux résultats sont résumés ci-dessous.

Les échantillons étudiés ont été collectés dans le réservoir Ordovicien IV glaciaire, et prélevés sur les carottes des puits ODZ-3, 4 et 6, respectivement numérotés A, B et C sur les figures ci-dessous.

L'étude des mécanismes diagénétiques sur les puits A, B, C permet de classer le réservoir glaciaire Ordovicien en deux principaux pétrofaciès réservoir :

- Le faciès **QS1** (en vert) qui se caractérise par une porosité intergranulaire significative, entre 15 et 35 %, occupée par une cimentation pouvant représenter entre 10 et 25% du volume total des échantillons et une porosité résiduelle variant entre 5 et 15%. Les échantillons de ce faciès se caractérisent par une compaction mécanique faible, l'absence de figures de pression – dissolution (compaction chimique) et de tapissage argileux autour des grains de quartz détritiques (Figure 24).
- Le faciès **QS2** (en rouge) qui présente des porosités intergranulaires résiduelles très faibles, n'excédant jamais 6% et valant en moyenne 4%. Il se caractérise par (1) une forte compaction chimique, avec imbrication des grains comme en témoignent les contacts concavo-convexes et par (2) la présence d'un tapissage argileux illitiques autour des grains détritiques de quartz (Figure 24).

Remis sur un diagramme d'Houseknecht (1987) présentant en abscisse le volume de ciment en % du volume total et de la porosité intergranulaire totale (ciment compris) en % sur l'axe des ordonnées, les échantillons des faciès QS1 et QS2 montrent clairement deux groupes bien distincts (Figure 23).

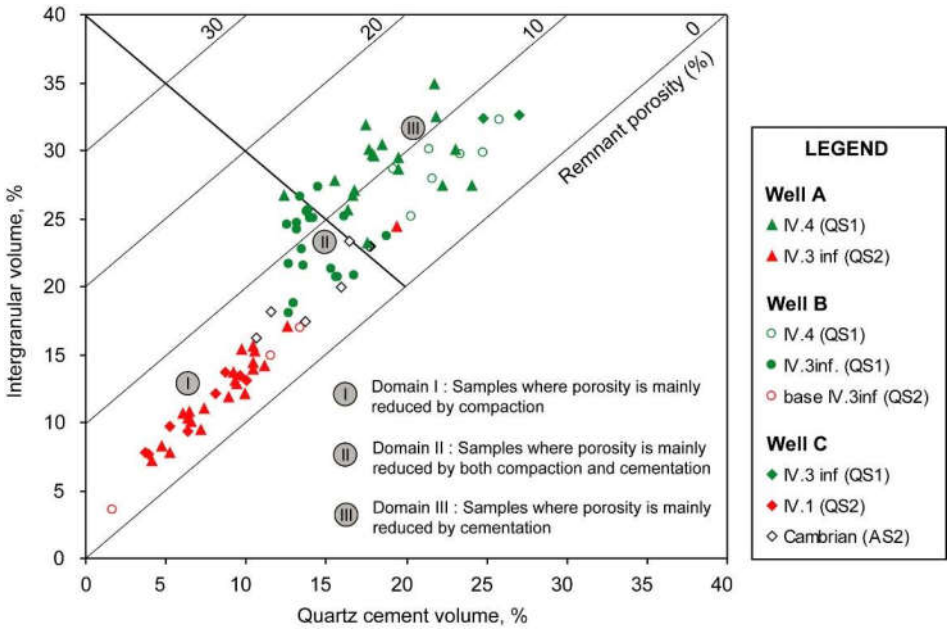


Figure 23 : Diagramme de la porosité intergranulaire totale (incluant ciment) en % du volume total en fonction du volume de ciment par la silice secondaire (%) des puits A,B,C (ici puits ODZ-3, -4, -6). Modifié d'après Tournier *et al*., 2010a, basé sur la méthode développée par Houseknecht 1987.

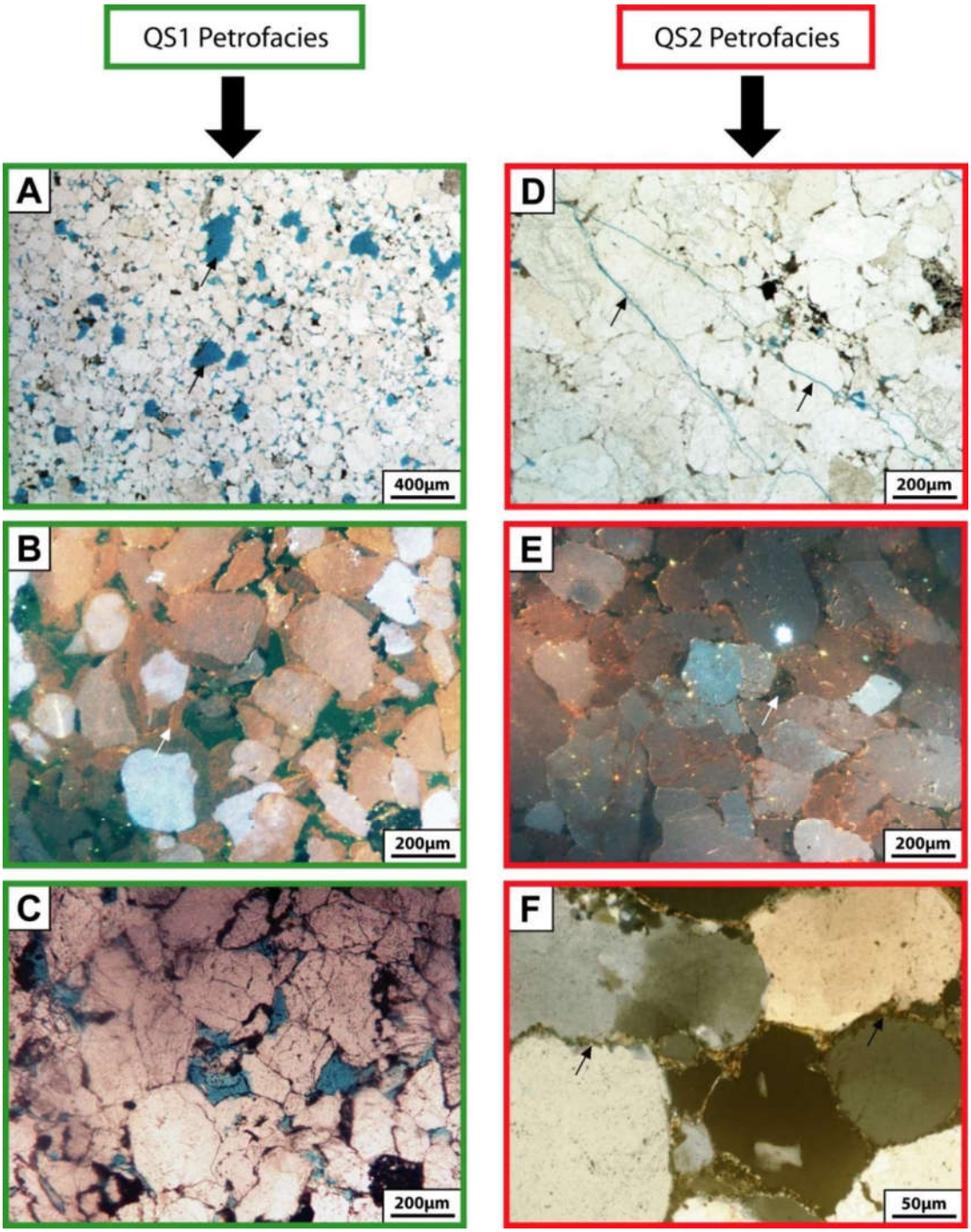


Figure 24 : Planche photographique des deux principaux pétrofaciès du réservoir Ordovicien glaciaire (Unité IV) IV: QS1 and QS2. (A): Echantillon du puits B (ODZ-4) – Unité IV-3 inf., montrant des pores de dissolution (flèches) dans le faciès QS1, observé en lumière naturelle transmise. (B et C): Echantillons du puits C (ODZ-6), Unité IV-4 montrant des surcroissances de quartz importante et un degré de cimentation important – faciès QS1, clichés obtenus en cathodoluminescence et en lumière naturelle transmise. (D) : Echantillon du puits C (ODZ-6), unité IV-3 inf., présentant une très faible porosité et des microfissures au sein du pétrofaciès QS2. (E): Echantillon du puits C (ODZ-6), Unité IV-3 inf., montrant une compaction chimique importante, des contacts concavo-convexes et un faible degré cimentation, cliché obtenu en cathodoluminescence. (F) : Echantillon du puits C (ODZ-6), Unité IV-3 inf., montrant des tapissages argileux d'illite biréfringents autour des grains détritiques de quartz dans le faciès QS2, en lumière polarisée. Extrait de Tournier *et al.,* 2010b.

Les deux faciès se distinguent aussi très clairement d'un point de vue perméabilité[7] comme l'illustre la Figure 25 :

- Le faciès QS1 montre des porosités résiduelles supérieures à 5% et des perméabilités à l'air généralement au-delà de 0.1 mD qui peuvent atteindre plusieurs centaines de millidarcy. Il est possible pour ce faciès d'établir une relation porosité – perméabilité, et qui démontre la prédominance de la porosité intergranulaire, même si pour une porosité donnée, il existe au moins un ordre de grandeur de variabilité dans la perméabilité. [*Les points hors de la courbe peuvent présenter une porosité intra-granulaire ou secondaire de dissolution qui n'améliore pas la perméabilité, qui est contrôlée par la connectivité entre pores intergranulaires*].
- Le faciès QS2 présente des porosités inférieures à 5%, des perméabilités à l'air inférieures à 1 mD et pour lequel il n'existe pas de relation entre porosité et perméabilité. [*Les points de perméabilité entre 1 et 100 mD ont été obtenus sur les échantillons ou plugs microfissurés*].

Le seuil de 5% permettant d'individualiser les deux pétrofaciès peut alors être considéré comme le seuil (cut-off en anglais) permettant de distinguer un réservoir conventionnel (QS2) d'un réservoir compact fortement diagenétisé (« tight reservoir » en anglais et dans le jargon pétrolier).

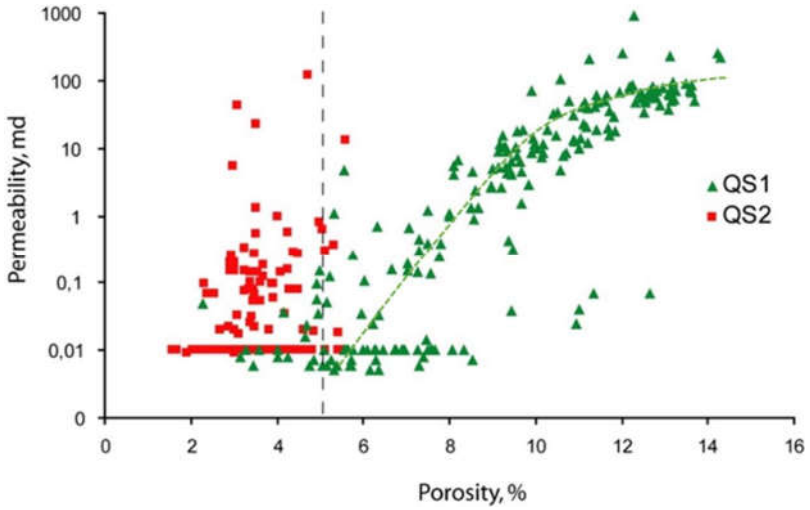


Figure 25 : Graphique porosité – perméabilité air pour les échantillons des puits ODZ-3, 4, 6 et classés selon les deux principaux pétrofaciès QS1 et QS2. La limite verticale à 5% de porosité permet de distinguer les échantillons de type QS1 (compacts) de ceux de QS2 (poreux et perméables).

Enfin, la distribution verticale des deux pétrofaciès n'est pas aléatoire comme il avait été observé dans le chapitre précédent sur la distribution des tapissages argileux illitiques ; elle s'organise selon l'architecture des incisions ou vallées glaciaires, de part et d'autre des planchers glaciaires (voir Figure 26) :

- Le faciès QS2, compact, caractérisé par un fort degré de compaction chimique et un faible taux de cimentation, est essentiellement rencontré dans les unités IV-3 inf. sous les planchers glaciaires sur substrat sableux (Puits C – ODZ-6) ;
- Le faciès QS1, conventionnel, poreux et perméable, se rencontre surtout dans l'Unité IV-4, l'unité glaciaire la plus récente, non affectée par l'érosion d'une incision glaciaire postérieure, mais aussi au sein de l'unité V-3 inf. lorsqu'il existe une barrière de perméabilité argileuse sous le plancher glaciaire, à savoir l'Unité IV-3 sup préservée et non érodée par l'Unité IV-4.

[7] *Mesure sur échantillon sec, à l'air, en conditions laboratoire, en régime pseudo-permanent.*

Le modèle proposé est celui d'un tapissage des grains détritiques de quartz par des argiles par infiltration et écoulement des eaux de fonte glaciaire, riches en fines, dans le substrat meuble et poro-perméable (Figure 27) ; la présence d'une barrière argileuse de perméabilité, à l'instar de l'Unité IV-3 sup. bloquerait alors l'infiltration de ces eaux de fonte, empêchant *de facto* la mise en place de ces tapissages et permettant ensuite d'expliquer la préservation du faciès QS1 sous le plancher glaciaire de l'Unité glaciaire IV-4.

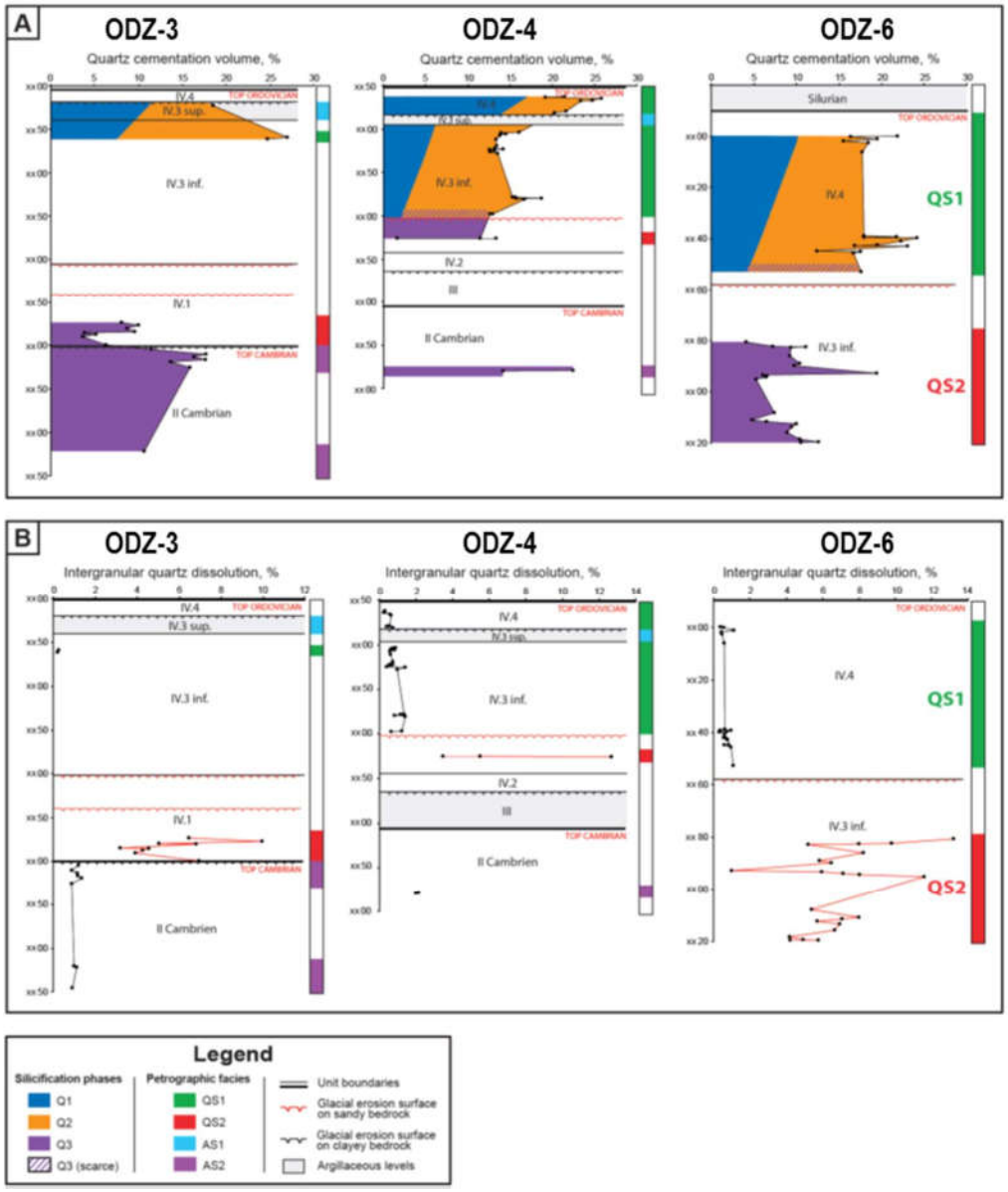


Figure 26 : Résultats des quantifications par analyse d'images (sur le logiciel JMicroVision) de la cimentation de quartz et de l'intensité de la pression dissolution par puits. (A) : Distribution verticale des ciments de silice / surcroissance de quartz dans les puits ODZ-3, -4 et -6; (B) Distribution verticale de la compaction chimique et de la dissolution des grains de quartz dans les mêmes puits. La méthode pour évaluer l'intensité de la compaction chimique est présentée Figure 7 in Tournier *et al.,* 2010a. D'après Tournier *et al.*, 2010b.

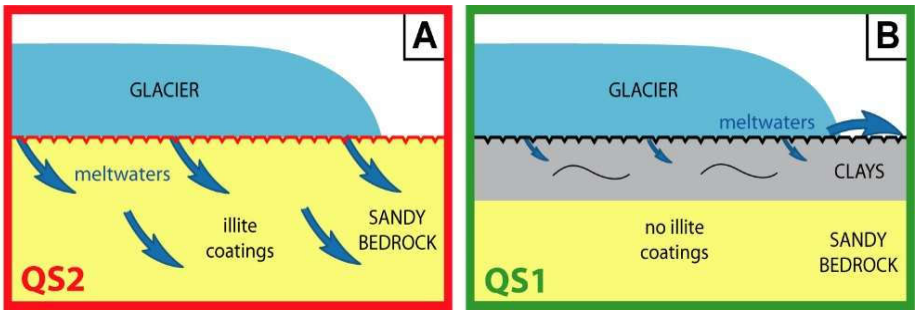


Figure 27 : Modèle simplifié explicatif de la mise en place des tapissages argileux d'illite et la distribution des deux pétrofaciès QS1 et QS2 au sein des grès glaciaires de l'Ordovicien du champ d'Oued Zine. D'après Tournier *et al.*, 2010b.

3.4. Conclusions : rôle de l'architecture glaciaire sur la distribution des qualités réservoir.

En conclusion, il est possible d'expliquer assez simplement la distribution des qualités réservoir sur le champ d'Oued Zine, en fonction de la position stratigraphique des échantillons au sein des unités glaciaires, selon leur position par rapport aux planchers glaciaires et selon la nature des planchers glaciaires, qu'ils soient sur substrat sableux ou substrat argileux.

Discussion

Trois points de discussions se présentent assez logiquement suite à ces travaux de recherche :

(1) - Comme discuté dans le chapitre 2, les tapissages argileux ne sont pas tous favorables à la préservation des qualités réservoirs. Des études antérieures (Heald, 1955 ; Weyl, 1959 ; Sibley et Blatt, 1976 ; Dewers et Ortoleva, 1991 ; Renard *et al.,* 1997 ; Fisher *et al.,* 2000) montrent que l'intensité de la pression–dissolution du quartz peut être accrue en présence d'illite. Cette observation est également faite sur les grès glaciaires de l'Ordovicien ; les illites, contrairement aux chlorites, peuvent catalyser la compaction chimique des grains de quartz lorsqu'elles sont situées à l'interface de deux grains sous forme d'enrobage / tapissage de grains (Tournier *et al.* 2010a). Les mécanismes en jeu seraient l'interaction de surface entre le quartz et les mica/illite, le transport diffusif de la silice de dissolution à la surface des phyllosilicates par un film d'eau adsorbée à la surface des grains (Renard et Ortoleva, 1997) vers des zones peu compactées. Ce fluide enrichi en silice migrerait ensuite là où l'espace disponible est suffisant pour la cimentation. La migration de silice permet *de facto* l'accumulation des « impuretés » (mica, illites dans le cas étudié ici) au niveau des stylolites qui sont les zones « sources » de silice (Oelkers *et al.*, 1996 ; Bjorkum, 1996). Cette hypothèse est ici renforcée par l'observation : en effet, la cimentation par de la silice secondaire est d'autant plus importante que les échantillons étudiés se situent à proximité de stylolites (voir Tournier *et al.,* 2010, fig. 6). De telles observations avaient également été faites sur des échantillons de grès du Jurassique de Mer du Nord et un modèle avait été proposé par Walderhaug et Bjorkum (2003).

(2) - Si sur les échantillons étudiés, l'essentiel des argiles est constitué par des illites ou bien des kaolinites[8], la question était de savoir si les enrobages de grains étaient constitués à l'origine par des illites ou bien un autre type d'argile, comme des smectites. L'observation au MEB des tapissages et les analyses DRX montrent qu'il s'agit exclusivement d'illite (Fiet et Pagel 2004; Tournier *et al.,* 2010). Elle se présente essentiellement sous forme de petites plaquettes disposées tangentiellement à la surface des grains, témoignant d'une mise en place précoce, soit marginalement sous forme de nid d'abeille (« honeycomb ») montrant qu'il pourrait s'agir d'ancienne smectite (e.g. Storvoll *et al.,* 2002). Les mêmes observations ont été faites sur les grès glaciaires Ordovicien de Libye (El Ghali *et al.,* 2006). Enfin, l'étude des réservoirs glaciaires de l'Ordovicien du bassin de Sbaa moins diagenétisés parce qu'ayant subi un enfouissement moins important sont situés dans des puits moins profonds du sud du bassin de Sbaa (zone de Hassi Ilatou – Puits LT et LTNE, vers le Bled El Mas, Figure 16), montre une proportion croissante d'interstratifiés illite/smectite et de smectite et une diminution corrélative de l'illite dans le cortège argileux (Pagel et Fiet, 2004, Chailan, 2005). La transformation de smectite en illite est en effet un phénomène diagenétique fréquent, qui débute généralement à des températures comprises entre 60 et 110°C (Hoffman et Hower, 1979), mais qui peut aussi se produire à des températures plus basses, à partir de 30°C et des profondeurs de seulement 500m (Schoonmaker *et al.*, 1986 ; Buatier *et al.*, 1992). Enfin, la smectite ou les formes d'interstratifiés illite-smectite sont en outre des formes d'argile que l'on peut retrouver dans les eaux de fontes et les sédiments glaciaires (Peteren et Ramussen, 1980).

(3) - Le lien entre diagenèse et faciès sédimentaires n'est pas évident. Qu'il s'agisse de faciès proximaux ou distaux, ceux-ci ne semblent pas directement jouer un rôle dans le contrôle de la distribution des qualités réservoirs. A l'inverse, l'architecture du réservoir semble jouer un rôle essentiel, avec en particulier la distribution des planchers glaciaires ou la présence de barrière de perméabilité. Il est en effet aujourd'hui démontré l'importance du substrat en hydrogéologie glaciaire dans le drainage des eaux de fonte sous la glace, à l'instar des nombreuses observations, études ou modélisations menées par Piotrowski et collaborateurs sur les sédiments glaciaires du dernier maximum glaciaire, dans les plaines d'Allemagne du Nord et de Pologne (Piotrowski *et al.,* 1997, 2006, 2009, Boulton *et al.,* 2007a et b). Plus de la moitié du volume des eaux de fonte seraient évacuées à travers le substrat. Ces chercheurs ont aussi corrélé le blocage de la circulation des eaux sous-glaciaires et l'importance du creusement des vallées glaciaires (moins érosives) en présence de barrières de perméabilité argileuses (faible conductivité hydraulique et infiltration des eaux très lente).

Dans le cas du champ d'Oued Zine, il est donc logiquement proposé que le mécanisme de mise en place des tapissages d'illite se fasse par infiltration et écoulement dans le milieu poreux des eaux de fonte sous-glaciaire, le substrat étant constitué par les séries préglaciaires semi lithifiées ou bien par les sédiments glaciaires eux-mêmes, contemporains de la glaciation, et donc meubles, poreux et perméables.

Ce mécanisme d'infiltration et son rôle sur l'enrobage des grains par des argiles a été décrit par divers auteurs (Matlack *et al.,* 1989, Moraes et De Ros, 1990). Si l'argile provient essentiellement des eaux de fonte, ce modèle suppose aussi que l'essentiel des argiles nécessaires à l'enrobage des grains est exogène et donc mis en place post-dépôt. Ensuite, l'infiltration d'une eau riche en fines dans des sables devrait produire un effet de filtration, avec une rapide disparition des tapissages en profondeur comme il est généralement observé dans les sables en zone vadose des plaines fluviatiles en climat semi-aride (Moraes et De Ros, 1990 ; El Ghali *et al.,* 2005), ou par illuviation des sols, avec une invasion du milieu poreux par les argiles n'excédant alors pas les quelques premiers mètres (Buurman *et al.*, 1998).

[8] *Il s'agit ici de dickite (Tournier, 2010). Ces argiles sont surtout rencontrées dans les zones fracturées ou à proximité de matière organique (roche mère couverture), dans des zones où s'est produit une circulation tardive de fluide acide.*

Or, les études démontrent que l'argilosité ne diminue pas en s'éloignant des planchers glaciaires, et le tapissage des grains de quartz s'enregistre plusieurs dizaines de mètres et jusqu'à 150m sous les planchers glaciaires (cas du puits C – ODZ-6 de la Figure 26).

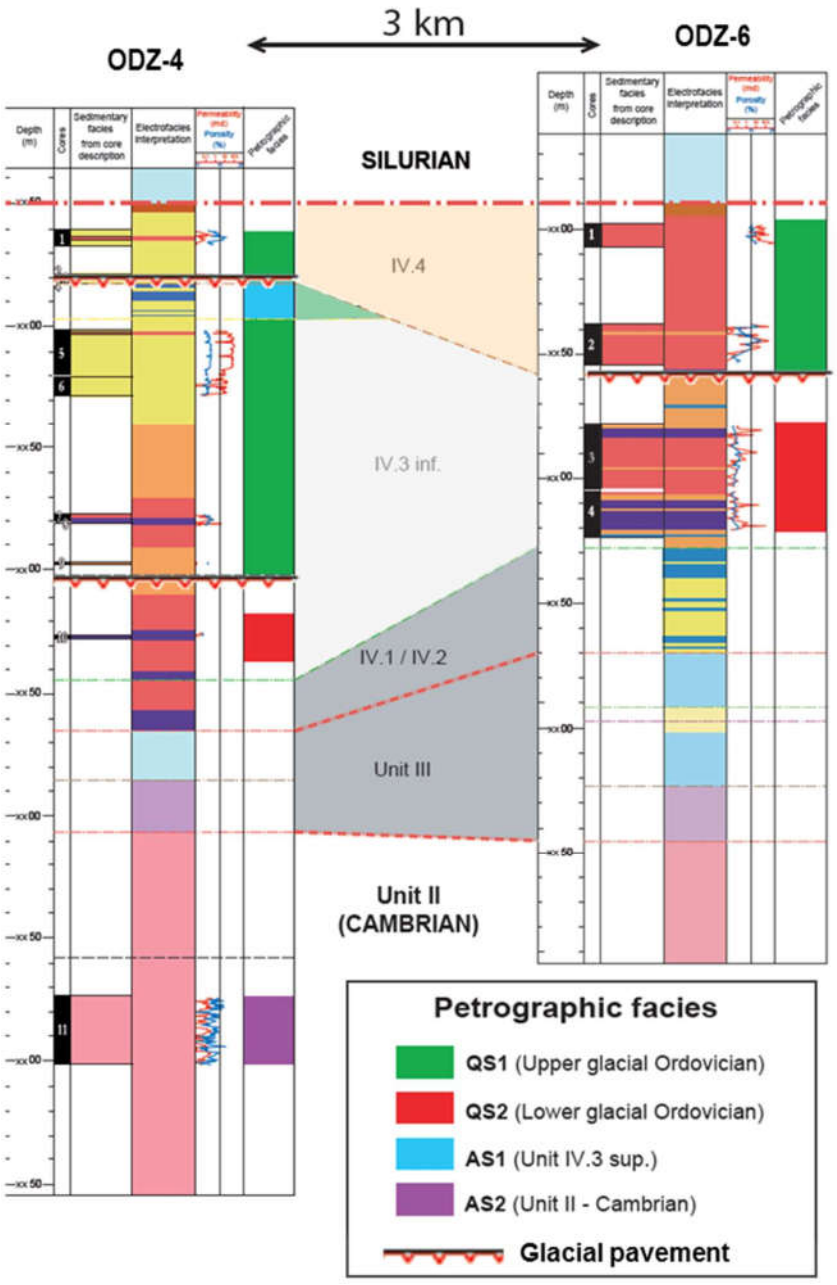


Figure 28 : Distribution des principaux pétrofaciès selon les Unités glaciaires et position relative par rapport aux principaux planchers glaciaires (modifié d'après Tournier, 2010).

Deux grandes questions se posent alors :

1. Quel est le rôle des écoulements dans le milieu poreux sous glaciaire ? Peut-on faire l'hypothèse que chaque incision glaciaire n'est caractérisée que par une seule surface, le plancher glaciaire, ou bien existe-t-il de nombreuses surfaces de couplage ou découplage de la glace qui pourraient expliquer que les tapissages argileux autour des grains se retrouvent plusieurs dizaines de mètres sous la base des planchers glaciaires ? Quelle est l'importance de ces écoulements sur la dynamique glaciaire et existe-t-il alors des sédiments sous-glaciaires préservés ? Est-ce le cas des sédiments glaciaires sur le champ d'Oued Zine ? Et si oui, quelle dynamique sédimentaire prévalait lors de leur mise en place ? Quelle est la nature des unités et faciès glaciaires puisqu'il existe un contrôle par la dynamique sédimentaire de la diagenèse et des qualités réservoirs ? S'agit-il de sédiments ou de faciès sous-glaciaires ou bien de sédiments proglaciaires ? Ces questions seront traitées dans le chapitre suivant afin de revoir le modèle sédimentologique glaciaire d'Oued Zine avec la présentation des travaux de thèse de S. Clerc (2012) et l'article de Clerc *et al.,* (2012).

2. Deuxième problématique, l'argile nécessaire au tapissage des grains est-elle entièrement exogène ou bien peut-elle provenir du sédiment lui-même, par remaniement des niveaux les plus fins, puisque celui-ci est meuble ou semi-lithifié ? Les nombreuses structures de déformations du sédiment, liées au poids de la glace (figures de charge), qu'elles soient fragiles (fractures en gradin, micro-fractures, ...), ou ductiles (figures d'entrainements, plis couchés, déformations ductiles…) ou encore de type échappements des fluides, sont généralement associées à une surpression du fluide interstitiel. Ces figures sont fréquemment décrites dans les environnements glaciaires (Brodikowski et Van Loon, 1991, Van Der Meer, 1993, Menzies, 2000). Elles avaient été décrites sur Oued Zine en 2010 (voir par exemple la fig. 3-E de l'article de Tournier *et al.,* 2010a) sans qu'elles n'aient été interprétées en termes de dynamique glaciaire et de facteurs de contrôle dans les précédentes études de diagenèse.
   Peuvent-elles être associées à une remobilisation et une redistribution des argiles ? Houseknecht et Ross (1992) ont par exemple observé des tapissages illitiques mis en place par des échappements d'eau dans des faciès turbiditiques liquéfiés. Dans le registre glaciaire, les infiltrations d'eaux de fonte chargées en argiles ou les déformations sédimentaires induites par surpression du fluide contenu dans les pores pourraient être responsables de l'introduction de particules argileuses et du tapissage des grains (Menzies, 2000, Van der Meer *et al.,* 2003, Tournier *et al.,* 2010a, Menzies et Ellwanger, 2010, Philips *et al.,* 2013). Ces phénomènes de surpression fluide de l'eau contenue dans le milieu poreux peuvent-ils être à l'origine de la mise en place de tapissages d'illite ? Cette deuxième question sera traitée chapitre 4 avec la présentation des travaux de thèse de E. Ravier (2014) et l'article de Ravier *et al.,* (2015).

CHAPITRE 4

Environnement glaciaire et sous glaciaire. Notion de couplage / découplage

Photographie : Vallée tunnel glaciaire d'âge Ordovicien (vallée centrale d'Ihérir (Algérie). On peut apercevoir la superposition des différentes sous-unités IV-1a, IV-3a, IV-3b, IV-4c) et la très nette incision des séries préglaciaires bien stratifiées (à gauche) – Février 2011 – Photo : S. Ferry

4. Environnement glaciaire et sous glaciaire. Notion de couplage et découplage. Importance des déformations par surpression fluide.

Ce chapitre est divisé en deux parties :

1. La première est consacrée à l'étude d'un affleurement situé au Maroc, analogue du champ d'Oued Zine bien que situé en position plus distale par rapport à la calotte glaciaire Ordovicienne. Les très bonnes qualités d'affleurement permettent de caractériser les différentes associations de faciès et surfaces remarquables comme les planchers glaciaires.
2. La deuxième partie est consacrée à l'étude des structures de déformation par surpression du fluide interstitiel. L'étude de ces déformations permet de comprendre les conditions de creusement des vallées tunnel, de caractériser la dynamique glaciaire et d'évaluer l'importance du remaniement sédimentaire affectant les unités glaciaires.

4.1. Définition des environnements de dépôt, caractérisation des sédiments sous-glaciaires et notion de couplage / découplage.

4.1.1 Objectifs

Ce chapitre a pour ambition de préciser les environnements de dépôt décrits dans le chapitre 3, de démontrer qu'il existe des sédiments sous glaciaires préservés et de les caractériser. Son objectif est de répondre à la problématique et aux questions posées dans le chapitre précédent :

- Quel est le rôle des écoulements dans le milieu poreux sous glaciaire ?
- Existe-t-il une ou plusieurs surfaces de couplage et de découplage de la glace, pouvant expliquer que les tapissages argileux autour des grains puissent se retrouver plusieurs dizaines de mètres sous la base des unités / incisions glaciaires ?
- Existe-t-il des sédiments sous-glaciaires préservés ? Sont-ils présents sur le champ d'Oued Zine ?
- Quelle dynamique sédimentaire prévalait lors de la mise en place des sédiments glaciaires ?

L'environnement sous-glaciaire est par nature difficilement accessible et son étude se fait le plus souvent indirectement par l'étude de son enregistrement sédimentaire. Les environnements glaciaires sont connus pour leurs faciès et unités stratigraphiques hétérogènes et difficilement corrélables. Une étude d'analogue ancien de terrain apparait alors comme l'approche la plus adaptée pour comprendre la colonne sédimentaire, les géométries des corps sableux, définir les surfaces de corrélation, caractériser les faciès et proposer un modèle d'environnement de dépôt.

4.1.2 Choix du site / Zone d'étude

Le contexte géopolitique depuis 2008 n'est pas favorable pour aller étudier l'Ordovicien glaciaire en Algérie ou en Libye (et au Sahel en général), l'éventail des choix d'un analogue glaciaire Ordovicien limité, le choix s'est porté sur le Maroc, sur la vallée glaciaire d'Alnif dans l'Anti-Atlas. Cette vallée, est également facilement accessible par route et présente de remarquables conditions d'affleurement. Classée comme vallée glaciaire tunnel, elle est large de 5 km, d'orientation N320, et composée d'une série sédimentaire de presque 200 m (Figure 29).

Les sédiments glaciaires appartiennent à la formation du second Bani défini par Destombes *et al.*, 1985) et d'âge Ordovicien Supérieur (Hirnantien, biozone à *Elongata* et *Oulebsiri* sur la base des chitinozoaires). Deux incisions glaciaires ont été définies. La première unité, nommée GU1, épaisse de plus de 150 m, est en incision directe sur les séries préglaciaires des formations du Ktaoua Supérieur et de Tiouririne Supérieur (Figure 29), et datées entre le Katien et l'Hirnantien Inférieur – Ordovicien supérieur- par Villas *et al.* 2006 et Alvaro *et al.* 2007. A sa base, la surface d'incision présente les caractéristiques d'une origine glaciaire, avec notamment des traces de stries glaciaires, la présence de conglomérats polygéniques contenant des galets facettés et striés, des morphologies sous glaciaires allongées en flute et des figures de déformation par surpression fluide. La deuxième unité (GU2), moins épaisse (60 m) vient en érosion sur l'unité précédente (GU1), tantôt sur des niveaux silto-argileux, tantôt sur substrat sableux, a priori meuble et perméable car GU1 est considérée comme « quasi - contemporaine » de GU2 (la résolution temporelle est insuffisante, mais quelques milliers à centaines de milliers d'années pourraient les séparer, à l'instar des glaciations du Quaternaire).

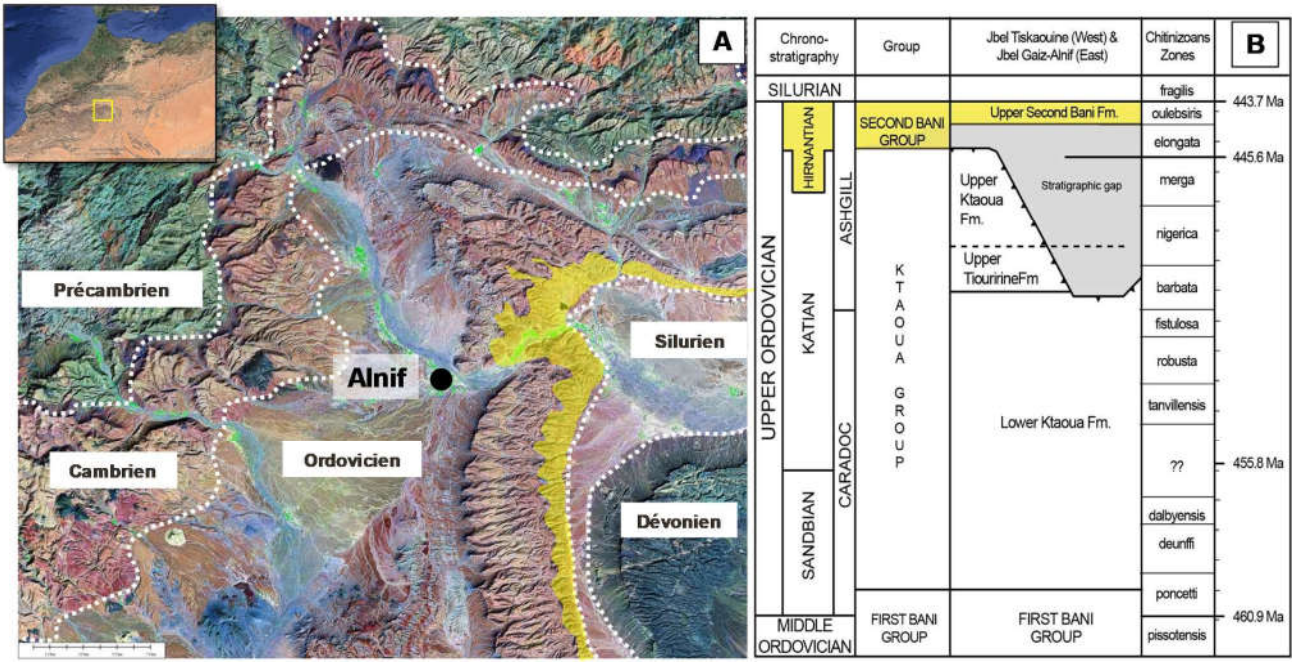


Figure 29. (A) : Carte de localisation des affleurements glaciaires d'Alnif, Anti-Atlas, Maroc. Photo satellite Landsat avec stratigraphie d'après la carte géologique du Maroc. Ordovicien glaciaire souligné en jaune. (B) : Stratigraphie de l'Ordovicien supérieur, modifiée d'après Destombes *et al.*, 1985; Villas *et al.*, 2006; Alvaro *et al.*, 2007.

4.1.3 Présentation de l'article

Le travail de recherche réalisé et présenté dans ce chapitre sur cette vallée et sur les cortèges sédimentaires associés fait l'objet d'un article publié dans la revue « Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology » en 2013.

Papier : **CLERC, S**., BUONCRISTIANI, J.-F., GUIRAUD, M., VENNIN, E. ; DESAUBLIAUX, G., **PORTIER. E.;** Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 15 January 2013,* °370, 127-144

Le papier est divisé en cinq parties :

1. Après avoir introduit la problématique des vallées tunnel et la caractérisation de leur cortège sédimentaire de remplissage, la première partie résume le cadre géologique, la stratigraphie régionale et notamment la formation du second Bani, analogue latéral des formations glaciaires du Tamadjertet de l'unité IV en Algérie (qui sont dans la biozone à *elongata* et *oulebsiri* sur le champ de Oued Zine), ainsi qu'une description physique de la vallée tunnel d'Alnif et des séries préglaciaires.
2. La deuxième partie décrit l'architecture et la géométrie des deux incisions glaciaires superposées (GU1 et GU2) dans l'axe de la vallée, leur extension latérale sur les interfluves, et décrit la nature des deux planchers glaciaires à leur base (GP1 et GP2).
3. La troisième partie est consacrée à la description faciologique des 5 grandes associations de faciès rencontrées et à leur interprétation (voir résumé ci-après).
4. La quatrième partie est dédiée à l'interprétation en modèle de dépôt, et propose un environnement sous-glaciaire avec une calotte glaciaire couplée à son substrat, et un modèle original de dépôt dit « lightly grounded » propre à la déglaciation, permettant la sédimentation de dépôts sous glaciaires et proglaciaires.
5. La dernière partie discute les principaux résultats obtenus, et l'impact sur la dynamique de la calotte glaciaire hirnantienne.

4.1.4 Principaux résultats :

L'étude des dépôts sédimentaires de la région d'Alnif a permis de mettre en évidence la juxtaposition de deux vallées glaciaires, délimitées chacune à leur base par un plancher glaciaire (GP) sur substrat poreux et perméable, l'un sur substrat préglaciaire semi lithifié (GP1), l'autre (GP2) sur substrat meuble puisque la précédente unité glaciaire GU1 n'a pas été (ou très peu) enfouie.

Chaque plancher glaciaire est caractérisé par des géomorphologies typiquement glaciaires, avec des linéations et des structures en flutes, des surfaces striées intra-formationnelles (au sens de Ghienne *et al.*, 2003, et Le Heron *et al.*, 2004) similaires à celles observées en Algérie (Beuf *et al.* 1971, Désaubliaux *et al.,* 2004, Eschard *et al.,* 2005 ; Deschamps *et al.,* 2013) ; des microfractures en gradin fortement inclinées, à jeu normal, qui se recoupent, et le plus souvent associées à des structures de déformations ductiles; des figures d'échappement fluides (« sheet dewatering structure »), de déformations hydroplastiques et localement de fluidisations du substrat (Lowe, 1975, Ravier, 2014). Cet ensemble de déformations, témoigne du caractère meuble du substrat.

Une première association de faciès FA1, est caractérisée par un conglomérat à éléments flottants et supportés par une matrice sableuse plus fine, appelé localement « conglomérat d'Alnif » (Destombes *et al.,* 1985). Les galets ou blocs, parfois striés, (centimétriques à métriques) sont de même nature que l'encaissant et montrent des figures d'élutriation (entrainements des argiles) et d'échappement fluide. Ils sont supposés avoir été transportés sur de faibles distances. Ces blocs se seraient formés localement, lors du creusement de la vallée par l'action de la glace et de l'eau sous-glaciaire. Ce conglomérat contient également des granules ou grains de quartz hétérométriques et polygéniques, arrondis, absents des séries préglaciaires dans le secteur d'Alnif, témoignant d'une origine beaucoup plus lointaine, en amont du système. Enfin, les structures de déformations hydroplastiques importantes (plis) ou rotationnelles (« turbate structures »), de liquéfaction et d'injection (de la matrice silto-argileuse) témoignent de la forte pression fluide et du couplage de la glace avec son substrat. Enfin, il est observé localement des grès grossiers mal triés présentant des structures chenalisées qui remobilisent du matériel issu des conglomérats sous-glaciaires. Ils sont interprétés

comme le résultat d'écoulements de haute densité, sous charge, sous la calotte glaciaire. Ces faciès se retrouvent également à la base de l'unité glaciaire GU2, mais ils ne sont que très localement préservés.

L'association de faciès FA2 est caractérisée par des bancs fins (< 1 m, 10 à 30 cm en général) constitués de silts ou de grès fins à moyens, assez bien triés. Les figures sédimentaires sont essentiellement des trains de rides de courants unidirectionnels, passant à des rides grimpantes de type A ou B (Jobe *et al*., 2012), puis, lorsqu'elles sont préservées, des rides sinusoïdales en phase, témoignant d'une forte charge sédimentaire et d'une vitesse de courant qui diminue et devient insuffisante pour le transport des grains (« waning flow », Jobe *et al.,* 2012, Ferry *et al.,* 2011). Cette diminution du courant est interprétée comme le résultat d'une augmentation de la section hydraulique disponible pour l'écoulement et au ressaut hydraulique associé (effet « jet efflux » au sens de Russell et Arnott 2003). De telles structures ont décrites et interprétées de façon identique dans les sédiments glaciaires quaternaires par Russell *et al.,* 2003, Hornung *et al*., 2007, Winsemann *et al*., 2009. Des trains de rides grimpantes, passant progressivement à des laminations planes horizontales de haut régime, avec surface d'érosion et/ou de by-pass, en alternance, sont également observées. Ces séquences sont interprétées inversement comme marquant une accélération du courant (« waxing flow » en anglais). Ces alternances de rides grimpantes, laminations planes et de surfaces de by-pass sont interprétée comme le résultat de variations du régime d'écoulement sous-glaciaire.

Enfin, la présence de nombreuses convolutes, de figues de d'échappements fluides (dish), de figures de charges ou de fractures en gradins, localement plus nombreuses, et distribuées assez uniformément dans la colonne sédimentaire, sont interprétées comme le résultat d'un couplage régulier de la glace avec son substrat. Ce couplage crée des figures de surcharge liée au poids de la glace qui par tassement, induit des surpressions du fluide interstitiel. Au final, cette association de faciès serait donc associée au dépôt de sédiments dans un espace d'accommodation (ou une cavité) sous-glaciaire (Clerc *et al.* 2012). Le caractère légèrement granocroissant marquerait une augmentation de la vitesse des écoulements à cause de la réduction de la section hydraulique, indiquant un comblement de la cavité sous glaciaire (fig. 7, Clerc *et al*. 2013).

Les associations de faciès FA3 et FA5, sont caractérisées par des alternances silto-argileuses avec des corps gréseux laminés, constitués de sables fins à très fins, formant des corps sédimentaires plus ou moins isolés. La présence de faunes caractéristique de la biozone à *hirnantia* (Villas *et al.,* 2006) dans les fines (silts), de rares perforations (bioturbations), de graptolites (FA5) et de rides d'oscillations marquent le passage à un environnement marin ouvert, qui reste sous influence glaciaire. En effet, on retrouve la présence de grains flottants de taille variée dans une matrice silto-argileuse fine (de type « dropstones », transportés par de la glace flottante ou des icebergs) et une composante silteuse très importante, déposée par décantation et issue du « plume » glaciaire, produit de l'érosion mécanique du glacier. Ces associations de faciès sont largement décrites dans la littérature et sont caractéristiques d'un environnement proglaciaire déconfiné (Brodzikowski et Van Loon, 1991, Powell *et al.,* 1990, Hirst *et al.,* 2002).

L'association de faciès FA4, caractéristique de la deuxième unité glaciaire GU2 (et absent de GU1), présente des faciès gréseux grossiers. Les grès sont souvent massifs, en bancs épais (1-5m), le plus souvent chenalisés, très érosifs, avec des stratifications obliques arquées. Ils évoluent vers le haut vers des faciès de grès fins à moyens, amalgamés, à rides de courant ou à laminations planes de haut régime. Les nombreuses figures de déformation, surtout localisées sur les flancs des chenaux à base érosive, les figures d'échappement d'eau et les fractures en gradin limitées à un seul banc gréseux,

sont interprétées là encore comme le résultat d'un cycle de couplage/découplage régulier entre la glace et son substrat. (Fig. 8, Clerc *et al*. 2013). La présence de dykes sableux injectés dans le substrat (sableux ou silto-argileux) témoigne également des fortes pressions du fluide lors de la mise en place de ces faciès et de l'importance des quantités d'eau disponible.

FA4 présente un très fort taux d'amalgamation, avec de nombreuses surfaces de réactivation ou d'érosion (cannibalisation), une forte densité de chenaux, avec un taux d'aggradation limité (ces faciès se développent au maximum sur 25m, et sont le plus souvent épais d'une dizaine de mètres). Ce constat suppose un espace d'accommodation réduit, contrairement à FA2, qui se développe sur plus de 50 à 60m, dans l'axe de la vallée tunnel de l'unité glaciaire GU1, mais également avec un flux sédimentaire très important.

Le modèle présenté propose que des volumes significatifs de sédiment peuvent se déposer en environnement sous-glaciaires grâce à des espaces d'accommodation sous la glace, dans des vallées tunnel, à hauteur de 40-50% du volume total (Clerc *et al.,* 2012, 2013, Ravier et *al.,* 2014). L'article conclut également sur l'existence d'un environnement de dépôts inédit, non décrit en dehors du Quaternaire, où la glace est faiblement ancrée sur son substrat (« lightly grounded » au sens de Brunt *et al.,* 2010, et Bindschadler *et al*., 2011). La morphologie de la plateforme, très étendue et très plate (Marante, 2008) sur laquelle s'écoule la calotte glaciaire ordovicienne, favorise le développement d'un dense réseau de chenaux sous-glaciaires, pendant que la glace est à l'équilibre entre flottaison et ancrage sur son substrat sous l'effet de son poids. Cet environnent a été décrit en Antarctique actuel (Glacier de Pine, péninsule Antarctique) et fait l'objet de nombreuses modélisations (Pollard et DeConto, 2009, Favier *et al.,* 2014).

Au final, on alterne entre un environnement sous-glaciaire, un environnement pro et un environnement périglaciaire plus distal, marquant des cycles d'avancée ou de retrait partiel ou définitif de la calotte glaciaire hirnantienne

L'existence d'un environnement sous-glaciaire a de fortes implications sur ces réservoirs. En effet, **de nombreuses surfaces de couplage et découplage** peuvent ainsi exister **au sein de la série sédimentaire**, chacune étant associée à des déformations du sédiment, meuble, poreux et perméable par augmentation de la pression et surpression de l'eau contenue dans le réseau poreux. Enfin, et malgré leur caractère « proximal », des sédiments fins silto-argileux peuvent aussi se déposer dans ces environnements sous-glaciaires, à l'instar de l'association de faciès FA1.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 370 (2013) 127–144

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/palaeo

Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco

Sylvain Clerc [a,b,*], Jean-François Buoncristiani [a], Michel Guiraud [a], Emmanuelle Vennin [a], Guy Desaubliaux [b], Eric Portier [b]

[a] Laboratoire Biogeosciences UMR/CNRS 6282 Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 DIJON, France
[b] GDF Suez EPI, 1 place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche 92930 Paris La Défense Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 20 February 2012
Received in revised form 20 November 2012
Accepted 7 December 2012
Available online 19 December 2012

Keywords:
Tunnel valley
Ordovician ice sheet
Subglacial environment
Proglacial environment
Morocco

ABSTRACT

This paper presents the sedimentary analysis of an exceptional Ordovician glacial tunnel valley in the eastern part of the Anti-Atlas. The valley infill comprises two major glacial erosion surfaces (striated pavements) each overlain by a fining-upward glacial unit. These units are composed of five distinct facies associations, recording the evolution from subglacial to proglacial environments, and an additional sixth facies association, overtopping the tunnel valley infill, and associated with post-glacial environments. The tunnel valley infill also records a transitional environment between the subglacial and proglacial settings, which is compared with the Antarctic ice-sheet margin. These three environments are defined by the position of the grounding line and the coupling line. The new proposed depositional model also differs from usual Ordovician depositional models in which the main tunnel valley infill is interpreted as essentially proglacial outwash deposits, in a range of glaciomarine to glaciofluvial environments. Overall, a substantial part of the valley infill (~50% of volume) was deposited in a subglacial setting. The sedimentary bodies could form potentially thick and laterally extended, although these were limited by the shape and extent of the subglacial accommodation space. Finally, the sedimentary record, when compared with regional analogues, also provides information for the palaeogeographic reconstruction of the Ordovician ice-sheet in this region.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The exceptional outcrop quality of the Upper Ordovician succession from the Western Sahara to the Arabian Peninsula has revealed widespread evidence of glacial sedimentation (Beuf et al., 1971; Deynoux, 1980; Hambrey, 1985; McDougall and Martin, 2000; Hirst et al., 2002; Ghienne, 2003; Le Heron et al., 2004; Denis et al., 2007). Based on that evidence, the Ordovician Maximum Extent of glaciation (OME) has been well mapped (Fig. 1A). A Hirnantian ice sheet covered most of Western Gondwana. It experienced ice front oscillations that can be grouped into two major ice sheet advances separated by a major ice sheet recessions (McDougall and Martin, 2000; Sutcliffe et al., 2000; Ghienne et al., 2003; Denis et al., 2007). Previously, evidence for Upper Ordovician glacial deposits has already been presented in the Central Anti-Atlas (Destombes, 1968; Hamoumi, 1999; Sutcliffe et al., 2001; Le Heron, 2007; Loi et al., 2010). It has been suggested that an ice-stream system flowed north-westwards in the vicinity of the study area (Fig. 1B; Le Heron et al., 2007).

Glacigenic successions of Upper Ordovician age have thus been well studied by the academic community and the oil industry (Sutcliffe et al., 2000; Ghienne, 2003; Eschard et al., 2005; Le Heron et al., 2006; Page et al., 2007; Tournier et al., 2010). In addition to the outcrop belt, the deposits continue into the subsurface of the Saharan Platform where subcrops occur in a number of intracratonic basins (Le Heron and Craig, 2008). Within the Ordovician sedimentary succession, although the deposits are heterogeneous, the tunnel valley fill is sandstone-dominated. These deposits potentially form substantial hydrocarbon reservoirs, where they are potentially overlain by the Silurian shales, which are hydrocarbon source rocks and seals (Davidson et al., 2000; Lüning et al., 2000). The growing economic interest in tunnel valleys has prompted a number of studies documenting their morphology and the nature of their infill, based mainly on Quaternary analogues. Likewise, subsurface data in North Africa reveals thick anastomosing channel networks (Le Heron and Craig, 2008) comparable to palaeovalley complexes preserved at outcrop (Beuf et al., 1971; Vaslet, 1990; Ghienne et al., 2003; Le Heron et al., 2004).

The aim of this study is to present new data based on investigations of an exceptional Ordovician glacial tunnel valley record in the eastern part of the Anti-Atlas. The architecture and the sedimentological and deformational features of the glacial infill are described and interpreted

* Corresponding author at: Laboratoire Biogeosciences, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel 21000 Dijon, France. Tel.: +33 156654985.
E-mail addresses: sylvain.clerc@u-bourgogne.fr (S. Clerc), jfbuon@u-bourgogne.fr (J.-F. Buoncristiani), michel.guiraud@u-bourgogne.fr (M. Guiraud), emmanuelle.vennin@u-bourgogne.fr (E. Vennin), guy.desaubliaux@gdfsuezep.com (G. Desaubliaux), eric.portier@gdfsuezep.com (E. Portier).

0031-0182/$ – see front matter © 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.002

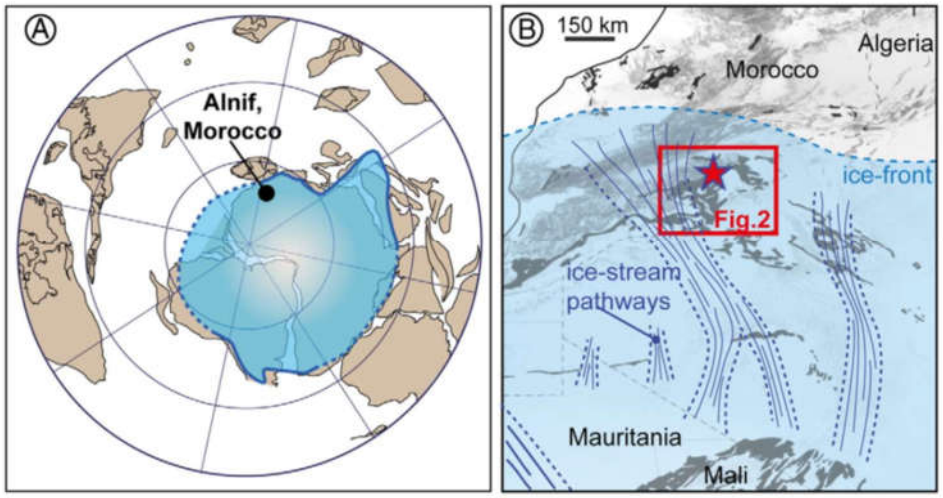


Fig. 1. A) Palaeogeographic reconstruction for the latest Ordovician (~440 Ma) adapted from Cocks and Torsvik (2002). The extent of the Hirnantian ice-sheet is modified from Ghienne et al. (2007). Main line refers to well constrained ice-sheet limits whereas dash line refers to more controversial ice-sheet limits. B) Detailed palaeogeographic reconstruction of the ice sheet over Morocco with the location of the study area (red asterisk), the reconstructed ice-sheet extent and the position of the reconstructed palaeo ice-streams (Ghienne et al., 2007; Le Heron et al., 2007).

to build a new depositional model based on recent developments in glaciology, including new observations and concepts developed from the Antarctic ice-sheet. The depositional model of the Alnif tunnel valley infill is compared with other tunnel valley infill and placed within the chronological framework of the Hirnantian glaciation in this part of Morocco in order to address implications for palaeographic reconstructions for ice-sheets.

2. Geological background

2.1. Structural situation

The Anti-Atlas belt is a large antiform structure (Fig. 2) striking NE–SW formed by the Late Carboniferous–Permian compression event. It exposes Palaeozoic rocks as well as older basement lithologies (Piqué, 2001). The Panafrican suture (referred to as the Major Anti-Atlas Suture or Anti-Atlas Major Fault) resulted from the collision between the West African Craton and the Reguibat Shield during the Panafrican compressive phase (Black and Fabre, 1980; Ennih and Liégeois, 2001; Coward and Ries, 2003). Other structural trends include N–S to NW–SE striking faults in the vicinity of the Ougarta Range, progressively deflected towards an E–W direction in the Moroccan Anti-Atlas region. These oblique trends reflect the accretion of terranes on both the northern and western sides of the craton (Burkhard et al., 2006). Following the Panafrican compression, the Early Palaeozoic was characterised by relative tectonic stability, although evidence of limited extensional tectonic activity continuing into the earliest Cambrian is reported (Burkhard et al., 2006). From the Late Cambrian to the Ordovician, an extensional tectonic regime led to the development of NE–SW to E–W-oriented graben and half-graben structures (Zagora graben) related to the reactivation of Panafrican structures (Robert-Charrue and Burkhard, 2008). The Caledonian compressive phase, at the transition from Silurian to Early Devonian, led to the complete differentiation of large basins. By the end of the Early Palaeozoic, the Hercynian compression phase, oriented SSE–NNW, led to the folding, uplift and subsequent partial erosion of the Palaeozoic cover. The Anti-Atlas Palaeozoic cover is unconformably overlain by Mesozoic and Cenozoic series, forming gently dipping plateaus called 'Hamadas' (i.e. Tindouf, Draoura and Guir). The present-day elevated topography of the Anti-Atlas range is the consequence of both the Variscan orogeny and Late Eocene to Miocene–Early Pliocene uplift, corresponding to a structural inversion (Frizon de Lamotte et al., 2000; Ellouz et al., 2003). Atlasic compression is mostly constrained in the High-Atlas, Rift and Meseta regions, north of the South Atlas Fault, suggesting that the Anti-Atlas structure is mostly inherited from the Hercynian tectonic phase, although the recent Atlasic compression led to significant uplift of the Palaeozoic series (Piqué, 2001).

2.2. Regional stratigraphy of preglacial and glacial deposits

In the Central Anti-Atlas, Ordovician lithostratigraphic and biostratigraphic frameworks were defined by Destombes (1968) and Destombes et al. (1985). In the present paper, the initial stratigraphic nomenclature is modified following international stratigraphic code (Fig. 3). Three lithostratigraphic groups are defined: the lower Bani Group, a sandstone-dominated succession; the Ktaoua Group, a shale-dominated succession, and finally the upper Bani Group, which corresponds to a second sandstone-dominated succession. The upper Bani Group is described in the Djebel Foum Larjamme (Destombes et al., 1985; Le Heron, 2007). In this area, the Upper Ordovician deposits start with the preglacial argillaceous Ktaoua Group at the base. This is overlain by the lower formation of the upper Bani Group, which is characterised by bioturbated sandstones. The sedimentary record ends with glacigenic rocks, which are defined as the upper formation of the upper Bani Group, deposited above an unconformity cutting into the lower formation of the upper Bani Group. According to Le Heron (2007), this unconformity defines a series of tunnel valleys (0.5 km to 1 km wide, up to 100 m deep) that were cut into the preglacial formations by high hydrostatic pressure beneath the ice sheet and filled with glacigenic sediments deposited in a shallow marine or continental environment.

Recently, a high-frequency eustatic signal has been proposed for the Upper Ordovician, based on new high-resolution data from stratigraphic sequence analysis of the Bou Ingarf section (Loi et al., 2010). Although no glacial sediments are preserved and possibly none were deposited here before the Hirnantian, the three major (>40 m) forced regressions identified at the base of this section probably record an increase in ice-sheet volume during the Katian. The end-Ordovician glaciation is characterised by two distinct regressive/transgressive or glacial/interglacial phases. The first phase reflects changes from a restricted marine to a shoreface environment, with no evidence of glacial deposits. The second phase starts with an abrupt erosion surface and includes a system of

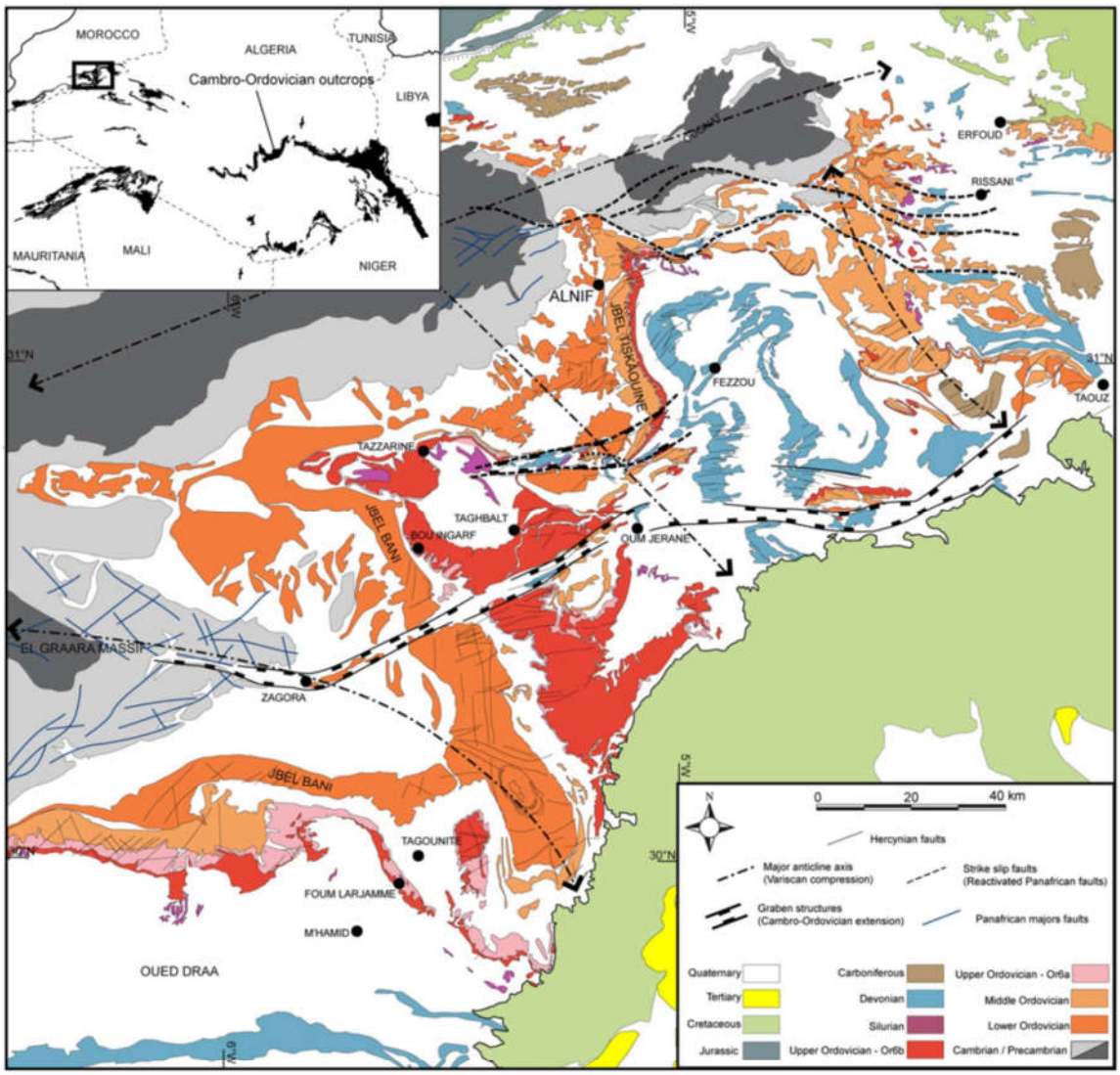


Fig. 2. Structural situation and geological map of the South Anti-Atlas region, Morocco. Modified from Destombes et al. (1985) and Robert-Charrue and Burkhard (2008).

superimposed palaeovalleys, which are interpreted as tunnel valleys. According to Loi et al. (2010), the bulk of sediment infill in these tunnel valley incisions consists of glacio-fluvial to estuarine sedimentary facies.

2.3. Study area

Outcrops in the Alnif area, located between Jebel Gaiz in the north and Jebel Tiskaouine in the south, expose Upper Ordovician deposits (Fig. 2). In this area, Villas et al. (2006) refined the preglacial Upper Ordovician stratigraphic succession, composed of the lower Ktaoua, the upper Tiouririne and the upper Ktaoua formations (Fig. 3). This preglacial succession of weathering-resistant sandstone beds (KT1 to KT7) alternating with shales is characterised by good lateral continuity of lithologies and thicknesses, thus allowing reliable lithological correlations (Fig. 4).

According to Álvaro et al. (2007), the lower Ktaoua Formation is composed of a coarsening-upward sequence recording upper offshore to shoreface environments, episodically affected by storms (Marante, 2008). The upper Tiouririne Formation is composed of sandstone beds recording an increase of storm-dominated influences and illustrating the transition to an inner platform. Above, this formation records a bioturbated heterolithic system, with local storm channels (KT3), terminating with amalgamated subtidal channel units (KT4). The upper Ktaoua Formation is characterised by gravity-driven deformation structures, including slumps and slides that developed on low-angle slopes, together with occasional storm pulses recorded by low-amplitude hummocky cross-stratification.

In Alnif, the lower formation of the upper Bani Group is completely absent, and is thought to have been removed by the Hirnantian glacial advance. The glacial unconformity incises the upper Ktaoua Formation, and is overlain by the glacially related, upper formation of the upper Bani Group (Destombes et al., 1985). Above the interfluves, the youngest strata, locally preserved below the glacial erosional surface (Fig. 3), consist of greenish siltstones with sparse sandstone granules. The clear changes in colour and sedimentation styles compared with the underlying sandstones which are characterised by abundant

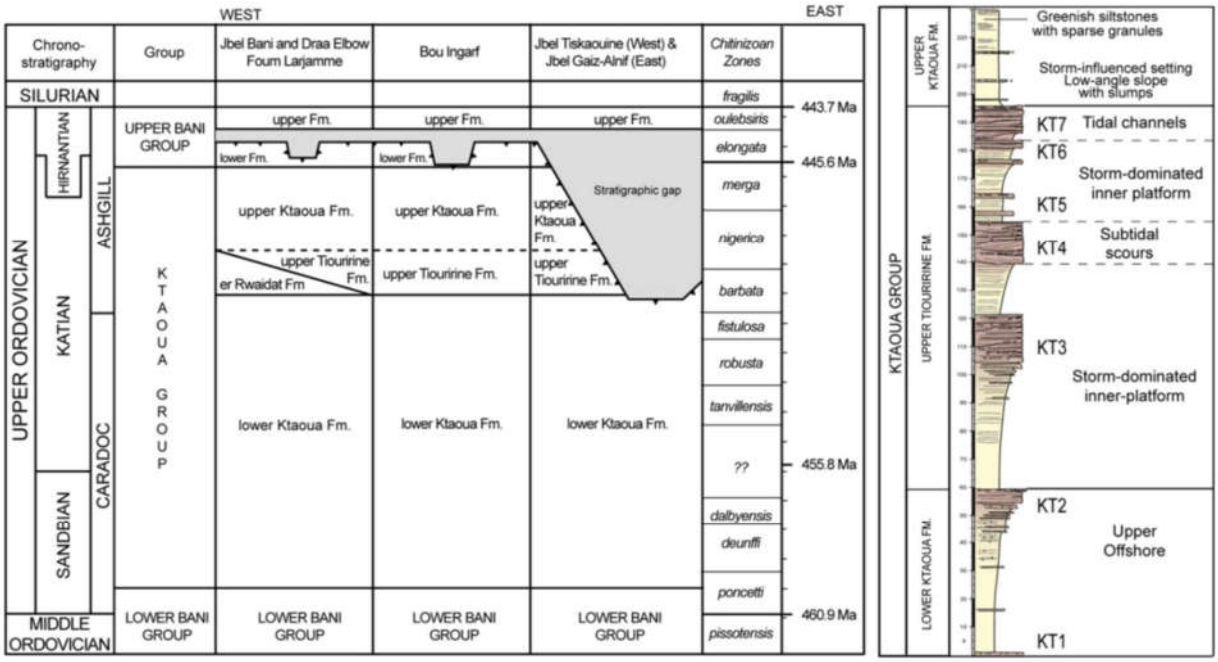


Fig. 3. Upper Ordovician stratigraphic correlation between Foum Larjamme and Alnif. The preglacial sedimentary record around Alnif is presented, illustrating the characteristic sandstone units numbered KT1 to KT7. Depositional environments are from Álvaro et al. (2007).
Adapted from Villas et al. (2006), Álvaro et al. (2007) and Loi et al. (2010).

hummocky-cross stratifications suggest a different depositional environment, possibly under glacial influence. This hypothesis is discussed later in the text (Section 6.3).

The upper formation of the upper Bani Group can be divided into three lithostratigraphic members (Destombes et al., 1985; Álvaro et al., 2007): the Alnif Member is composed of a massive conglomerate; it is overlain by the Tamekhtart Member, which is composed of clast-poor muddy diamictite; this is topped by the Amouktir Member with conglomeratic sandstones and quartzite. Sutcliffe et al. (2001) and Villas et al. (2006) described a *Hirnantia* fauna in the clast-poor diamictite from the upper formation of the upper Bani Group. This brachiopod-based biostratigraphic analysis indicates that glacial sedimentation in the Alnif area occurred after the Early Hirnantian.

3. Architecture and glacial evidence

Extensive cartographic fieldwork, supplemented by a photo-geological interpretation of QuickBird high-resolution (50 cm) panchromatic satellite images was undertaken. A sector of about 6 km wide and 6 km long was mapped in detail for preglacial and glacial series (Fig. 4). Mapping of this glacial deposits revealed two superimposed incisions representing two major unconformities: a first glacial pavement (GP1) related to the base of the glacial record (Fig. 5A), and a second glacial pavement (GP2) in the upper part of the sedimentary record (Fig. 5B). These unconformities allow the tunnel valley infill to be subdivided into two glacial units: glacial unit 1 (GU1) and glacial unit 2 (GU2).

The palaeovalley is about 5 km wide and trends SSE–NNW (~N320). This valley is cut into the Late Ordovician deposits of the lower Ktaoua to the upper Ktaoua Formations, reaching a maximum incision depth of about 180 m. This incision is characterised by flanks with average slopes of 10°, locally exceeding 20° on the southern flank of the palaeovalley (Fig. 5A). In some places, the contact between the preglacial and glacial series is well exposed. The lowest glacial pavement (GP1) is characterised by a very sharp contact with preglacial facies. Above GP1, basal deposits include conglomerates (Fig. 6A), which discontinuously drape both the bottom and the flanks of the valley. The glacial pavement, consisting of a several centimetre-thick sandstone bed, displays smooth, polished fluted structures (2.5 m long; 1 m wide; <1 m high; Fig. 6B), which are oriented towards the NW, and characterised by a low elongation ratio (length/width varying from 2 to 5). This pavement also has abundant continuous, millimetre-thick lineations (Fig. 6C), which are interpreted as sheet-dewatering structures, implying post-depositional fluid escape and local fluidisation of the sediment (Lowe and LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975). Centimetre microfaults are abundant on the sandstones bed of the pavement GP1 (Fig. 6D), and are characterised by a steep dip and a normal direction of displacement. These faintly undulating microfaults commonly cross-cut each other, and represent brittle-to-ductile deformation. The observations provide further evidence that the sediment was poorly lithified at the time of deformation.

The second glacial erosion surface (GP2) cuts into the glacial deposits of the first glacial unit (GU1). The incision is about 70–100 m deep and associated with NW-oriented fluted surfaces (Fig. 6E) in the middle of the valley, but only 20 m deep above and beyond the tunnel valley margins (Fig. 5B). The erosion surface is generally flat with locally steep slopes (10°). The basal contact is very sharp and marked by a patchy, heterolithic conglomerate. Both GU1 and GU2 are preserved both inside and outside the valley, overtopping the valley margins, revealing an overfilled geometry.

The geomorphological and lithological characteristics, including great incision depth, steep flanks and conglomeratic deposits at the base of the valley, are consistent with the definition of a tunnel valley, as described in the Quaternary glacial record (Ó Cofaigh, 1996; Piotrowski, 1997; Huuse and Lykke-Andersen, 2000). Glacial pavement characteristics, with evidence of hydroplastic deformation and liquefaction, indicate subglacial meltwater drainage at the ice/bed interface, and probably in the sediment, initiating fluid overpressure and enhancing tunnel valley formation (Piotrowski, 2006; Douillet et al., 2012). Conversely, glacial processes including quarrying or plucking, usually associated with indurated bedrock, are absent.

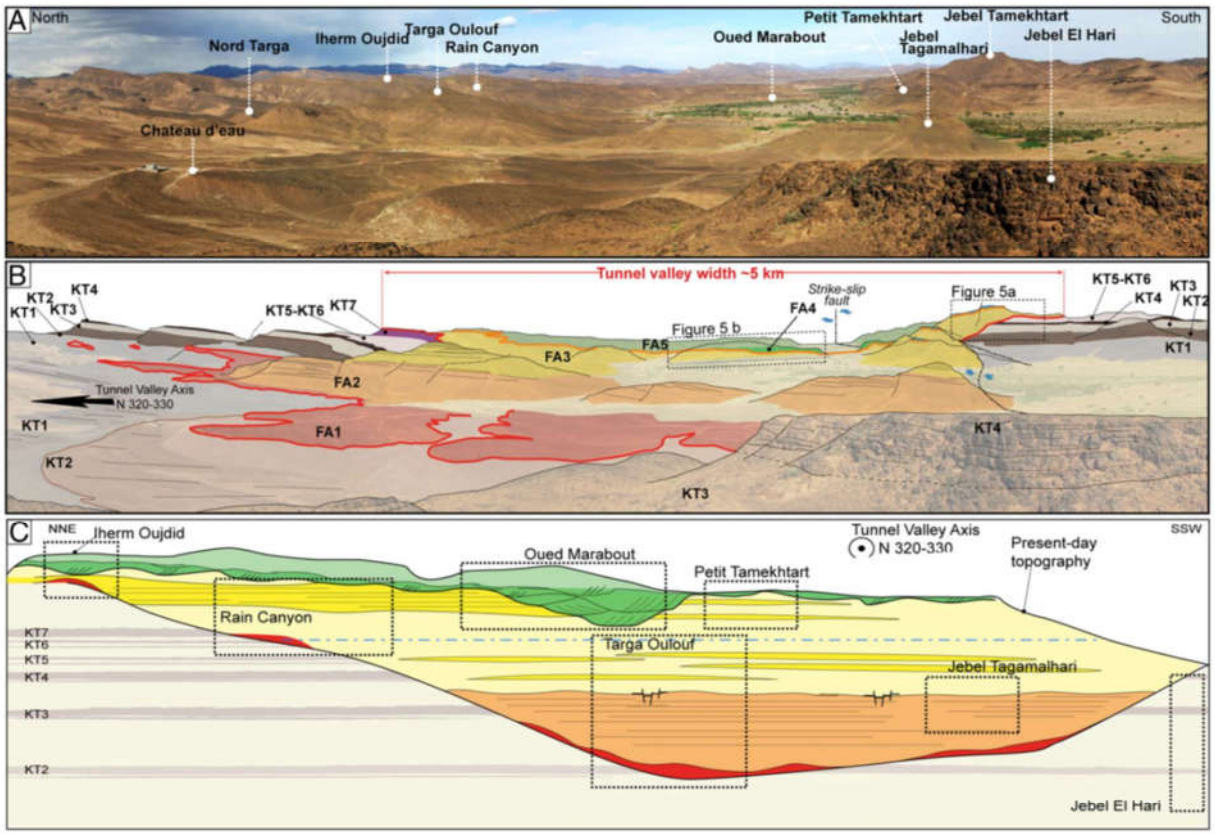


Fig. 4. A) Panoramic photograph of the Alnif tunnel valley, incising preglacial deposits of the Ktaoua Group. Locations referred to in the main text are indicated on the photograph. B) Interpreted photograph illustrating the five facies associations described in the main text. The locations of Fig. 5A and 5B are also reported. C) Synthetic model of the tunnel valley infill. Colours refer to facies associations mentioned in B. Localities mentioned in the main text are indicated by the dashed squares.

4. Facies associations in the tunnel valley fill

The glacially related succession is subdivided into five facies associations, named hereafter FA1 to FA5, with distinctive geometries, internal organisation and deformation structures, which differ from the underlying preglacial succession. These facies associations are grouped into two glacial units, named GU1 (FA1, FA2 and FA3) and GU2 (FA4, FA5). A sixth facies association (FA6) corresponds to the post-glacial record.

4.1. FA1 — matrix-supported conglomerates

4.1.1. Description

FA1 occurs immediately above GP1 (Fig. 7A) on both valley floor and flanks. It ranges in thickness from 1 to 15 m (Fig. 7B). It is dominated by matrix-supported conglomerate, containing sandstone clasts and a coarse to very coarse sandy matrix, with water-escape structures. The clasts are centimetre- to metre-sized, mostly tabular/discoid in shape with southward-facing long axes (N150) and a generally southward dipping orientation of the clasts. Some clasts contain well-preserved brachiopods and other fauna, some have concentric internal laminations and others are arranged in concentric structures interbedded with large, undeformed preglacial sandstone slabs (Fig. 7C). Abundant well-rounded quartz granules are present in the matrix. Locally, this conglomerate is incised by large channels (2–1 m deep; 4–8 m wide) with normally graded conglomerates (Fig. 7D), or medium-grained sandstones. Some channels cut down locally to the preglacial strata. A sandy diamictite is also identified near Targa Oulouf (Fig. 7A, ~22–23 m), and consists of an 80 cm-thick bed of limited lateral extent, composed of fine-grained sandstones and a siltstone matrix containing sparse centimetre-scale, floating clasts of preglacial sandstone.

4.1.2. Interpretation

The brachiopod-bearing clasts probably originate from preglacial sandstones (Ktaoua Group). The tabular shape of the clasts, together with their poor sorting suggests short-distance transport, and hence is probably of local origin. Conversely, the well-rounded quartz granules do not originate from the Ktaoua Group strata and probably record long-distance transport, thus implying mixed sedimentary sources for the clasts, of both local and remote provenance. The southward-dipping orientation of the clasts is indicative of unidirectional clast re-arrangement by simple shear strain. Various origins can be proposed for the simple shear strain: it may be associated with debris flow sedimentation (Benn, 1994; Menzies and Shilts, 2002) or with an overflowing ice-sheet (lodgement tills; Benn, 1995; Evans et al., 2006). In ice-contact settings, channelised matrix-supported conglomerates are interpreted as recording pulses of hyperconcentrated flows (Mulder and Alexander, 2001), probably resulting from turbulent flows in high-energy meltwater drainage (McCabe and Ó Cofaigh, 1994) and from the reworking massive conglomerate.

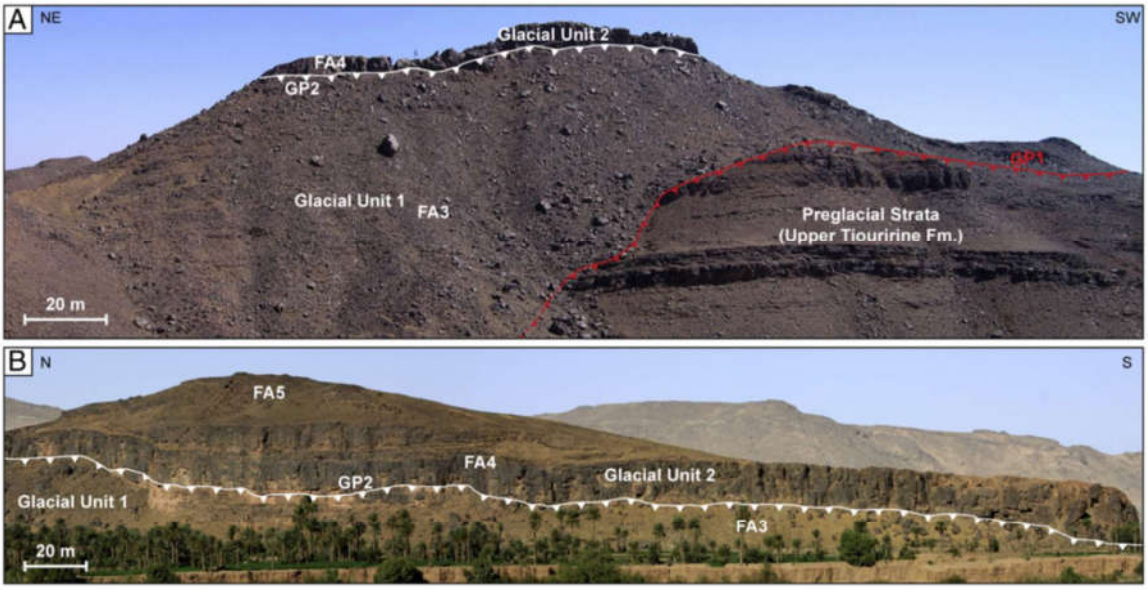


Fig. 5. A) Panoramic photograph illustrating the basal unconformity GP1 incising the preglacial strata on the SW flank of the valley (Jebel Tamekhtart). Above the glacial erosion surface, Glacial Unit 1 consists of fine-grained sediments (FA3), eroded by the second glacial unconformity (GP2). B) Panoramic photograph of Oued Marabout section, with Glacial Pavement 2, incising Glacial Unit 1 (FA3) and overlain by Glacial Unit 2, composed of channelised sandstones (FA4) overlain by fine-grained deposits (FA5).

4.2. FA2 — sheet-like bedded, rippled sandstones

4.2.1. Description

FA2 is composed of siltstones to medium-grained sandstones. Facies of FA2 are arranged in a coarsening upward trend over the lowest 60 m, and alternate between fine to medium-grained sandstones and massive siltstones (Fig. 7A, 83–100 m). FA2 is present within the valley but absent from both the flanks and the interfluves. In the lower part of the valley infill, where it is interbedded with FA1, FA2 consists of thin-bedded, ripple cross-laminated, fine-grained sandstones including sparse granules (20–35 m). Above that, FA2 consists of stacked metre-scale beds with a sheet-like geometry, thinning laterally over 500 m. These beds are composed of mica-rich sandstones with alternating ripple cross-laminations and planar laminations, which provide the basic pattern (~0.3–1 m in thick) repeated and stacked over ~50–60 m. Typically, this pattern starts with planar laminations pass upward into either current ripples or climbing ripple cross-laminations, and terminate with planar laminations (Fig. 7E). Different types of climbing ripple cross-laminations are recorded with either preserved or eroded stoss-side (A-type and B-type, respectively) and sinusoidal laminations (Ashley et al., 1982). Locally, these deposits are truncated by flat to low-angle incisions, which are filled with massive to planar-laminated, medium-grained sandstones. Two types of deformation structures are recognised: (1) abundant convolute laminations restricted to centimetre- or decimetre-thick beds and (2) normal microfaults of centimetre scale affecting single sandstone beds (Fig. 7A, 80–95 m; Fig. 7F).

4.2.2. Interpretation

FA2 consists of sheet-like sandstone beds, of significant lateral extent, only constrained by the morphology of the tunnel-valley incision. Ripple cross-laminations are associated with laminar flow from a lower flow regime, and horizontal laminations indicate laminar to turbulent flow, from an upper flow regime. Climbing ripples are generally deposited by turbidity currents when suspended fallout and bedload transport occur contemporaneously (Jobe et al., 2011). These conditions occur with non-uniform flows, where decreasing turbulence intensity over short-distances results in drastically decreased flow capacity (Hiscott, 1994). This is a characteristic waning flow stage (Jopling and Walker, 1968; Ashley et al., 1982), associated with pulsed/pulsating discharge of density flows, or expanding flows, associated with jet-efflux (Russell et al., 2003; Hornung et al., 2007). The steady stratal pattern demonstrates sustained flow energy and relatively steady depositional processes. Scours filled with well-sorted sandstones are interpreted as the deposits of turbulent flows of higher energy (Allen, 1982; Mulder and Alexander, 2001; Mutti et al., 2003). In this facies association, convolute structures indicate high aggradation rates and deformation of water-saturated sediments (Collinson et al., 2006). They are interpreted as water escape structures (Lowe, 1975). Normal microfaults are indicative of vertical compression strain related either to sediment compaction (Lowe, 1975) or, in agreement with previous authors, ice-weight deformations by grounded ice (Beuf et al., 1971; Biju-Duval et al., 1974; Denis et al., 2010). In addition, these microfaults affect single sandstone beds rather than several beds. Such restricted deformation features more likely record successive deformation cycles rather than a single deformation event (Lesemann et al., 2010). Sparse granules in ripple cross-laminated facies can be associated with bedload transport or alternatively they may be interpreted as granule rain-out concomitant with lower flow conditions.

4.3. FA3 — dropstone-rich and fauna-bearing siltstones

4.3.1. Description

FA3 is laterally very extensive across the palaeovalley and overtops the margins of the incision. It comprises massive and faintly laminated siltstones, interbedded with thin-bedded, very fine to fine-grained sandstones, composed of alternating ripple cross-laminations, planar laminations or massive sand. These thin-bedded sandstones are either interbedded with siltstones or amalgamated. For instance, a few metres beneath GP2, near Oued Marabout (Fig. 5A), sandstones are stacked in 10 to 15 m thick packages, extending laterally over several hundreds of metres. Climbing ripple cross-laminations are identified, evolving from A-type to B-type and occasionally ending with sinusoidal laminations. The lowest occurrences of sandstone outsized clasts (3–10 mm), some of them facetted and striated, are found in the massive sandstone beds, a few metres above the sharp contact with FA2, but they are more

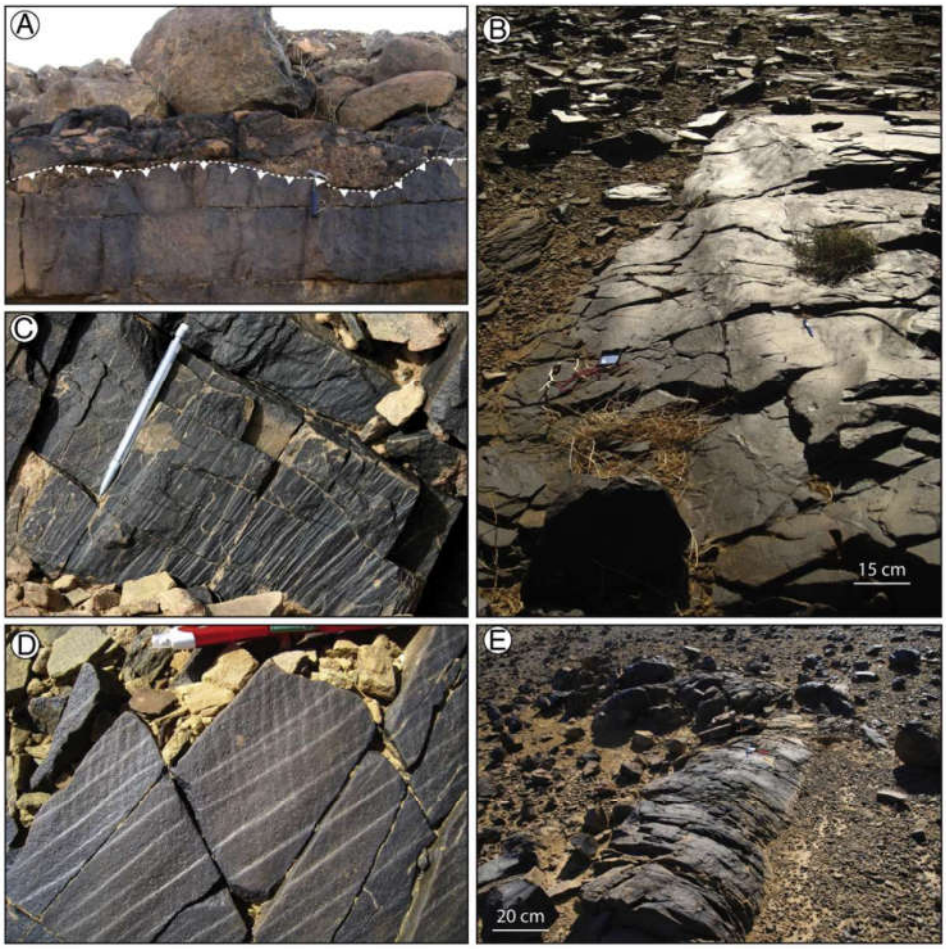


Fig. 6. A) Basal unconformity (GP1) near Targa Oulouf, showing the contact between horizontally stratified sandstones, incised by conglomeratic deposits (FA1). B) Fluted surfaces identified on GP1. These morphologies are oriented N150–N320. C) Dish-structures associated with water escape, affecting massive sandstones beds on GP1. D) Cross-cutting, normal microfaults affecting ripple bedded sandstone beds on GP1. E) Fluted structures oriented N150–N320 associated with GP2 and identified between Rain Canyon and Iherm Oujdid.

abundant in the siltstone beds, higher in the section (Fig. 7G). In addition, cobbles and rare boulders (30 cm diameter) are found in the siltstone intervals. They occur together with complete and partly preserved shell of *Hirnantia* fauna (Fig. 7H) including *Arenorthis arenaria*, *Destombesium ellipsoides* and *Eostropheodonta* sp. (Destombes et al., 1985; Villas et al., 2006). This fauna is identified a few metres above FA2 mostly in siltstones beds, but also in fine-grained sandstone beds. Locally, loading structures affect thin-bedded sandstones, whilst contorted sandstone beds are also identified beneath GP2 (Fig. 7I).

4.3.2. Interpretation

FA3 is found within the tunnel valley and above the interfluves, recording ever less confined depositional processes. Thin-bedded sandstones with current ripples and planar laminations are interpreted as deposited by traction deposition from unidirectional currents, in upper to lower flow conditions (Collinson et al., 2006). Massive siltstones, which may be faintly laminated locally, are associated with predominant suspension fall-out and subordinate bedload deposition from low-density underflows (Brodzikowski and van Loon, 1991). Massive siltstones could be associated with 'en masse' deposits, but the development of thin-bedded sandstones and the presence of rare faint laminations in siltstone are not consistent with this interpretation. Small, low-angle incisions record localised, higher-energy channelised flows, forming superficial scours (Hornung et al., 2007). The resulting stratigraphic pattern displays low bed amalgamation, reflecting sufficient depositional space for sedimentation, which is consistent with an unconfined depositional environment, and coeval sedimentation in the tunnel valley and beyond the margins, above the interfluves. Different hypotheses can be postulated for the presence of fauna in FA3. Some of the brachiopods found in the sections may have been reworked from the preglacial strata, meaning they are not indicative of the depositional environment, in which case, the faunal assemblage can be expected to reflect the diversity described in the preglacial strata, including brachiopods, bivalves, orthoceras, and echinoderms (Villas et al., 2006). Alternatively, the faunal assemblage described in FA3 is exclusively composed of brachiopods from *Hirnantia* fauna, characteristic of the upper formation of the upper Bani Group (Amouktir Member, Villas et al., 2006). Thus, the fauna indicates instead a depositional environment with favourable ecological conditions, such as seawater influences. Although the smallest granules could be associated with bedload transport, cobbles and boulders of preglacial sandstones found in massive siltstone beds are likely to represent dropstones from an ice sheet, especially icebergs or an ice-shelf.

4.4. FA4 — lenticular, trough cross-bedded sandstones

4.4.1. Description

FA4 consists of amalgamated channels (up to 15 m thick, up to 300–400 m wide, near Oued Marabout), containing trough cross-stratifications, ranging over 2–6 m in amplitude and 10–20 m in wavelength (Fig. 8A). Locally, a patchily developed basal conglomerate occurs, 0.3–1 m in thickness and 0.5–2 m in width (Fig. 8B). Although similar to those described in FA1, the conglomerates in FA4 are composed of smaller clasts, generally very well rounded. Unlike in FA1, these clasts do not display preferred re-arrangement. This facies association passes upwards into trough cross-bedded, coarse to medium-grained sandstones (Fig. 8C), evolving laterally into stacked, thin-bedded, medium to fine-grained sandstones (10–25 cm in thickness). Thin-bedded sandstones, composed of planar laminations and current ripple cross-laminations, generally exhibit a slightly undulating morphology and pinch-out laterally over <100 m. In Oued Marabout, trough cross-bedded sandstones and thin-bedded sandstones display progressively less erosion surfaces upwards, together with preserved siltstone beds. The deformation structures in FA3 comprise convolute laminations (Fig. 8D) and large-scale dewatering structures, up to 1.5 m in height and 2 m in width (Fig. 8F), below channelised structures. Locally, the top of the channel system is affected by normal microfaults, with centimetre-scale offset (Fig. 8E), restricted to single sandstone beds.

4.4.2. Interpretation

The patchy conglomerates record high-energy deposits (e.g. debris flow) whilst large channelised systems composed of coarse-grained facies attest to turbulent flows, with prevailing upper flow regime conditions. The high degree of cannibalisation of the channelised structures is characteristic of high pressure on the channel flanks, which facilitates lateral migration (Catania and Paola, 2001). Together with the vertical stacking, dominated by the amalgamation of sandstone beds, this architecture is evidence of limited water depth and depositional space, forcing the channel system to develop by successive overdeepening. Deformation structures reveal compaction processes leading to the development of large water-escape structures and sediment liquefaction/fluidisation. Normal microfaults can be associated with either post-depositional compaction or ice-weight deformations by grounded ice (Beuf et al., 1971; Biju-Duval et al., 1974; Denis et al., 2010). The occurrence of these faults in separate single beds, rather than cross-cutting multiple beds, may imply repeated cycles of compressional strain, as opposed to a single deformation event (Lesemann et al., 2010).

4.5. FA5 — massive siltstones with thin-bedded sandstones

4.5.1. Description

FA5 overlies microfaulted sandstone beds (FA4) with sharp base. It consists of thin-bedded sandstones interbedded with massive or faintly laminated siltstones and fine-grained sandstones. Thin-bedded sandstone beds are either isolated or stacked, in which case they form tabular to sheet-like sandstone units, extending over about 500 m, overtopping the tunnel valley margins. Isolated thin-bedded sandstone beds are 50 to 80 cm thick, extend laterally over 80 to 100 m and are composed of massive sand, planar laminations and current ripple cross-laminations, including climbing ripples. They are locally cut by isolated channels of limited lateral extent (3–5 m), containing trough cross-bedded structures (Fig. 8G). Neither shell fragments nor outsized granules were found in the siltstone intervals.

4.5.2. Interpretation

Massive to faintly laminated siltstones demonstrate predominant suspension settling processes with subordinate low-energy unidirectional currents, from the lower flow regime. Thin-bedded sandstones, with ripple-cross laminations and planar laminations, are associated with unidirectional planar to turbulent flow processes, from lower to upper flow regimes (Mulder and Alexander, 2001; Mutti et al., 2003). Isolated channels with trough-cross bedding structures are interpreted as the deposits of turbulent flow conditions and traction sediment transport, with 3D dune migration (Shaw and Gorrell, 1991; Mulder and Alexander, 2001). The absence of gravel lag and well-expressed grading in the channel fill is not consistent with a fluvial origin (Posamentier and Walker, 2006). Instead, this is characteristic of a channelised median to distal lobe, as found in turbidite systems, with superficial scours and small channels, from which episodic overspills enable thin-bedded sandstones to contribute to the progradation of the lobe system. The presence of siltstone intervals and thinner sandstone beds differs from the amalgamated stratal pattern described in FA4. This lower amalgamation ratio reveals a decrease in sediment flux and/or an increase in depositional space. The absence of dropstones in FA5 is linked either to the absence of iceberg-calving processes, or to a low relative concentration in dropstones due to a high sediment discharge.

4.6. FA6 — tabular sandstones and graptolite-rich shales

4.6.1. Description

The uppermost deposits sealed the tunnel valley succession. Although it is very poorly exposed, FA6 is identified within the valley margins and beyond, above the interfluves. FA6 is characterised by its tabular geometry and its very limited thickness (<10 m) but it is of wide lateral extent. This facies association consists of 20 to 50 cm-thick, well-sorted sandstone beds, with planar laminations or symmetrical ripple structures (Fig. 9A). Locally, wide (~5 m), low-amplitude trough cross-bedded sandstones are described in channels (Fig. 9B), cutting into horizontally stratified sandstone beds. Despite their very poor preservation, the uppermost beds exhibit centimetre-scale depressions, vertical burrows (Fig. 9C) and trilobite trail traces, immediately overlain by the graptolite-rich, Silurian shales (Fig. 9D).

4.6.2. Interpretation

The lateral extension of well-sorted medium-grained sandstones sealing the glacigenic deposits is indicative of a wholly unconfined depositional environment, after the tunnel valley incision is fully buried. Likewise, their lateral extent suggests uniform depositional conditions. Symmetrical ripple bedding indicates oscillatory flows (wave ripples). Planar laminations indicate high-energy unidirectional currents, whilst low-angle trough cross-bedded sandstones attest to channelised flows. The vertical burrows probably represent *Skolithos* ichnofacies, implying vertical escape from burrows generated by rapid faunal development under conditions of high sediment aggradation in a shallow marine setting or shoreface environment (Seilacher, 2007). It passes upward into the Lower Silurian shales (Fig. 9D) which contain abundant graptolites (Lüning et al., 2000).

5. Depositional model

5.1. Presentation of the Antarctica lightly grounded ice-sheet margin

Recent observations of Antarctic ice-sheet margins (Corr et al., 2001; Bindschadler et al., 2011) have revealed that these marginal environments form a complex mosaic of grounded to ungrounded ice (Bindschalder et al., 2005). Ice sheet margins are characterised by the transition from a fully grounded ice-sheet to a fully floating ice-sheet or ice-shelf towards the sea. The transitional area or hinge zone (Vaughan, 1995) between subglacial and proglacial environments is not strictly defined. At the ice-sheet surface, this area is referred to as a lightly grounded ice plain, characterised by flat surfaces and isolated ice-mounds, which corresponds to ice-bed coupling spots at the ice/bed interface. This zone of grounded and ungrounded ice is located between a fully grounded ice sheet, developing landward from the

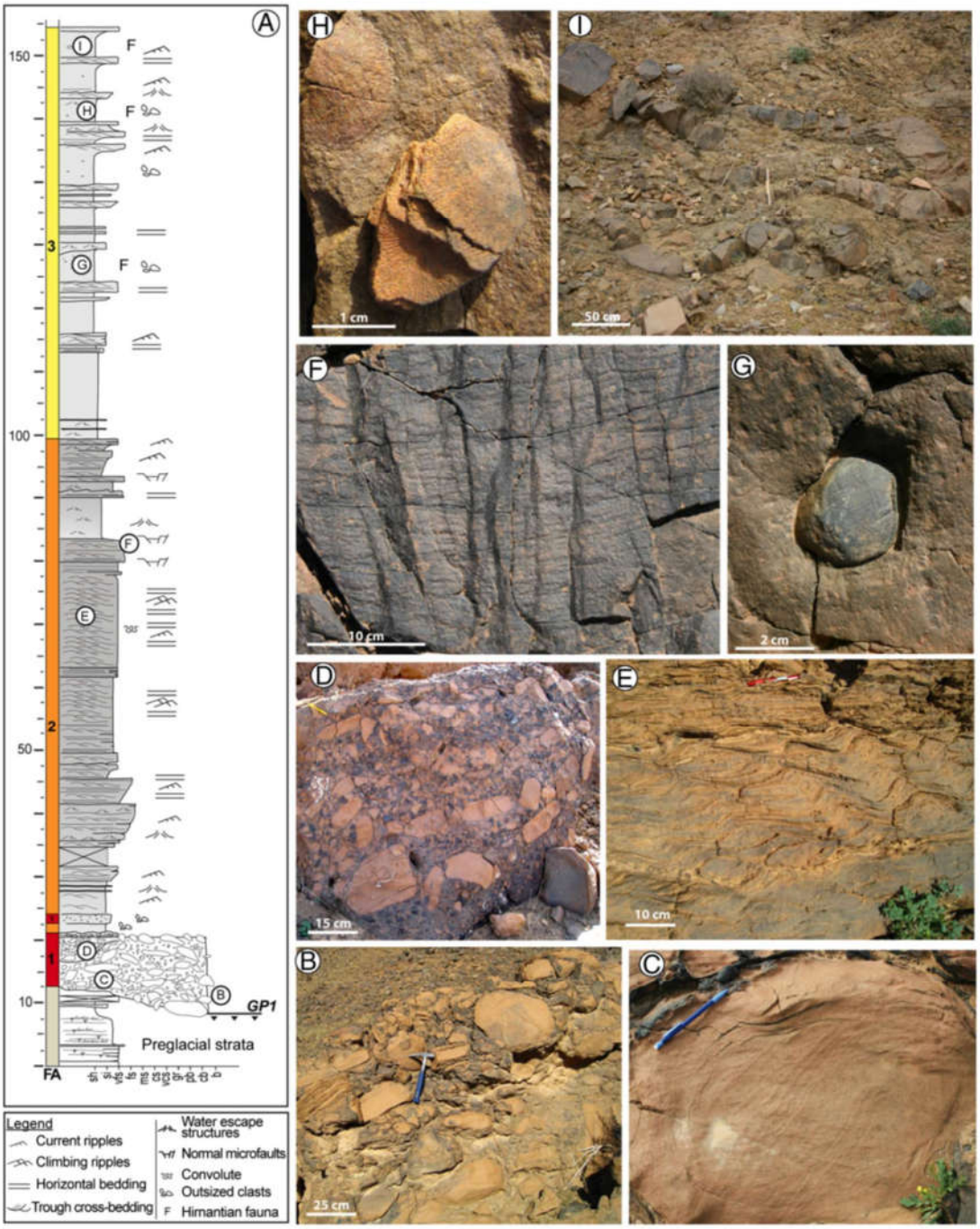


Fig. 7. A) Synthetic log of Glacial Unit 1, based on the Targa Oulouf outcrop. B) Massive conglomeratic facies (FA1) immediately overlying GP1. The conglomerate is composed of preglacial sandstone clasts and coarse-grained matrix containing quartz granules. C) Example of preglacial clasts with circular structures, overlain by an undeformed preglacial slab, located over GP1 on the north-eastern flank of the tunnel valley, near Iherm Oujdid. D) Moderately graded conglomerates in channel structures, incising massive conglomerate and preglacial strata, near Chateau d'eau. E) Sedimentary basic motif characteristic of FA2, described in Targa Oulouf. The motif is approximately 60 cm in height with a symmetrical facies distribution and illustrates fluctuating flow conditions. See the main text for full description of the basic motif. F) Normal microfault with centimetre-scale offset affecting the uppermost sandstones beds of FA2, in Targa Oulouf, and marking the transition with FA3. G) Facetted and striated floating clast in FA3 and interpreted as a dropstone. H) Well-preserved moulds of brachiopods from the Himantia Fauna identified in FA3. I) Contorted sandstones beds identified in FA3, below GP2 in Oued Marabout.

coupling line, and a fully floating ice sheet, developing seaward from the grounding line. For instance, at Pine Island Glacier, where the bed is relatively flat, the lightly grounded ice sheet extends up to 28 km in length (Corr et al., 2001).

This configuration implies specific controlling parameters for accommodation space. In marine environments, accommodation space is governed by changes in relative sea level (Van Wagoner et al., 1988), controlled by two independent parameters: eustatic sea-level

fluctuations and tectonic subsidence/uplift. If the sea level remains constant, any changes in sediment supply to the accommodation space will lead either to regression or transgression of the shoreline, thus controlling the geometry of the sedimentary bodies. Unlike in marine settings, base level is not necessarily sea level in glacial settings and additional parameters are involved, both in glaciomarine (Powell and Cooper, 2002) or glaciolacustrine environments (Brookfield and Martini, 1999). Ice-sheet dynamics are of major importance, as the ice-front position controls the sediment entry point, which is not necessarily located at the water level, but rather below, at the seafloor. The geometry of the proglacial deposits is therefore strongly influenced by this specific configuration so that accommodation space can increase according to glacial advance/retreat cycles, irrespectively of any other controlling factors such as sea level changes or tectonism (Powell and Cooper, 2002). The same parameters apply for large glacial lakes (Brookfield and Martini, 1999). Occasionally, specific mechanisms such as rapid deglaciation with ice-sheet lift-off (O'Brien et al., 1999; Ó Cofaigh et al., 2005) can lead to sudden platform drowning, leading to a rapid transition to shales of marine origin. This hypothesis is inferred from the Ordovician deglaciation record in Niger (Denis et al., 2010). Finally, in a subglacial environment, the ice bed topography is a major controlling factor providing favourable conditions for increasing subglacial accommodation space from inherited topography (Brodzikowski and van Loon, 1991; McCabe and Ó Cofaigh, 1994; Boyce and Eyles, 2000; Bennett et al., 2006; Clerc et al., 2012).

5.2. Implication for the depositional model in the Alnif tunnel valley fill

Based on the current understanding of the Antarctic ice-sheet and the behaviour of recent analogues, the Ordovician landsystem can be divided into three different depositional environments (Fig. 10). The Fully Grounded Ice-Sheet (FGIS) is characterised by ice-bed coupling, where the ice-sheet rests on the substrate. This environment extends landwards from the coupling line, with ice-bed coupling, limited accommodation space and progressively increasing water input towards the margin leading to increasingly high fluid overpressure. The Lightly Grounded Ice-Sheet (LGIS) located between the coupling line and the grounding zone. This area is characterised by progressively less grounded ice, marking the transition between the fully grounded area and a fully floating ice-sheet (i.e. glaciomarine environment). Meltwater inputs increase and accommodation space is locally sufficient to allow sediment deposition. Nevertheless, periodically, an overhanging ice-sheet 'touches down' on the substrate, promoting sediment deformation by vertical loading (e.g. normal microfault). The glaciomarine environment, located seaward from the grounding zone, either beneath a fully-floating ice-sheet (sub-ice shelf environment) or beyond the ice-front (proglacial environment). This area is characterised by predominant seawater influence and the absence of ice-bed coupling.

The Alnif tunnel valley infill is divided in two glacial units (GU1 and GU2) which are recording two deglaciation cycles. GU1 records a deglacial cycle from confined to unconfined depositional environments (Fig. 11). The lower part of the valley infill is characterised by a glacial pavement with fluted surfaces, directly overlain by massive but discontinuous conglomerates (FA1). The combination of fluted surfaces, fluid pressure deformation and deposition of conglomerates together with strong clast re-arrangement indicates a subglacial depositional setting associated with high-energy meltwater drainage and mixed sedimentary sources. In this context, sandy diamicton is more likely to record coeval suspension settling of fine-grained sediments and pebble fall-out from overhanging ice. Increasing meltwater input towards the glacier margin (i.e. supraglacial melting and englacial routing) leads to enhanced meltwater discharge beneath the ice and to the development of localised channelised conglomerates, and the reworking of massive conglomerates. Typically, confined environments with high-energy depositional processes and fluid overpressure deformation indicate a subglacial environment under a fully grounded ice sheet, landward from the coupling line. The transition from subglacial conglomerates (FA1) to unidirectional current facies (FA2) is marked by laminated silty sands with dropstones, recording low-energy underflow currents with coeval suspension settling of fine-grained material and rain-out processes, probably originating from an overhanging ice roof. Sandy diamicton of limited extent and of glacial origin may be evidence of subglacial environments, rather than proglacial settings where the deposits would be expected to be much more extensive. In addition, reworking and erosion of this sandy diamicton is unlikely as overlying facies (FA2) are interpreted as deposited by low-energy processes.

Above, FA2 corresponds to fluctuating/pulsed meltwater flows. Depositional processes are dominated by concentrated to hyperconcentrated density flows rather than suspension fall-out processes (c.f. Allen, 1970; Mutti et al., 2003; Jobe et al., 2011), possibly associated with expanding flows (c.f. Russell et al., 2003; Hornung et al., 2007). The coarsening upward trend suggests progradation and the progressive infilling of an existing depression created by the initial incision of the tunnel valley (Fig. 12A). This hypothesis is supported by the presence of normal microfaults within the upper part of FA2, which affects single sandstone beds rather than cross-cutting multiple beds. This pattern records repeated events of deformation, due to repeated ice-bed coupling and decoupling phases, beneath a lightly grounded ice-sheet. The progressive tunnel valley infilling leads to a decrease in accommodation space. As the sediment pile was shoaling upwards to the ice roof (McCabe and Ó Cofaigh, 1994), erosive surfaces became more abundant and a temporary lightly grounded ice sheet was resting locally on the sediments as recorded by microfaults. Although similar underflow processes forming prograding fan systems are described in proglacial environments (Le Heron et al., 2004), the progradation stratigraphic pattern of FA2, with predominant reactivation surfaces and normal microfaults probably records a subglacial depositional environment confined within the tunnel valley, under a lightly grounded ice sheet. Antidunes are generally associated with high velocity in expanding flow processes (Russell et al., 2003; Hornung et al., 2007; Ghienne et al., 2010; Girard et al., 2012), but their absence is consistent with a subglacial environment, where the water depth is limited by the presence of an ice roof, under which backflow cannot develop (Brodzikowski and van Loon, 1991). The lack of marine influences in FA2 indicates a restricted environment, which could be explained by a very extensive LGIS precluding seawater influences within the valley margins. At the same time, the ice-sheet was probably still resting over the substrate above the interfluves (Fig. 12A). Alternatively a fluvial origin could be proposed for FA2 but would imply high-frequency ice-front oscillations, with both FA1 and the normal microfaults in FA2 attesting to subglacial environments and ripple-bedded sandstones in FA2 and brachiopod-bearing FA3 recording proglacial environments. Such ice-front oscillations should be associated several glacial pavements but there is no evidence of additional glacial pavement (other than GP1) and so the hypothesis of ice-front oscillations can be rejected.

Immediately after the deposition of FA2, the valley remained underfilled (Fig. 4), leading to the flooding of both the tunnel valley

Fig. 8. A) Synthetic log of Glacial Unit 2, based on the Oued Marabout outcrop. B) Channelised conglomerates associated with GP2. The lower part is composed of massive conglomerates whilst the upper part displays liquefaction structures affecting well-sorted sandstones. The motif terminates with slightly deformed then well preserved ripple cross-laminations (below the hammer). C) Base of large-scale trough cross-stratified sandstones (FA4) with many mud-clasts. D) Liquefaction structures affecting trough-cross bedded sandstones (FA4) in Oued Marabout. E) Normal microfault with centimetre-scale offset affecting the top of channelised structures in Oued Marabout. F) Large water escape structures affecting thin-bedded sandstones and associated with channel incision, in the upper part of FA4. G) Poorly exposed, isolated channel incising thin-bedded sandstones and massive siltstones (FA5).

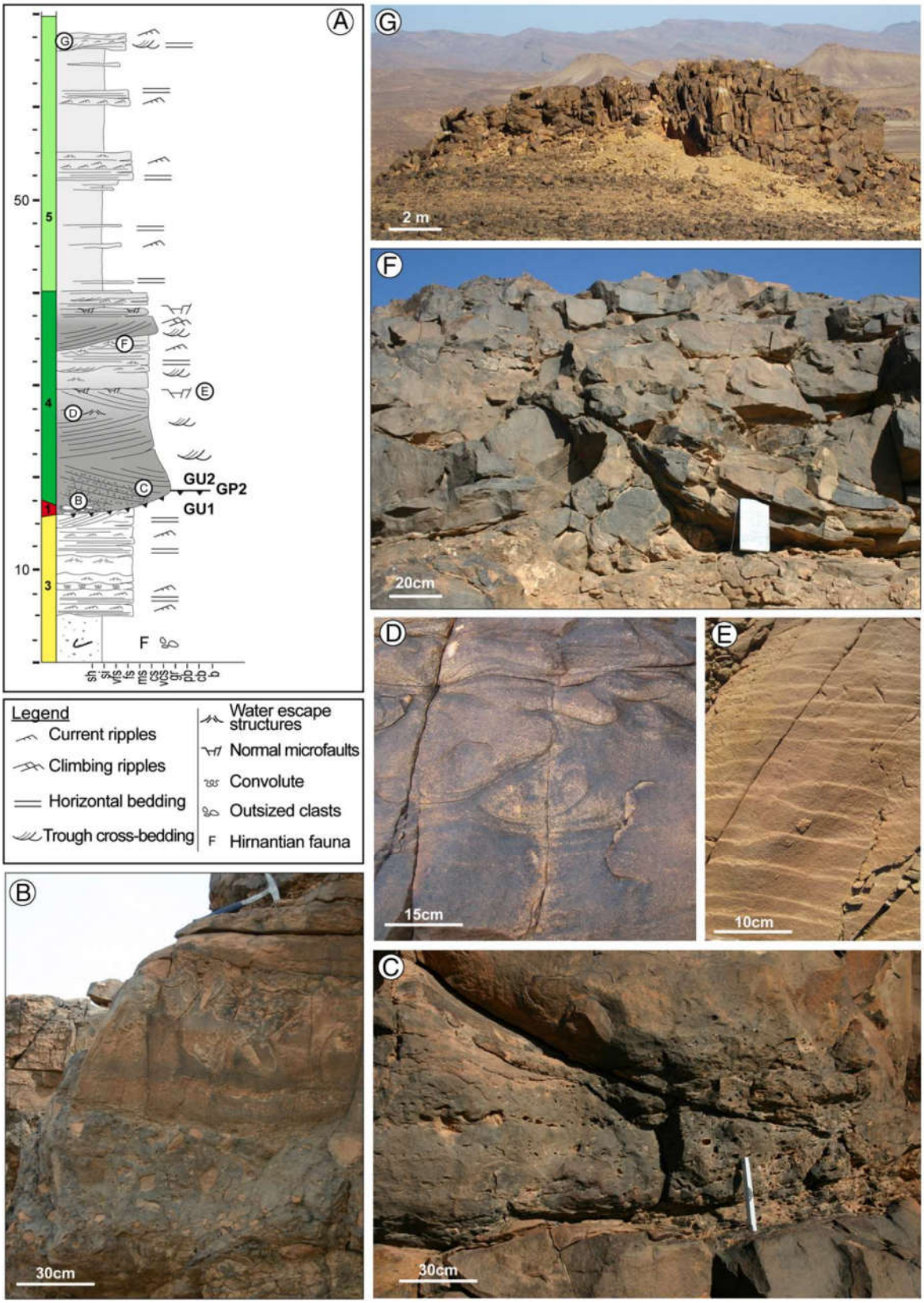

A
G
F
E
D
C
B
5
4
3
2
1
50
10
GU2
GP2
GU1
F
Legend
Current ripples
Climbing ripples
Horizontal bedding
Trough cross-bedding
Water escape structures
Normal microfaults
Convolute
Outsized clasts
Hirnantian fauna
2 m
20cm
15cm
10cm
30cm
30cm

Fig. 9. A) Very well- sorted, fine-grained sandstones with symmetrical ripples ascribed to oscillatory flows. B) Low-angle, trough cross-bedded sandstones interpreted as a channel. C) Vertical burrow in trough cross-bedded sandstones. D) Graptolite-rich Silurian shales overlying FA5.

and the interfluves and the probable development of glaciomarine conditions in a fully unconfined environment. FA3 is characterised by a poorly amalgamated suite of sandstone beds, whilst the absence of ice-weight deformation confirms there was relatively high accommodation space. Localised, small channel incisions and thin-bedded, rippled sandstones, with sheet-like geometry, suggest that these facies record a proglacial, possibly glaciomarine fan system, beyond the grounding zone. The high concentration in outsized clasts, interpreted as dropstones reveals iceberg calving processes or rain-out from an ice-shelf, and limited sediment fluxes consistent with low to moderate

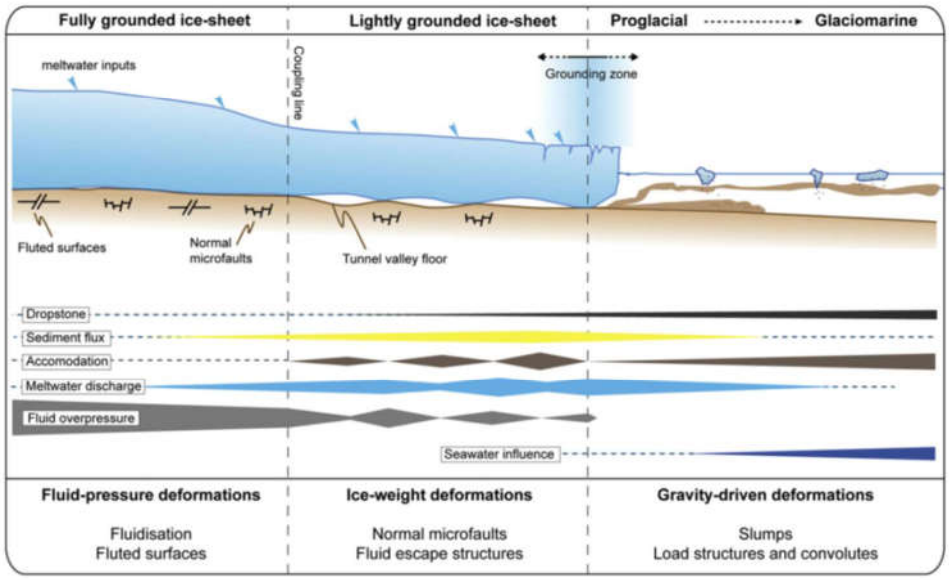


Fig. 10. Synthetic model for the distribution of the three distinct depositional environments defined by the position of the coupling line and the grounding zone, from the internal zones of the ice-sheet towards the open sea. The relative importance of different parameters (sediment and meltwater flux, accommodation, fluid overpressure, etc.) is given for each environment.

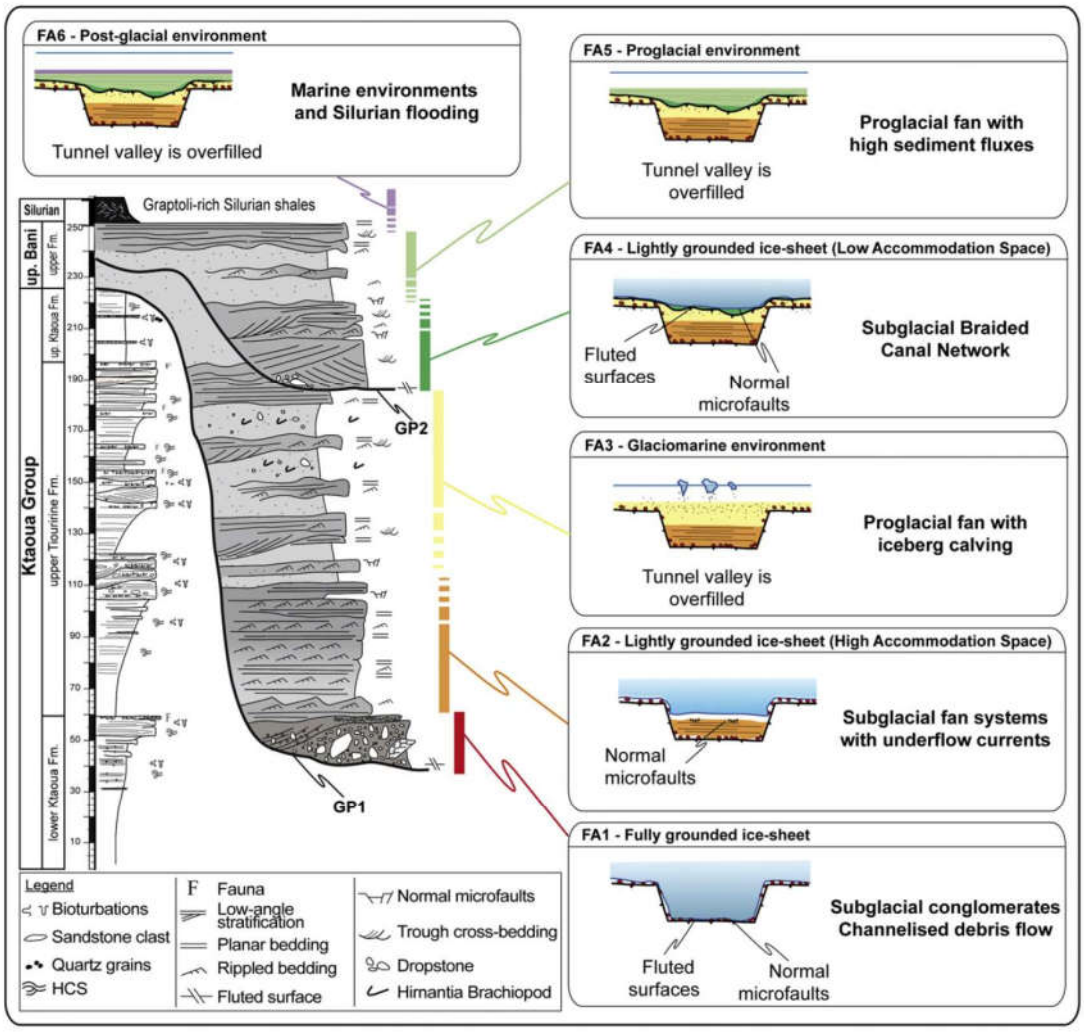


Fig. 11. Synthetic depositional model for the Alnif tunnel valley. Two deglaciation sequences are recorded, from a subglacial depositional environment to open sea conditions. The final deglaciation led to the Silurian flooding and the deposition of organic-rich shales.

discharge of meltwater and sediment, associated with the deposition of FA3. However, the lack of specific sedimentary structures characterising a sub ice-shelf environment (Cowan et al., 1999; Hiesmtra et al., 2004) means this hypothesis can be rejected. The presence of a *Hirnantia* fauna and the coeval deposition of low energy unidirectional currents, suspension fall-out and intense rain-out processes, argue for a glaciomarine episode in GU1. As a result, the deposition of FA3 both in the valley and above the interfluves is indicative of a wholly unconfined environment, with relatively high sea level. The second glacial advances recorded by GP2, therefore occured on a fully buried tunnel valley.

GU2 develops immediately above GP2. It starts with discontinuous conglomerates (Fig. 11) are incorporated into a channel system (FA4), recording a high-energy channelised system with a high meltwater input, characteristic of a subglacial to ice-marginal position (Powell, 1990; Ghienne and Deynoux, 1998; Le Heron et al., 2004). The high degree of cannibalisation of the channelised structures, together with liquefaction and normal microfaults affecting sandstone beds, demonstrate fluid overpressure and relatively limited accommodation space. FA4 records a subglacial environment, which is characterised by a lightly grounded ice sheet, immediately after the coupling line (Fig. 12B), where large volumes of meltwaters and high sediment fluxes are available, but accommodation space remains limited. At this time, the tunnel valley was overfilled by proglacial sedimentation (FA3), resulting in an even topography. Hence, the distributed channelised system (Fig. 4) is interpreted as a subglacial braided canal network developing over a soft bed (Walder and Fowler, 1994). This system consists of a network of interconnected cavities and/or channels which is frequently forced by the overhanging ice-roof to migrate laterally and to overdeepen. This system is located under a progressively less grounded ice sheet, with increasing accommodation space, as attested by the decrease in sandstone amalgamation, and is related to the continuous retreat of the ice-front.

Like FA3, FA5 records a proglacial environment dominated by suspension fall-out in a distal environment, alternating with concentrated to hyperconcentrated flows recorded as amalgamated sandstone beds and channel incisions associated with a more proximal environment. However, the lack of fauna reveals unfavourable ecological conditions with a high sediment flux and increased freshwater input. The lack of dropstones does not necessarily imply the absence of calving. Instead, high meltwater and sediment discharges, consistent with the underlying high-energy drainage system (FA4), result in a low concentration of dropstones associated with deglaciation.

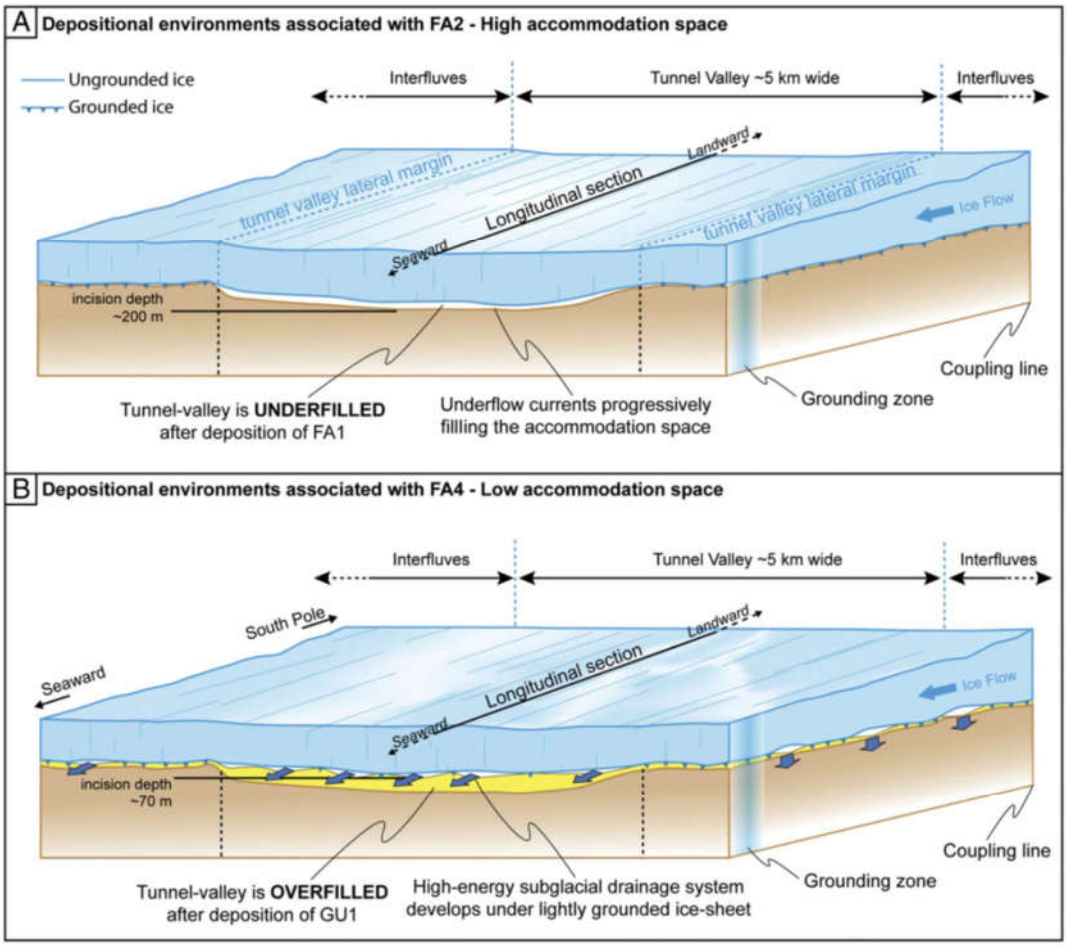


Fig. 12. A) Tunnel valley morphology when FA2 was deposited under a lightly grounded ice-sheet with high accommodation space. The great incision depth (~200 m) meant the ice-sheet was lightly grounded above the tunnel valley, whilst the ice-sheet was fully grounded above the interfluves. The vertically confined environment within the incision and below the ice-sheet enabled underflow currents to build as a fan-like system. B) Tunnel valley morphology when FA4 was deposited under a lightly grounded ice-sheet with low accommodation space. After Glacial Unit 1 was deposited, the tunnel valley was overfilled. FA4 developed as a distributed braided canal network, with high-energy meltwater drainage, leading to smooth, shallow incision (~70 m). The distributed channel system developed both over the valley and the interfluves. The ice-sheet remained grounded locally.

6. Discussion

6.1. Validity of the LGIS model for the Ordovician the A1lnif tunnel valley

The glacial sedimentary record preserved in the Alnif area is intercalated between preglacial sediments that are interpreted as having been deposited in shallow marine environments and Silurian deposits which was a major flooding event on a global scale. It implies that the palaeogeography at the time of the glaciation was characteristic of lowlands rather than high mountain ranges and slope failure at the continental plateau margins, as observed on the present-day Antarctic margins (Alley et al., 1989) or the western Norwegian margin during the Last Glacial Maximum in Europe (King et al., 1998). The palaeogeography was therefore more similar to the southern margin of the Fenno-Scandian ice-sheet, over the North Sea, Denmark, Germany and Poland. The preglacial Ordovician environments provided a characteristic topography, sloping N–NW, at very low slope gradients, from 0.2 to 0.4° (Beuf et al., 1971; Marante, 2008), inherited from the structural basin configuration during the extensional tectonic regime initiated during the Cambrian (Robert-Charrue and Burkhard, 2008).

However, despite dissimilarities in terms of topographic configuration, the application of the Antarctic model to the Ordovician glaciation is relevant. The lowland configuration is important, because apart from specific ice-sheet dynamics, such as ice-streaming, which can be associated with a grounded ice-sheet at great depth below sea-level (Canals et al., 2000), increasing sea-floor depth is the major limiting factor for ice-shelf extension (van der Veen, 2002). In addition, when the ice gradient is low, especially when the ice-sheet bed is flat, the grounding line rather consists rather of a transitional zone (i.e. grounding zone) from lightly grounded to barely floating ice, rather than a strictly defined line (Vaughan, 1995; Benn and Evans, 2010). The gentle slope gradient during the Ordovician could therefore have provided a favourable configuration for an extensive grounding zone and thus a very extensive lightly grounded ice-sheet, more than ~30 km in extent as recorded for Pine Island Glacier. In addition, the tunnel valley incision creates a favourable configuration for subglacial accommodation space. In Alnif area, the lightly grounded ice sheet only developed on the tunnel valley floor alone, i.e. within the valley margins as suggested by the extension of FA2, whereas the interfluves only record a sharp transition from conglomeratic facies (FA1) to massive siltstones facies (FA3). In spite of a deep (160 m) tunnel valley incision, the subsequent infill does not

feature large-scale geometries such as clinoforms. For instance, gently dipping progradation (5°) of fan lobes is described in the Gargaf Arch palaeovalley (Le Heron et al., 2004) where it is interpreted as an ice-contact fan system (Powell, 1990). The absence of similar deposits suggests that accommodation space was limited, preventing clinoforms from building up.

Some major characteristics of lightly grounded ice sheet environments can be listed, based on previous studies of Quaternary glacial deposits (Brodzikowski & van Loon, 1991; McCabe and Ó Cofaigh, 1994; Lesemann et al., 2010; Clerc et al., 2012) and on the depositional model presented above. Sedimentary bodies are laterally confined within the tunnel valley incision and are not associated with coeval sedimentation above the interfluves. Instead the lightly grounded ice sheet above the tunnel valley floor coincides with the subglacial setting above the interfluves. The limited accommodation space is recorded by a high sandstone-to-shale ratio, with abundant erosion surfaces and rare gradual changes between facies. In addition, siltstones and shales are subordinate facies. Likewise, high-energy channelised systems have to develop by overdeepening and frequent lateral migration whilst high fluid overpressures, associated with high-pressure channelised systems are responsible for liquefaction of the water-saturated sediment. Finally, sedimentation and deformation processes are penecontemporeanous as suggested by coupling/decoupling phases inferred from microfaulted single-sandstone beds.

6.2. Comparison with other tunnel-valley infills

Tunnel valleys are defined as large, elongated, overdeepened depressions cut into sediments or bedrock (Ó Cofaigh, 1996). They occur as individual segments or as an anastomosing network; they are commonly several kilometres long, with a maximum depth of a few hundred metres and a maximum width of a few kilometres (Huuse and Lykke-Andersen, 2000; Jørgensen and Sandersen, 2006; Lonergan et al., 2006). They are generally steep-sided, with flat, undulating bottoms; they commence and terminate abruptly and are either partly or fully sediment-filled by glacial sediments (Kristensen et al., 2008). Onshore and offshore seismic surveys have revealed a complex network of tunnel valleys (Pugin et al., 1996; Sandersen and Jørgensen, 2003), generally oriented parallel to the subglacial hydraulic potential gradient (Boulton et al., 1995). In the Quaternary record, the internal architecture is complex (e.g. Piotrowski, 1994), and is composed of major erosive surfaces and even successive generations of cross-cutting tunnel valleys (Stewart and Lonergan, 2011). However, the basic infill is quite similar in most tunnel valleys, and is composed of three main seismic facies: 1) a chaotic basal seismic facies, of variable thickness; 2) a well-stratified/layered seismic facies in the middle to upper part of the valley infill, characterised by lateral onlaps over the valley margins (Kluiving et al., 2003); and 3) a third seismic facies characterised by large-scale clinoforms dipping down-valley with downlap geometry over previous seismic facies. These structures extend beyond the full width of the valley, although they are not systematically present in all tunnel valleys (Kristensen et al., 2008).

Ordovician palaeovalleys have been reported from outcrop observations in Mauritania, Morocco, Algeria, Libya, Saudi Arabia and Jordan (Beuf et al., 1971; Vaslet, 1990; Ghienne and Deynoux, 1998; Ghienne et al., 2003, 2007; Le Heron et al., 2004; Eschard et al., 2005; Le Heron, 2007) as well as from subsurface exploration (Smart, 2000; Hirst et al., 2002; Moreau, 2011). In spite of similarities in the nature of the tunnel valley infill, these authors report major differences. Observations reveal polyphased infill with multiple erosion surfaces confined within the valley or several generations of tunnel valleys stacked one upon another. This pattern is linked to a complex history, reflecting successive ice-front positions, glacier dynamics and sediment supply (Ghienne, 2003).

Tunnel valley formation and subsequent infill are generally associated with the deglaciation, which provides the large volumes of meltwater necessary for the formation of the incision (Ó Cofaigh, 1996). The sedimentary succession generally records the transition from subglacial to proglacial environments. Ghienne et al. (2003) emphasised the resemblance between Ordovician and Pleistocene architectural units in valley infill. Basal deposits generally consist of massive to cross-bedded conglomeratic facies of variable thickness, lying across the valley, from the centre to the flank. These deposits are interpreted as subglacial deposits (Ghienne and Deynoux, 1998) or high-energy, proximal, subaqueous fans at the ice-margin (Le Heron et al., 2004). In the Tassili N'Ajjers and in the Illizi Basin of Algeria, tunnel valleys display turbidite systems evolving upwards into storm-dominated, glaciomarine environments (Hirst et al., 2002). A similar transition is reported by Le Heron et al. (2004) in the Gargaf Arch, Libya, where tunnel-valley infill is mainly composed of fine-grained sediment, typical of hemipelagic settling, passing upwards into a storm-dominated shelf facies in a proglacial environment. However, observations of the same zone led Ghienne et al. (2003) to a different interpretation. They inferred a deglaciation sequence due to progressive shallowing from a proglacial subaquatic fan to delta deposits, evolving upwards into a fluvial braided system. Terrestrial glacio-fluvial infill has also been described in Mauritania (Ghienne and Deynoux, 1998) and in the upper part of a Moroccan tunnel valley in the Bou Ingarf area, with a fluvial meandering system evolving upwards into a shoreface depositional setting (Loi et al., 2010). Finally, outburst flood deposits in proglacial outwash environment are inferred from climbing-dune cross-stratifications (Le Heron et al., 2006; Ghienne et al., 2010).

Glaciomarine environments are favourable for sediment preservation during deglaciation phases. Sediments are less likely to be remobilized and are stored because there is sufficient accommodation space. In continental settings, most sediment consists of aggrading glaciofluvial deposits which are preserved because of a sustained high rate of accommodation and coeval high rate of sediment supply associated with a glacio-eustatically dominated sea-level rise (Ghienne, 2003; Ghienne et al., 2010).

On the other hand, the inaccessibility of subglacial environments results in a lack of sedimentological models. Although the study of Quaternary and present-day subglacial systems provides insights into ice-sheet related environments, these depositional models must be adapted to the end-Ordovician palaeogeographic configuration. The Ordovician palaeogeography, which is characterised by very low slope gradients, meant there were potentially very extensive sub-ice-sheet environments. As a result, subglacial deposits are not necessarily limited to basal valley infill. In addition, subglacial facies are not restricted to coarse-grained facies and tillites, as is generally postulated for Quaternary environments (Menzies and Shilts, 2002; Russell et al., 2003; Winsemann et al., 2007).

The Upper Ordovician glacial record is quite unusual in that it is dominated by sandstones with a subordinate amount of conglomerate and fine-grained facies. These characteristics reflect the nature of the eroded substrate of Cambrian and Ordovician sandstones (Ghienne et al., 2007). Thus grain-size cannot provide direct information as to the position of the sediment source (i.e. proximal versus distal). Coarse-grained facies consisting of conglomeratic material are only provided by local erosion of the substrate during tunnel-valley formation. Therefore, the absence of coarse-grained facies does not preclude a subglacial depositional setting. Instead, subglacial evidence has to be determined from detailed sedimentological observation and flow dynamics.

6.3. Palaeogeography and the Hirnantian glacial chronological model for south-eastern Morocco

Depositional environments deduced from the Alnif tunnel valley have wider implications for Hirnantian ice-sheet palaeogeography.

The Hirnantian glaciation started at ~444.5 Ma and has been correlated throughout North Africa (Ghienne et al., 2007). The glaciation is composed of two glacial cycles separated by a major interglacial period, associated with the mid-Hirnantian flooding (Denis et al., 2007; Ghienne et al., 2007; Loi et al., 2010). The second glacial cycles is of greater extent, and corresponds to the Ordovician Maximum Extent (OME) over northern Gondwana, marked by the ice front reaching northern Morocco and Turkey. It is associated with glacial evidence such as glacial pavements and subglacial tunnel valleys (Destombes, 1968; Monod et al., 2003; Ghienne et al., 2007; Le Heron et al., 2007). Based on this chronological framework, the observations in the Alnif tunnel valley and deglaciation cycles defined in this study are compared to the recent work by Loi et al. (2010) in the Bou Ingarf section. The following assumptions can be made.

Firstly, the occurrence of preglacial siltstones with lonestones in the upper part of the Upper Ktaoua Fm. (Fig. 3) can be associated with a glacially influenced environment and correlated with the development of successive ice-sheets constrained in internal continental areas of Gondwana since the early Katian, prior to the glacial maximum extent (e.g. Unit 2 in Loi et al., 2010).

Secondly, Glacial Unit 1 (GU1) associated with the development of a large tunnel valley in the Alnif area can be correlated with the first glacial unit, associated with the development of the tunnel valley network around Bou Ingarf (e.g. Unit 3 in Loi et al., 2010), and associated with the Ordovician Maximum Extent (OME). These cycles end with glaciomarine deposits, suggesting a low-amplitude interglacial/interstadial period, shortly after the OME.

Thirdly, Glacial Unit 2 (GU2) in the Alnif tunnel valley, overlying fluted surfaces (GP2) can be associated with the uppermost glacial unit around Bou Ingarf (Unit 4) which also developed over a glacial pavement. This observation therefore provides reliable evidence that, after the OME, the ice-front was once again located north of the study area, before the final withdrawal of the ice-sheet from the North-Gondwana regions.

7. Conclusions

The sedimentary succession exposed around Alnif is interpreted as a tunnel-valley system. The palaeovalley is characterised by two glacial pavements representing two major erosion surfaces, above which two glacial units developed. Five distinct facies associations, defined by sedimentological analysis, can be grouped into three depositional environments, based on their geometry, their sedimentological and deformation structures and their stratigraphic position. These environments are defined by the position of the coupling line and the grounding zone, which in turns control variations in accommodation space. Upwards from the coupling line, a fully-grounded ice-sheet developed, with low accommodation space, high meltwater discharge and high fluid overpressure. Between the coupling line and the grounding zone, a lightly grounded ice-sheet developed, with vertically limited accommodation space (high amalgamation), but potentially of considerable lateral extent, constrained only by the shape and size of the subglacial cavities. Depositional processes were associated with high to moderate meltwater discharge. Downwards from the grounding zone, proglacial and glaciomarine conditions prevailed, with high accommodation space and progressively predominant sea-water influences, away from the ice margin.

Acknowledgements

The authors thank GDF Suez EPI for the funding of this study and for the permission to publish this work. The work is a contribution from the 'SEDS' (Systèmes, Environnements et Dynamique Sédimentaire) research team in the Laboratoire Biogeosciences-UMR/CNRS 6282 at the University of Burgundy. The authors are also very grateful to Editor F. Surlyk, as well as reviewers J.-F. Ghienne and D.P. Le Heron for the guidance provided by their constructive review, which greatly improved the manuscript. We also take this opportunity to thank Carmela Chateau-Smith and Christopher Sutcliffe for language correction.

References

Allen, J.R.L., 1970. A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. Sedimentology 14, 5–6.
Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. Developments in Sedimentology, 30. Elsevier, Amsterdam.
Alley, R.B., Blankenship, D.D., Rooney, S.T., Bentley, C.R., 1989. Sedimentation beneath ice shelves — the view from ice stream B. Marine Geology 85, 101–120.
Álvaro, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J., Vizcaïno, D., 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 245, 20–36.
Ashley, G.M., Southard, J.B., Boothroyd, J.C., 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. Sedimentology 29, 67–79.
Benn, D.I., 1994. Fabric shape and the interpretation of sedimentary fabric data. Journal of Sedimentary Research 64 (4), 910–915.
Benn, D.I., 1995. Fabric signature of subglacial till deformation, Breidamerjökull, Iceland. Sedimentology 42, 735–747.
Benn, D.I., Evans, D.J.A., 2010. Glaciers & Glaciations, Second Edition. Edward Arnold, London. 802 pp.
Bennett, M.R., Huddart, D., Waller, R.I., 2006. Diamict fans in subglacial water-filled cavities — a new glacial environment. Quaternary Science Reviews 25 (21–22), 3050–3069.
Beuf, S., Biju-Duval, B., de Charpal, O., Gariel, O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara, sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection "Science et technique du pétrole". Institut Français du Pétrole, Paris.
Biju-Duval, B., Deynoux, M., Rognon, P., 1974. Essai d'interprétation des "fractures en gradins" observées dans les formations glaciaires précambriennes et ordoviciennes du Sahara. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique 16, 503–512.
Bindschadler, R., Choi, H., Wichlacz, A., Bingham, R., Bohlander, J., Brunt, K., Corr, H., Drews, R., Fricker, H., Hall, M., Hindmarsh, R., Kohler, J., Padman, L., Rack, W., Rotschky, G., Urbini, S., Vornberger, S., Young, N., 2011. Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. The Cryosphere 5, 569–588.
Bindschalder, R.A., Vornberger, P., Gray, L., 2005. Changes in the ice plain of Whillans Ice Stream, West Antarctica. Journal of Glaciology 51 (175), 620–636.
Black, R., Fabre, J., 1980. A brief outline of the geology of West Africa. Episodes 4, 17–25.
Boyce, J.I., Eyles, N., 2000. Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada. Geological Society of America Bulletin 112, 98–118.
Boulton, G.S., Caban, P.E., van Gijssel, K., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: part I — large scale patterns and part II — its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. Quaternary Science Reviews 14, 545–587.
Brodzikowski, K., van Loon, A.J., 1991. Glacigenic Sediments. In: Collection Development in Sedimentology, vol. 19. Elsevier, Amsterdam.
Brookfield, M.E., Martini, I.P., 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy in glacially influenced basins: basic problems and water-level/glacier input-point controls (with an example from the Quaternary of Ontario, Canada. Sedimentary Geology 123, 183–197.
Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaimani, S., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. Compte Rendus Geoscience 338, 11–24.
Canals, M., Urgeles, R., Calafat, A.M., 2000. Deep sea floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. Geology 28, 31–34.
Catania, G., Paola, C., 2001. Braiding under glass. Geology 29, 259–262.
Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Desaubliaux, G., Portier, E., 2012. Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. Quaternary Science Reviews 33, 142–164.
Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. Journal of Geological Society 159 (6), 631–644.
Collinson, J.D., Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2006. Sedimentary Structures, third edition. Terra Publishing, Harpenden, Hertfordshire, England.
Corr, H.F.J., Doake, C.S.M., Jenkins, A., Vaughan, D.G., 2001. Investigations of an "ice plain" in the mouth of Pine Island Glacier, Antarctica. Journal of Glaciology 47 (156), 51–57.
Cowan, E.A., Seramur, K.C., Cai, J., Powell, R.D., 1999. Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. Sedimentology 46, 1109–1126.
Coward, M.P., Ries, A.C., 2003. Tectonic development of North African basins. In: Arthur, T.J., MacGregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.), Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies. Special Publication, 207. Geological Society, London, pp. 61–83.
Davidson, L., Beswetherick, S., Craig, J., Eales, M., Fisher, A., Himmali, A., Jho, J., Mejrab, B., Smart, J., 2000. The structure, stratigraphy and petroleum geology of the Murzuq Basin, southwest Libya. In: Sola, M.A., Worsley, D. (Eds.), Geological Exploration in Murzuq Basin. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 295–320.
Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Konaté, M., Ghienne, J.-F., Guiraud, M., 2007. Hirnantian glacial and deglacial record in SW Djado Basin (NE Niger). Geodinamica acta 20 (3), 177–195.

Denis, M., Guiraud, M., Konaté, M., Buoncristiani, J.-F., 2010. Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). International Journal of Earth Sciences 99 (6), 1399–1425.
Destombes, J., 1968. Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2e Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris 267, 684–686.
Destombes, J., Hollard, D.H., Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic Rocks of Morocco. In: Holland, C.H. (Ed.), Lower Palaeozoic of North-western and West Central Africa. Lower Palaeozoic Rocks of the World. John Wiley and Sons, New York, pp. 91–336.
Deynoux, M., 1980. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. PhD Thesis, Université Aix-Marseille, St Jérôme, Marseille.
Douillet, G., Ghienne, J.-F., Géraud, Y., Abueladas, A., Diraison, M., Al-Zoubi, A., 2012. Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan. Geological Society. London, Special Publication 368, first published March 8, 2012. http://dx.doi.org/10.1144/SP368.4.
Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.-M., Bouatmani, R., Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: mesozoic and cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. Sedimentary Geology 156, 185–212.
Ennih, N., Liégeois, J., 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 Research 112 (3–4), 289–302.
Eschard, R., Abdallah, H., Braik, F., Desaubliaux, G., 2005. The Lower Palaeozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. First Break 23, 27–36.
Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A., 2006. Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. Earth-Science Reviews 78, 115–176.
Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of western Mediterranean. Tectonics 19 (4), 740–761.
Ghienne, J.-F., 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 189, 117–145.
Ghienne, J.-F., Deynoux, M., 1998. Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. Sedimentary Geology 119, 141–159.
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 Geoscience 335, 1091–1100.
Ghienne, J.-F., Le Heron, D., Moreau, J., Denis, M., Deynoux, M., 2007. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. In: Hambrey, M., Christoffersen, P., Glasser, N., Janssen, P., Hubbard, B., Siegert, M. (Eds.), Glacial Sedimentary Processes and Products. Special Publication, 39. International Association of Sedimentologists, pp. 295–319.
Ghienne, J.-F., Girard, F., Moreau, J., Rubino, J.-L., 2010. Late Ordovician climbing-dune cross-stratification: a signature of outburst floods in proglacial outwash environments? Sedimentology 57 (5), 1175–1198.
Girard, F., Ghienne, J.-F., Rubino, J.-L., 2012. Channelized sandstone bodies ('cordons') in the Tassili N'Ajjer (Algeria & Libya) : snapshots of a Late Ordovician proglacial outwash plain. Journal of the Geological Society. Special Publication 368, first published online March 8, 2012. http://dx.doi.org/10.1144/SP368.3.
Hambrey, M.J., 1985. The Late Ordovician–Early Silurian glacial period. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 51, 273–289.
Hamoumi, N., 1999. Upper Ordovician glaciation spreading and its sedimentary record in Moroccan North Gondwana margin. Acta Universitatis Carolinae, Geologica 43, 111–114.
Hiesmtra, J.F., Zaniewski, K., Powell, R.D., Cowan, E.A., 2004. Strain signatures of fjord sediment sliding: micro-scale examples from Yakutat Bay and Glacier Bay, Alaska, USA. Journal of Sedimentary Research 74, 760–769.
Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., Westlake, I.R., 2002. Tunnel valleys and density flow processes in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria: influence on reservoir quality. Journal of Petroleum Geology 25, 297–324.
Hiscott, R.N., 1994. Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents. Journal of Sedimentary Research 64, 209–214.
Hornung, J.J., Asprion, U., Winsemann, J., 2007. Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. Sedimentary Geology 193, 167–192.
Huuse, M., Lykke-Andersen, H., 2000. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. Quaternary Science Reviews 19, 1233–1253.
Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Morris, W.R., 2011. Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. Sedimentology. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01283.x.
Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple–drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Journal of Sedimentary Petrology 38, 971–984.
Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., 2006. Buried and open tunnel valleys in Denmark—erosion beneath multiple ice sheets. Quaternary Science Reviews 25, 1339–1363.
King, E.L., Haflidason, H., Sejrup, H.P., Løvlie, R., 1998. Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. Marine Geology 152, 217–246.
Kluiving, S.J., Aleid Bosch, J.H., Ebbing, J.H.J., Mesdag, C., Westerhoff, R.S., 2003. Onshore and offshore seismic and lithostratigraphic analysis of a deeply incised Quaternary buried valley-system in the Northern Netherlands. Journal of Applied Geophysics 53, 249–271.
Kristensen, T.B., Piotrowski, J.A., Huuse, M., Clausen, O.R., Hamberg, L., 2008. Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea — the role of glaciohydraulic supercooling. Earth Surface Processes and Landforms 33 (4), 546–559.
Le Heron, D.P., 2007. Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco. Sedimentary Geology 201, 93–110.
Le Heron, D.P., Craig, J., 2008. First-order reconstructions of a Late Ordovician Saharan ice sheet. Journal of the Geological Society of London 165, 19–29.
Le Heron, D.P., Sutcliffe, O.E., Bourgig, K., Craig, J., Visentin, C., Whittington, R.J., 2004. Sedimentary architecture of the Upper Ordovician tunnel valley, Gargaf Arch, Libya: implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. GeoArabia 9, 137–160.
Le Heron, D.P., Craig, J., Sutcliffe, O.E., Whittington, R.J., 2006. Late Ordovician glaciogenic reservoir heterogeneity: an example from the Murzuq Basin, Libya. Marine and Petroleum Geology 23, 655–677.
Le Heron, D.P., Ghienne, J.-F., El Houicha, M., Khoukhi, Y., Rubino, J.-L., 2007. Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 245, 200–226.
Lesemann, J.-E., Alsop, G.I., Piotrowski, J.A., 2010. Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. Quaternary Science Reviews 29, 3212–3229.
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). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 296 (3–4), 332–358.
Lonergan, L., Maidment, S.C.R., Collier, J.S., 2006. Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution. Journal of Quaternary Science 21 (8), 891–903.
Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology 22, 157–204.
Lowe, D.R., LoPiccolo, R.D., 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. Journal of Sedimentary Petrology 44, 484–501.
Lüning, S., Craig, J., Loydell, D.K., Storch, P., Fitches, B., 2000. Lower Silurian "hot shales" in Northern Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. Earth-Science Reviews 49, 121–200.
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 marocain. PhD Thesis, Université Michel Montaigne Bordeaux 3, Bordeaux, France.
McCabe, A.M., Ó Cofaigh, C., 1994. Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. Sedimentary Geology 91, 57–95.
McDougall, N., Martin, M., 2000. Facies models and sequence stratigraphy of Upper Ordovician outcrops in the Murzuq Basin, SW Libya. In: Sola, M.A., Worsley, D. (Eds.), Geological Exploration in Murzuq Basin. Elsevier Science, pp. 223–236.
Menzies, J., Shilts, J., 2002. Subglacial environments. In: Menzies, J. (Ed.), Modern and Past Glacial Environments. Butterworth Heinemann, Oxford, pp. 183–278.
Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J.-F., Dean, W.T., Günay, Y., Le Hérissé, A., Paris, F., Robardet, M., 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey. Terra Nova 15, 249–257.
Moreau, J., 2011. The Late Ordovician deglaciation sequence of the SW Murzuq Basin (Libya). Basin Research 23 (4), 449–477.
Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. Sedimentology 48, 269–299.
Mutti, E., Tinterro, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology 20, 733–755.
Ó Cofaigh, C., 1996. Tunnel valley genesis. Progress in Physical Geography 20, 1–19.
Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Allen, C.S., Hiemstra, J.F., Pudsey, C.J., Evans, J., Evans, D.J.A., 2005. Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. Quaternary Science Reviews 24, 709–740.
O'Brien, P.E., De Santis, L., Harris, P.T., Domack, E., Quilty, P.G., 1999. Ice shelf grounding zone features of western Prydz Bay, Antarctica: sedimentary processes from seismic and sidescan images. Antarctic Science 11, 78–91.
Page, A., Zalasiewicz, J., Williams, M., Popov, L., 2007. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustasy in the Early Palaeozoic Icehouse? In: Williams, M., Haywood, A.M., Gregory, F.J., Schmidt, D.N. (Eds.), Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies: Special Publication of the Geological Society of London, The Micropalaeontological Society, pp. 123–156.
Piotrowski, J.A., 1994. Tunnel-valley formation in northwest Germany — geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. Sedimentary Geology 89, 107–141.
Piotrowski, J.A., 1997. Subglacial hydrology in northwestern Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys, and hydrological cycles. Quaternary Science Reviews 16 (2), 169–185.
Piotrowski, J.A., 2006. Groundwater under ice sheets and glaciers. In: Knight, P.G. (Ed.), Glacier Science and Environmental Change. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 50–59.
Piqué, A., 2001. Geology of Northwest Africa. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, 29. Gebrüder Borntraeger.
Posamentier, H.W., Walker, R.G., 2006. Facies model revisited. SEPM Special Publication, 84. SEPM, Tulsa, Oklahoma, USA.
Powell, R.D., 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (Eds.), Glacimarine Environments: Processes and Sediments: Geological Society Special Publication, 53, pp. 53–73.
Powell, R.D., Cooper, J.M., 2002. A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. In: Dowdeswell, J.A., O Cofaigh, C. (Eds.), Glacier-Influenced

Sedimentation on High Latitude Continental Margins. : Geological Society, 53. Special Publications 203, London, pp. 215–244.
Pugin, A., Pullan, S.E., Sharpe, D.R., 1996. Observation of tunnel channels in glacial sediments with shallow land-based seismic reflection. Annals of Glaciology 22, 176–180.
Robert-Charrue, C., Burkhard, M., 2008. Inversion tectonics, interference pattern and extensional fault-related folding in the Eastern Anti-Atlas, Morocco. Swiss Journal of Geoscience 101, 397–408.
Russell, H.A.J., Arnott, R.W.C., Sharpe, D.R., 2003. Evidence of rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, Southern Ontario, Canada. Sedimentary Geology 160, 33–55.
Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., 2003. Buried Quaternary valleys in western Denmark — occurrence and inferred implications for groundwater resources and vulnerability. Journal of Applied Geophysics 53, 229–248.
Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. Springer. 226p.
Shaw, J., Gorrell, G., 1991. Subglacially formed dunes with bimodal and graded gravel in the Trenton drumlin field, Ontario. Géographie Physique et Quaternaire 45, 21–34.
Smart, J., 2000. Seismic expressions of depositional processes in the upper Ordovician succession of the Murzuq Basin, SW Libya. In: Sola, M.A., Worsley, D. (Eds.), Geological Exploration of the Murzuq Basin. Elsevier, Amsterdam, pp. 397–416.
Stewart, M.A., Lonergan, L., 2011. Seven glacial cycles in the middle–late Pleistocene of northwest Europe: geomorphic evidence from buried tunnel valleys. Geology 39 (3), 283–286.
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 of Earth's orbit. Geology 28, 967–970.
Sutcliffe, O.E., Harper, D.A.T., Aït Salem, A., Whittington, R.J., Craig, J., 2001. The development of an atypical *Hirnantia*-brachiopod Fauna and the onset of glaciation in the late Ordovician of Gondwana. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 92, 1–14.
Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, I., Fiet, N., 2010. Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). Journal of Sedimentary Research 80 (12), 1068–1084.
van der Veen, C.J., 2002. Calving glaciers. Progress in Physical Geography 26 (1), 96–122.
Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication, 42, pp. 39–45.
Vaslet, D., 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. Episodes 13, 147–161.
Vaughan, D.G., 1995. Tidal flexure at ice sheet margins. Journal of Geophysical Research 100 (B4), 6213–6224.
Villas, E., Vizcaïno, D., Álvaro, J.J., Destombes, J., Vennin, E., 2006. Biostratigraphic control of the latest-Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods. Geobios 39, 727–737.
Walder, J.S., Fowler, A., 1994. Channelised subglacial drainage over a deformable bed. Journal of Glaciology 40 (134), 3–15.
Winsemann, J., Asprion, U., Meyer, T. And, Schramm, C., 2007. Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany. Sedimentary Geology 193, 105–129.

4.2. Caractérisation des déformations induites par pression fluide au niveau d'un plancher glaciaire et en environnement sous-glaciaire

4.2.1 Objectifs

Les travaux qui viennent d'être présenté montre (1) que les dépôts glaciaires étaient soumis à des déformations sous l'action combinée du poids de la glace (surcharge) et de la surpression de l'eau contenue dans le milieu poreux ; (2) que dans le cas de la vallée tunnel d'Alnif, une proportion non négligeable de la colonne sédimentaire avait été déposée en environnement sous-glaciaire et soumis à ces déformations lors des phases de couplage (ancrage) / découplage de la glace sur son substrat.

L'objectif de cette partie est de définir la nature de ces déformations à travers une analyse détaillée sédimentologique des faciès des séries préglaciaires et en remplissage de la vallée, ainsi que des structures de déformations associées. Le deuxième objectif est d'identifier et de comprendre les paramètres de contrôle de la pression fluide au sein du réseau poreux qui peuvent jouer un rôle dans la remobilisation sédimentaire, et au final dans le creusement de la vallée tunnel glaciaire.

L'article présenté dans cette section se focalise surtout sur le premier plancher glaciaire GP1, à la base de l'incision de l'unité glaciaire GU1 décrite dans les pages précédentes (Clerc *et al.,* 2013). Les observations faites et le modèle proposé s'appliquent également aux faciès sédimentaires des associations de faciès FA1, FA2, et FA4 des unités glaciaires de GU1 et GU2.

La compréhension des phénomènes de déformations liées aux surpressions fluide dans le milieu poreux doit permettre de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la nature des processus associés aux structures de déformations fluides sous un plancher glaciaire, et plus généralement au niveau des surfaces de couplage de la glace sur son substrat. Quelles sont les figures de remaniements sédimentaires associées et quelle épaisseur de sédiment est affectée par ces remaniements ?
- Observe-t-on dans ces niveaux des indices d'infiltrations argileuses liées aux eaux de fonte dans le substrat, renseignant alors sur la source des argiles nécessaires à la mise en place des tapissages en enrobage des grains détritiques ? Et si non, sur une source qui serait locale, par remobilisation sédimentaire ?
- Ces figures de déformation et d'échappement d'eau peuvent-elles entrainer une fluidisation de la matrice et une élutriation des argiles, voire d'homogénéisation sédimentaire ? Pourraient-elles être associées à une remobilisation et une redistribution des argiles ?
- Ces surpressions fluides au sein du substrat peuvent-elles expliquer la mise en place des tapissages argileux ?

4.2.2 Présentation de l'article

Le travail de recherche sur la caractérisation des déformations par surpression fluide à l'interface glace – substrat meuble a été publié dans la revue « Sedimentary Geology » en 2014. Il constitue l'un des résultats des travaux de recherche menés dans le cadre de la thèse d'E. Ravier (2014).

Papier: RAVIER, E.; BUONCRISTIANI, JF. ; GUIRAUD, M.; MENZIES, J. ;CLERC, S. ; GOUPY, B.; **PORTIER, E.** ; Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: a case study from the Alnif tunnel valley (Morocco).- *Sedimentary Geology, February 2014*, Vol. 304, pp. 71-95

Le papier est structuré de la manière suivante :

1. Dans une première partie, après avoir introduit et rappelé brièvement le cadre stratigraphique et géologique, sont résumées les principales caractéristiques géométriques et évidences glaciaires de la vallée tunnel d'Alnif.
2. Dans une deuxième partie, une analyse sédimentologique et faciologique détaillée est proposée, basée sur une observation faite à différentes échelles, métriques à l'affleurement à microscopiques sur lames minces, ainsi qu'une interprétation en termes de processus de dépôts. Sont ensuite examinées les déformations préservées dans le substrat préglaciaire ainsi que dans les premières dizaines de mètres des sédiments en remplissage de la vallée glaciaire (association de faciès FA1). Une interprétation en termes de mécanique de la déformation, de pression fluide et de cinématique de la glace conclut cette partie.
3. Dans une troisième partie, une chronologie en termes de nature des déformations (cassantes, hydroplastiques, hydrofracturation etc…) et de surpression fluide au sein du réseau poreux est proposée ; elle est mise en parallèle avec les différentes étapes et processus de creusement de la vallée glaciaire et de la sédimentation des premiers dépôts de remplissage. Une comparaison avec les déformations observées sur les interfluves est réalisée afin de mieux comprendre le rôle du substrat sur la mise en place de la vallée tunnel.
4. La dernière partie conclut sur un nouveau modèle de creusement des vallées tunnel, original, mettant en évidence l'importance des surpressions fluide au sein du substratum et des phénomènes d'hydrofracturation.

4.2.3 Principaux résultats :

L'association de faciès FA1 est caractérisée par un conglomérat à éléments flottants et supportés par une matrice sableuse plus fine qui se développe à la base de l'unité glaciaire GU1. L'analyse sédimentologique permet de mettre en évidence des géométries imbriquées entre des accumulations locales (patch) et des éventails (fan) sédimentaires confinés associés à des courants de densité hyperconcentrés, passant progressivement à des courants laminaires moins denses de bas régime. La superposition verticale de ces faciès montre le caractère répétitif, (1) de la mise en place d'un conglomérat généré par le démantèlement du substratum gréseux qui est semi-lithifié par des ciments carbonatés (Clerc, 2012), comme l'attestent les blocs anguleux ou bréchifiés directement issus des séries préglaciaires ; puis (2) de l'évacuation progressive de ces conglomérats sous forme d'écoulement de densité par l'eau de fonte sous glaciaire en charge, dans des zones (ou conduits) où la glace est non cohésive à son substrat.

Les déformations affectant le substrat préglaciaire montrent la présence de structures d'échappement fluide en pilier et de convolutes, qui pourraient avoir été générées avant la mise en place du glacier. D'autres structures de déformations comme des réseaux de fractures normales en gradin, sans orientation préférentielle, de structures de charge en coussin (« ball structure ») et enfin de bréchification hydraulique et injection clastique (dykes), sont interprétées comme le résultat des cycles d'augmentation de la pression fluide interstitielle, au sein des bancs sableux semi-lithifiés, et de relâchement rapide des surpressions par rupture lors de crues, lorsque sont dépassées les forces de cohésion du sédiment (Ravier, 2014, Ravier *et al.* ,2015).

Les sédiments ainsi bréchifiés par hydrofracturation sont ensuite évacués sous forme d'écoulements denses. Les structures de déformations affectant le conglomérat et les chenaux / éventails (fans) sableux de FA1 comprennent des surfaces flutées, des déformations hydroplastiques de schistosité avec plans de cisaillement S-C, des petits plis inclinés à couchés, des structures rotationnelles (« turbate structures ») affectant la matrice et entrainant les blocs issus du démantèlement du substratum, des injections clastiques inclinées per ascensum ou descensum (dykes), des structures d'échappement fluides horizontales et verticales (« sheet dewatering structure », « pillar », « dish ») et enfin des fractures en gradins. Ces déformations n'affectent parfois qu'un seul banc. Elles peuvent aussi se retrouver superposées plusieurs fois dans différents bancs, alternant entre des structures fragiles, puis hydroplastiques à des structures de liquéfaction du sédiment, preuve d'une alternance entre des cycles à faible, moyenne et forte pression fluide interstitielle (Ravier, 2014, Lowe 1975, Lowe et Guy, 2000). En remontant dans la série glaciaire, les figures de déformation indiquent un gradient de surpression fluide de plus en plus faible.

L'importance de la pression fluide dans l'hydrofracturation du substrat est promue par la stratigraphie du substratum en « layer cake » avec la présence de barrières de perméabilité verticale (aquitard) permettant la mise en charge de l'eau interstitielle des niveaux sableux aquifères des différents bancs gréseux (Janszen *et al.,* 2012, Sandersen et Jorgensen, 2012).

La répétition des cycles de surpression fluide et des figures de déformation associées est interprétée comme le résultat de multiples phases de couplage et découplage de la glace sur son substrat. La distribution des faciès conglomératiques sous forme d'accumulations locales en mosaïque (ou patch) alternant avec des écoulements denses est interprétée comme le résultat d'une mosaïque de zones de couplage / ancrage sur le substrat, caractérisées par des déformations, et de zones de découplage par lesquelles le produit d'érosion du substrat est évacué ou peut sédimenter ; ce qui signifie au final que ces zones à fortes déformations évoluent latéralement dans l'espace mais aussi verticalement dans le temps au cours du creusement et du remplissage de la vallée tunnel glaciaire (Piotrowski et Kraus, 1997, Knight 2002, Piotrowski *et al.*, 2004).

Les observations faites au microscope sur la cinquantaine de lames minces réalisées montrent aussi des structures de fluidisation du sédiment qui attestent de la forte pression interstitielle au sein du sédiment et d'une réorganisation de la matrice sédimentaire (signifiant ici un remaniement sédimentaire), avec des chemins préférentiels d'écoulement, des réorientations des grains à l'origine d'une fabrique typiquement glaciaire (Hiemstra et Rijsdijk, 2003, Menzies *et al.,* 2006, Philips *et al*., 2013, Menzies *et al.,* 2016).

Sedimentary Geology 304 (2014) 71–95

Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/sedgeo

Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: A case study from the Alnif tunnel valley (Morocco)

Edouard Ravier [a,*], Jean-François Buoncristiani [a], Michel Guiraud [a], John Menzies [b], Sylvain Clerc [c], Bastien Goupy [a], Eric Portier [c]

[a] Laboratoire Biogeosciences UMR/CNRS 6282 Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France
[b] Department of Earth Sciences, Brock University, 500 Glenridge Avenue, St. Catharines, Ontario L2S 3A1, Canada
[c] GDF Suez, Exploration & Production International, 1 Place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche, 92930 Paris La Défense Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 5 December 2013
Received in revised form 17 February 2014
Accepted 19 February 2014
Available online 2 March 2014

Editor: J. Knight

Keywords:
Tunnel valley
Sediment remobilization
Porewater pressure
Hydrofracturing
Subglacial
Ordovician

ABSTRACT

In the eastern part of the Moroccan Anti-Atlas Mountains, the Alnif area exposes a buried Ordovician glacial tunnel valley (5 km wide, 180 m deep) cut into preglacial marine sediments. The preglacial sedimentary sequence, deposited in a marine environment, is characterized by a typical "layer-cake" configuration of permeable (sand) and impermeable (clays and early-cemented sandstones) layers. At the base of the tunnel valley, a discontinuous and fan-shaped glacial conglomeratic unit 10 to 15 m thick occurs, erosively deposited over preglacial marine sediments. The conglomeratic unit is composed of preglacial intraclasts embedded within a sandy matrix. Both preglacial and glacial sediments display soft-sediment deformation structures related to fluctuating porewater pressure and strain rates, including ball structures, clastic dykes, fluted surfaces, turbate structures, folds and radial extensional normal faults. Kinematics and relative chronology of these deformation structures allow the role of porewater pressure in the process of tunnel valley genesis on soft beds to be understood. The tunnel valley formed through multi-phased episodes of intense hydrofracturing of the preglacial bed due to overpressure development promoted by ice sheet growth over the study area, and configuration of the substratum. Transport of the resulting conglomerate composed of preglacial intraclasts and fluidized sand occurred through subglacial pipes. The brecciated material is deposited in subglacial cavities, forming fans of massive sandy conglomerate infilling the base of the tunnel valley. The conglomeratic unit is partially reworked by meltwater and exhibits intense soft-sediment deformations, due to episodes of ice–bed coupling and decoupling.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

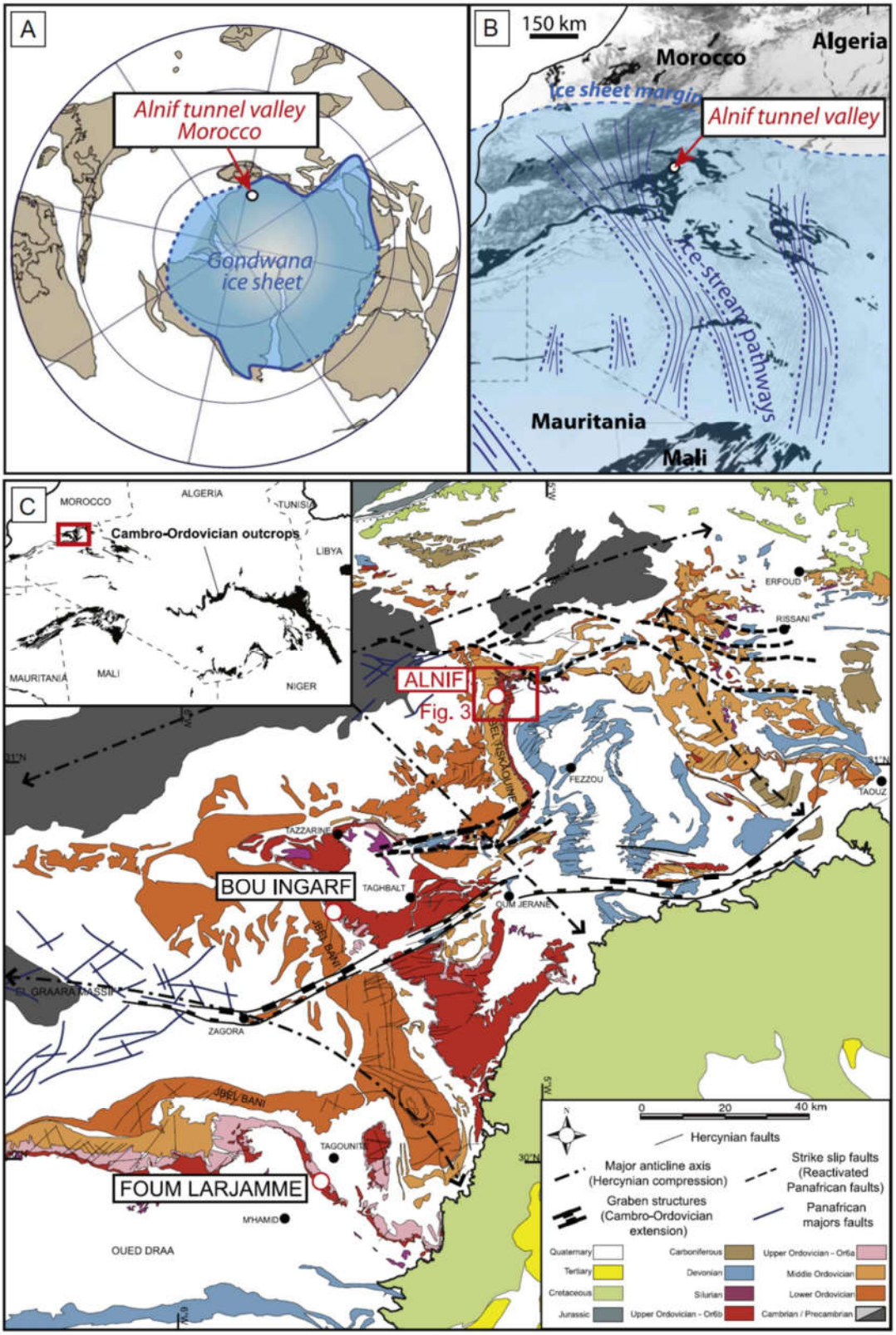
1. Introduction

Over the past decades, knowledge about tunnel valley morphologies and their sedimentary infills has greatly improved, but their mechanisms of formation still remain debated (Ó Cofaigh, 1996; Huuse et al., 2012; Kehew et al., 2012). In recent reviews (Kehew et al., 2012; van der Vegt et al., 2012), four major models have been put forward to explain the processes of tunnel valley formation.

Model 1 proposes tunnel valley formation in stable and low pressure subglacial tunnels where subglacial tunnel valleys grow progressively through deformation of basal soft sediments and transport of the mobilized bed into subglacial conduits (Boulton and Hindmarsh, 1987; Boulton et al., 2007a, 2007b). In Model 2, it is suggested that rapid tunnel valley formation occurs by one or several catastrophic outburst floods. This model requires meltwater accumulation up-ice from a zone of ice–bed coupling, blocking the subglacial drainage (Piotrowski, 1994; Johnson, 1999; Hooke and Jennings, 2006). Stored meltwater is suddenly released when the fluid pressure exceeds the strength of the permafrost or/and the ice pressure exerted on the bed. Model 3 explains the formation of anastomosed or anabranched valleys by bedrock erosion during the collapse of massive sheet floods into channelized flows underneath ice sheets (Shaw, 2002, 2010). Model 4 is a more recent and conceptual model that invokes hydraulic fracturing and fluidization of preglacial material as being responsible for tunnel valley formation (Janszen et al., 2012). According to these models, large quantities of meltwater circulating underneath the ice appear to strongly control tunnel valley formation, even if the processes involved remain unclear.

* Corresponding author. Tel.: +33 380396364.
E-mail addresses: edouard.ravier@u-bourgogne.fr (E. Ravier), jfbuon@u-bourgogne.fr (J.-F. Buoncristiani), michel.guiraud@u-bourgogne.fr (M. Guiraud), jmenzies@brocku.ca (J. Menzies), sylvain.clerc@u-bourgogne.fr (S. Clerc), eric.portier@touatgaz.com (E. Portier).

http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.005
0037-0738/© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.


A
Alnif tunnel valley
Morocco
Gondwana
ice sheet
B
150 km
Morocco
Algeria
Ice sheet margin
Alnif tunnel valley
Ice-stream pathways
Mauritania
Mali
C
MOROCCO
ALGERIA
TUNISIA
LIBYA
Cambro-Ordovician outcrops
MAURITANIA
MALI
NIGER
ALNIF
Fig. 3
ERFOUD
RISSANI
FEZZOU
TAOUZ
TAZZARINE
BOU INGARF
TAGHBALT
OUM JERANE
JBEL BANI
EL GRAARA MASSIF
ZAGORA
TAGOUNITE
FOUM LARJAMME
M'HAMID
OUED DRAA
0 20 40 km
Hercynian faults
Major anticline axis (Hercynian compression)
Strike slip faults (Reactivated Panafrican faults)
Graben structures (Cambro-Ordovician extension)
Panafrican majors faults
Quaternary
Tertiary
Cretaceous
Jurassic
Carboniferous
Devonian
Silurian
Upper Ordovician - Or6b
Upper Ordovician - Or6a
Middle Ordovician
Lower Ordovician
Cambrian / Precambrian

The stress exerted by flowing ice over confined and water-saturated aquifers is indirectly responsible for soft-bed deformation including processes of liquefaction/fluidization, hydrofracturing and brecciation (Passchier et al., 1998; van der Meer et al., 2009; Denis et al., 2010; Phillips et al., 2012). Thus, reconsidering the potential of these deformation mechanisms in remobilizing and evacuating sediments beneath an ice mass is essential, in order to evaluate their impact on tunnel valley formation.

This study aims to test the role of fluid overpressure on tunnel valley genesis, through the observations of sediments and their internal deformations within the Ordovician Alnif tunnel valley, located in the eastern Anti-Atlas Mountains (Morocco). This work represents the first Ordovician study case, benefiting from a large-scale and continuous outcrop that provides insights into the process of tunnel valley formation. The morphology of the valley as well as features of glacial and preglacial deposits will be described. The soft-sediment deformation structures (SSDS) affecting both preglacial and glacial sediments at both macro and micro-scale will be analyzed and interpreted. Finally, a new model of subglacial soft bed remobilization and tunnel valley formation will be proposed.

2. Geological setting

2.1. Study area

2.1.1. Stratigraphy

The Alnif tunnel valley is located in the Eastern part of the Moroccan Anti-Atlas Mountains. The valley is situated in the northernmost part of the Gondwana palaeo-ice sheet (Fig. 1A, B). Outcrops in this area expose Upper Ordovician deposits displaying clastic sediments. The stratigraphic succession of Upper Ordovician deposits is composed of the Lower Ktaoua, the Upper Tiouririne and the Upper Ktaoua formations (Villas et al., 2006) (Fig. 2). These formations are characterized by alternating sandstones and shales, with a predominance of shale deposits (2/3 of the preglacial deposits removed during formation of the valley) recording marine deposition within offshore to shoreface environments, frequently affected by storms (Alvaro et al., 2007; Clerc et al., 2013) (Fig. 2B). During the Hirnantian, a thick clastic sedimentary sequence (up to 200 m thick) corresponding to the Upper 2nd Bani Formation (Destombes et al., 1985) was deposited above a major unconformity surface. This surface can be followed through the Anti-Atlas region, along the axis Foum Larjame/Bou Ingarf/Alnif (Figs. 1C, 2A).

2.1.2. Structural situation

The Anti-Atlas Mountains, representing a large antiform structure striking NE–SW were formed by the Late Carboniferous–Permian compression event (Hercynian orogenesis) (Fig. 1C). The Anti-Atlas Mountains basement also records the earlier Panafrican orogenesis and is associated with a predominance of faults oriented NW–SE, following the Panafrican sutures (referred to as the Major Anti-Atlas Suture or Anti-Atlas Major fault) (Burkhard et al., 2006). In North Africa, the Panafrican convergence stops during the Late Proterozoic and is followed by a period of post-orogenic subsidence. During the Paleozoic, the post-orogenic extension results in the formation of tilted blocks and half grabens, controlling the development of E–W to NW–SE basins (Robert-Charrue and Burkhard, 2008) (Fig. 1C). Location and orientation analyses between the position of the Paleozoic depocentres and Panafrican structures highlight a clear correlation between position of Paleozoic basins and formation of basement structures. Orientations of Paleozoic basins seem to have been controlled by Panafrican tectonic events which could have behaved as mobile zones preferentially affected by post-orogenic subsidence (Destombes et al., 1985; Marante, 2008). Nowadays, these Cambro–Ordovician structures cannot be clearly observed since the Hercynian compression phase at the end of the Early Paleozoic, oriented SSE–NNW, led to folding, faulting, uplift and subsequent partial erosion of the Palaeozoic cover (Figs. 1C, 3A). Most of the deformation responsible for the current structuration of the Anti-Atlas Mountains are dated from the Hercynian and therefore distort the Early Paleozoic subsidence signal.

2.2. Glacial evidence

During the Late Ordovician, an 8000 km diameter ice sheet covered the supercontinent Gondwana from the Arabian Peninsula to South America and from South Africa to Morocco (Beuf et al., 1971; Veevers, 2005; Diaz-Martinez and Grahm, 2007) (Fig. 1A). The development of cold conditions during the late Hirnantian (Late Ordovician; Fig. 2A) was evidenced by $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ positive excursions (Finnegan et al., 2011). The Hirnantian glaciation (1 to 2 Ma in duration) corresponds to the maximum of a cold period that could have lasted over 10 Ma when most of the glacial deposits observed in North Africa and the Arabian Peninsula have been deposited (Brenchley et al., 1994; Hallett, 2002; Ghienne et al., 2007; Denis et al., 2010).

Glacial deposits and tunnel valleys recorded during the Hirnantian episode in Morocco have been the subject of several studies and have been described in the Anti-Atlas and the High-Atlas Mountains (Destombes et al., 1985; Villas et al., 2006; Alvaro et al., 2007; Le Heron et al., 2007, Le Heron, 2007; Loi et al., 2010; Clerc et al., 2013). The glacial origin of these valleys and associated glacial sedimentary deposits have been highlighted by the occurrence of fluted surfaces, striae, grooves, drumlin-like bedforms, hairpin-like structures, notably at Foum Larjame and Bou Ingarf in the Anti-Atlas Mountains or at Isk N'Tazzoult in the High Atlas Mountains.

The temporal and stratigraphical framework of the glacial episode in the Moroccan Anti-Atlas is well constrained (Destombes et al., 1985; Villas et al., 2006). The occurrence of Ashgill fauna (Late Ordovician) in preglacial strata below the synglacial deposits and the widespread occurrence of lowermost Silurian graptolite-bearing shale above the synglacial strata represent a useful lithostratigraphic and biostratigraphic guide permitting large-scale correlation of the glacial deposits in the Anti-Atlas Mountains (Fig. 2A, B).

The Alnif valley is also located in the Anti-Atlas Mountains, respectively 50 km and 150 km away from the Bou Ingarf and Foum Larjamme tunnel valleys (Fig. 1C). In Alnif, fauna-rich beds containing Ashgill fauna below the incision combined with the occurrence of Silurian graptolite shales above Hirnatian deposits allow correlation along the major unconformity surface along an axis Foum Larjame/Bou Ingarf/Alnif (Figs. 1C, 2A). The glacial origin of this unconformity surface, resulting in a stratigraphic gap, has been evidenced by striae and subglacial lineations in Foum Larjamme and Bou Ingarf (Le Heron, 2007; Loi et al., 2010). Although striae are not observed in Alnif, the base of the glacial incision is characterized by elongated morphologies corresponding to smooth and polished flutes (200 m long/1 m wide/1 m high) oriented towards the palaeo ice flow (e.g., NW) (Clerc et al., 2013). The elongation ratio (Length/Width) varies from 2 to 5. The glacial pavement also displays abundant millimeter-thin lineations which are interpreted as sheet dewatering structures and extensive surfaces displaying radial step normal microfaults probably related to episodes of ice coupling with the bed (Beuf et al., 1971; Biju-Duval et al., 1974; Clerc et al., 2013). The Alnif incision is 5 km wide and 180 m deep with a subhorizontal base and therefore displays a similar morphology to other tunnel valleys described in the Ordovician glacial record (e.g.,

Fig. 1. (A) Palaeogeographic reconstruction for the latest Ordovician, adapted from Cocks and Torsvik (2002) and modified after Clerc et al. (2013). The extension of the Hirnantian palaeo-ice sheet, modified from Ghienne et al. (2007) is represented on the Gondwana palaeo continent. (B) Detailed palaeogeographic reconstructions of the ice sheet and associated ice-stream positions in Northwestern Africa are shown (modified after Ghienne et al., 2007 and Le Heron et al., 2007). (C) Structural situation and geological map of the South Anti-Atlas region, Morocco. Location of the Alnif, Bou Ingarf and Foum Larjamme tunnel valleys is reported. Modified from Destombes et al. (1985) and Robert-Charrue and Burkhard (2008).

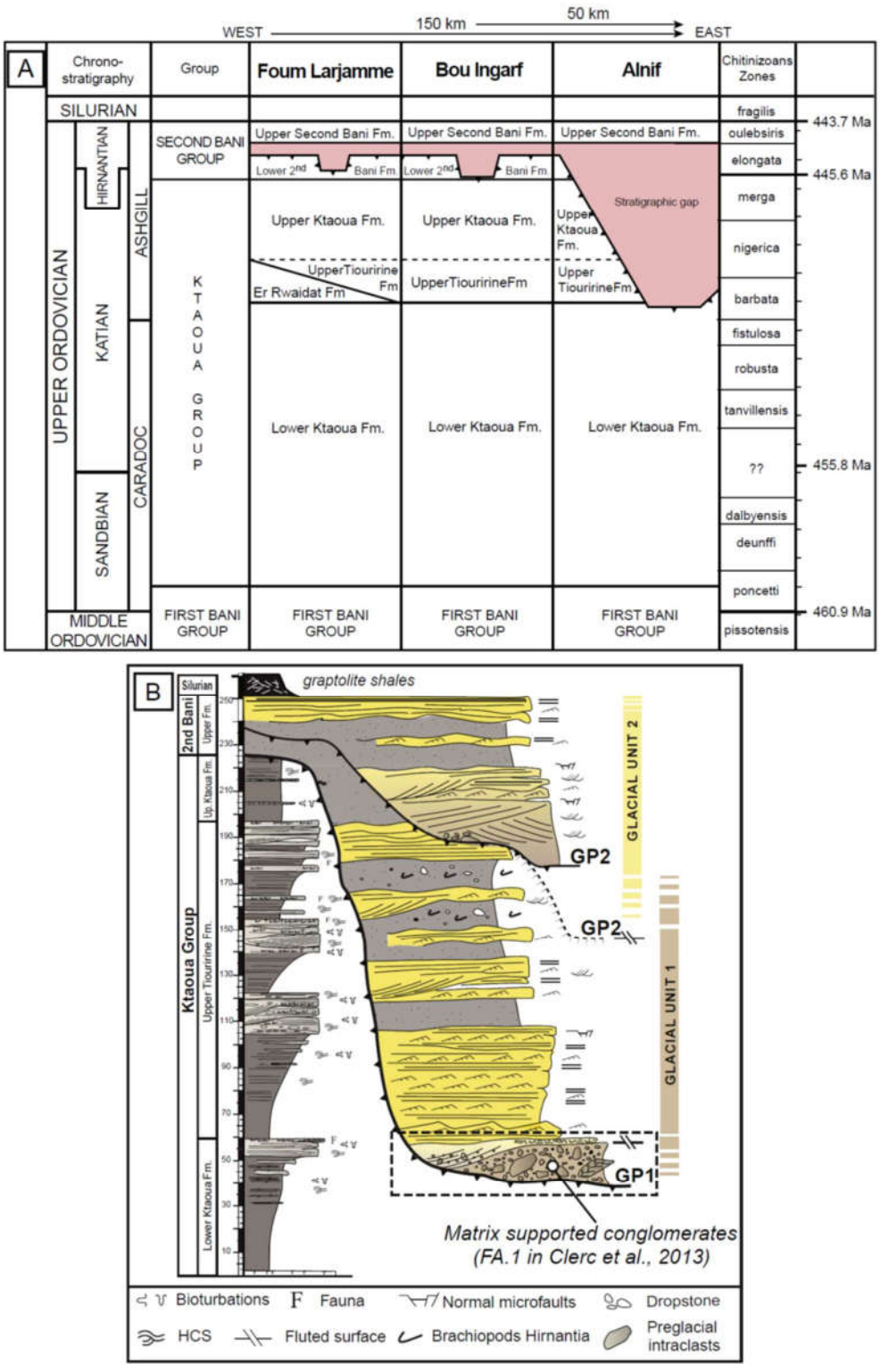


Fig. 2. Chronostratigraphy of Upper Ordovician deposits between Foum Larjame and Alnif. Synthetic log section showing the polyphased sedimentary infill of the Alnif tunnel valley (Glacial units 1 and 2) and the position of the two glacial pavements (GP1 and 2). Modified after Clerc et al. (2013).

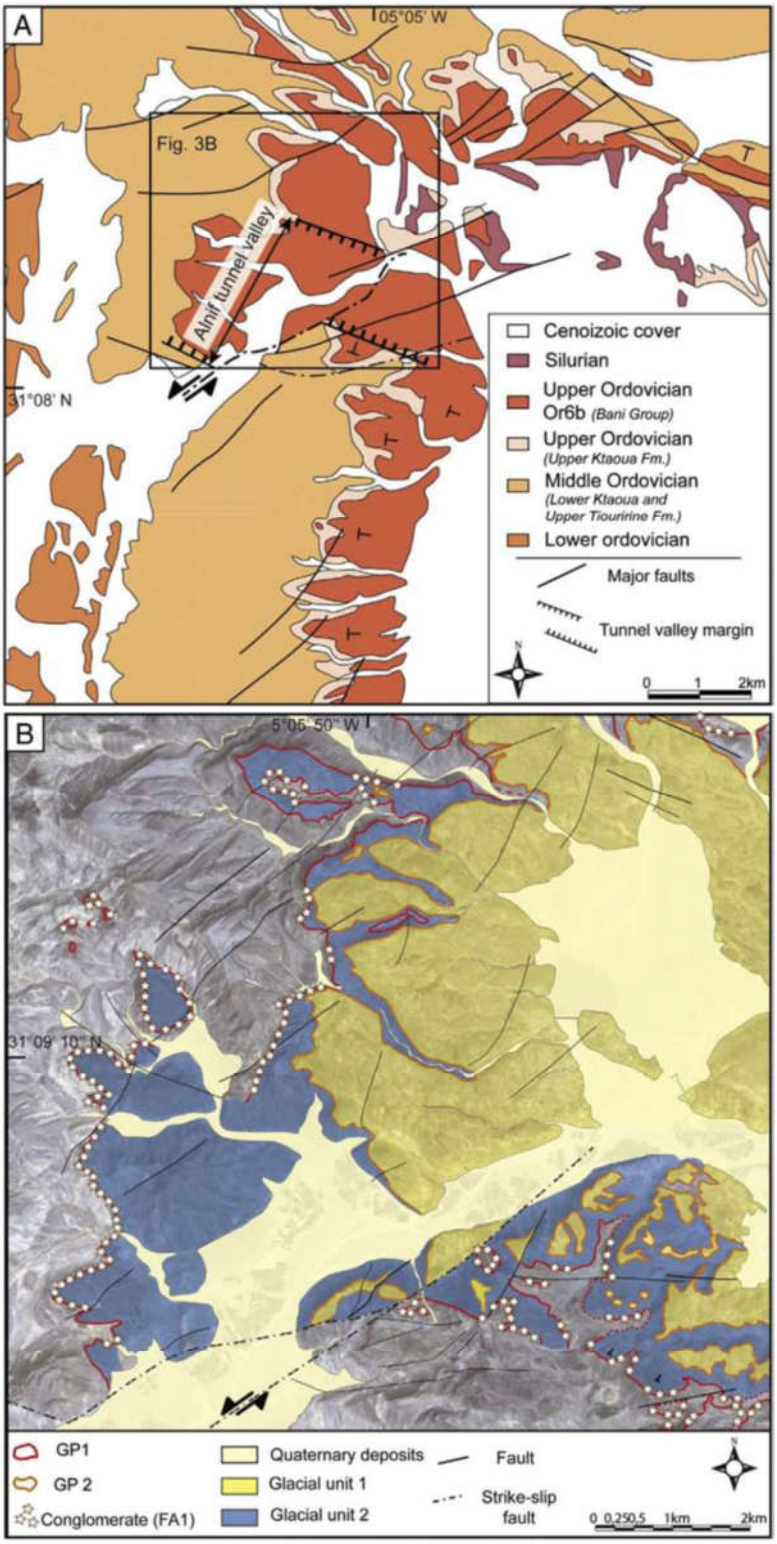


Fig. 3. (A) Detailed geological map in the Alnif area. The position of the Alnif tunnel valley and major faults is reported on this map. (B) Map of glacial pavements 1 and 2 and corresponding glacial units 1 and 2 related to the superimposed system of tunnel valleys described in the Alnif area. The heterogeneous distribution of the conglomerate at the base of the first glacial incision (GP1) is represented by stars.

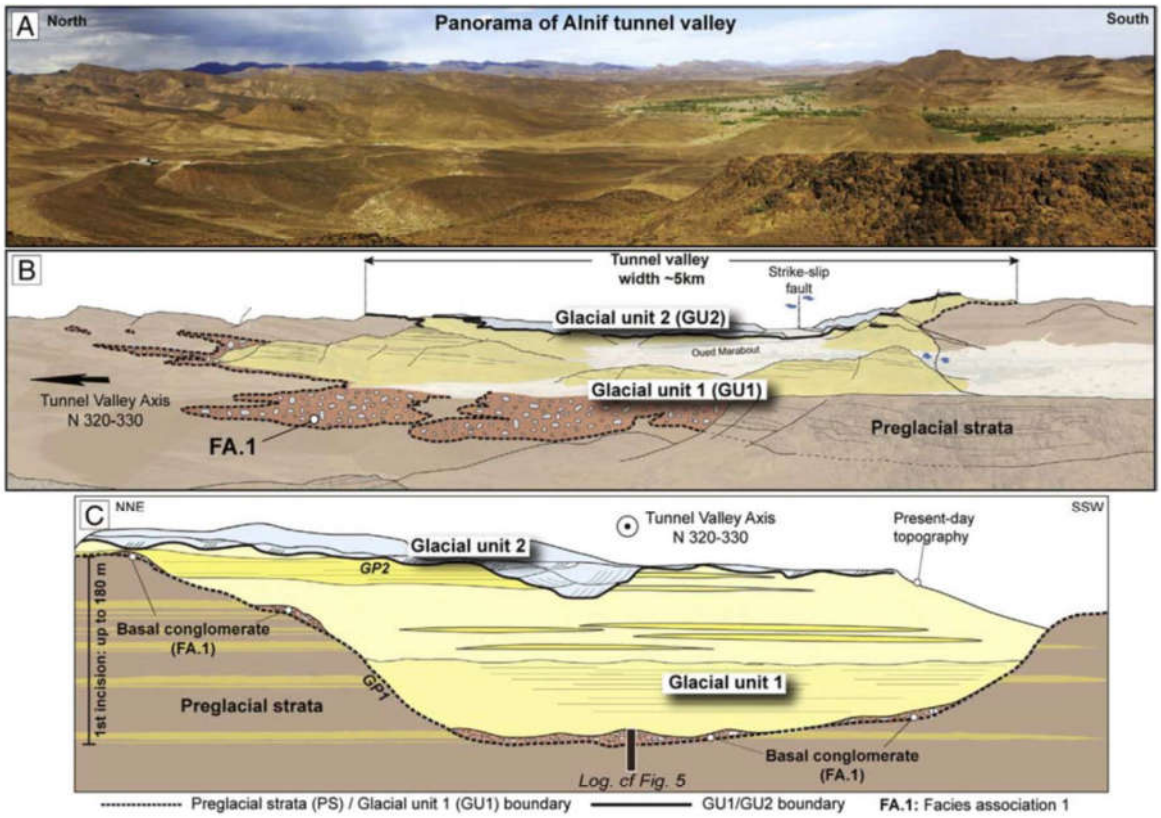


Fig. 4. (A) Panoramic photograph of the Alnif tunnel valley. (B) Interpreted photograph illustrating the geographical extent of the two glacial units (GU1 and GU2). Localisation of FA.1 is reported at the base of GU1 (modified after Clerc et al., 2013). (C) Synthetic model of tunnel valley infill modified after Clerc et al. (2013). Position of the log section described in Fig. 4 is reported on the model.

Algeria, Libya, South Arabia) (Hirst et al., 2002; Ghienne, 2003; Le Heron et al., 2004).

2.3. Tunnel valley sedimentary infill and morphology

Studies of the Hirnantian glacial sediments in the Alnif area revealed two superimposed glacial incisions, representing two major unconformities: Glacial pavement 1 (GP1) related to the base of the glacial record and Glacial pavement 2 (GP2), in the upper part of the glacial sedimentary succession (Clerc et al., 2013) (Figs. 2B, 3B, 4). The upper erosion surface is used to divide the sedimentary sequence infilling this major tunnel valley into a lower and upper unit, successively named Glacial unit 1 (GU1) and Glacial unit 2 (GU2) (Fig. 4). In the Alnif area, preglacial and glacial sediments have been clearly discriminated, based on paleontological, sedimentological and deformational analyses (Destombes et al., 1985; Villas et al., 2006; Alvaro et al., 2007; Clerc et al., 2013). The glacial sedimentary sequence has been interpreted as the result of sediment deposition in subglacial to proglacial/glaciomarine environments (cf., Clerc et al., 2013, for further details).

The buried palaeo tunnel valley related to the first glacial incision is about 5 km wide and 180 m deep, trending SSE–NNW (320° N) (Fig. 4). The base of the tunnel valley is irregular whilst the flanks display slopes averaging 10°. The first glacial unit is characterized by a sharp contact with preglacial facies. This sharp contact is discontinuously overlain by basal conglomeratic deposits (FA.1) along the valley floor, flanks, and beyond the valley margins. Beyond the valley margins, a stratigraphic gap is also observed, corresponding to preglacial material also removed during the glacial episode. These zones where a thinner pile of preglacial material has been eroded correspond to the interfluves.

This study will focus on the 10–15 m thick sedimentary succession immediately overlying the first incision, especially on the patchy conglomerate deposited above GP1 (Fig. 3B). This lowermost glacial deposit is defined as the first facies association (FA.1) in the study of Clerc et al. (2013) (Fig. 3). The glacial origin of the conglomeratic unit was illustrated by the internal occurrence of glacial deformation structures, such as smooth and polished fluted structures with long elongation ratios and radial extensional step normal microfaults occurring over extensive areas (Clerc et al., 2013).

3. Results

Sedimentary facies and soft sediment deformation structures affecting both preglacial and glacial sediments will be described. For reasons of clarity, deformation structures are treated separately and not mentioned in the sedimentary facies description. The stratigraphic position of the soft-sediment deformations (SSDS) is reported in the synthetic log section (Fig. 5) and the characteristics of the different sedimentary facies summarized in Table 1.

3.1. Sedimentary facies

3.1.1. Description

The lowermost sediments of the first Glacial unit (GU1) are characterized by matrix-supported conglomeratic deposits forming a

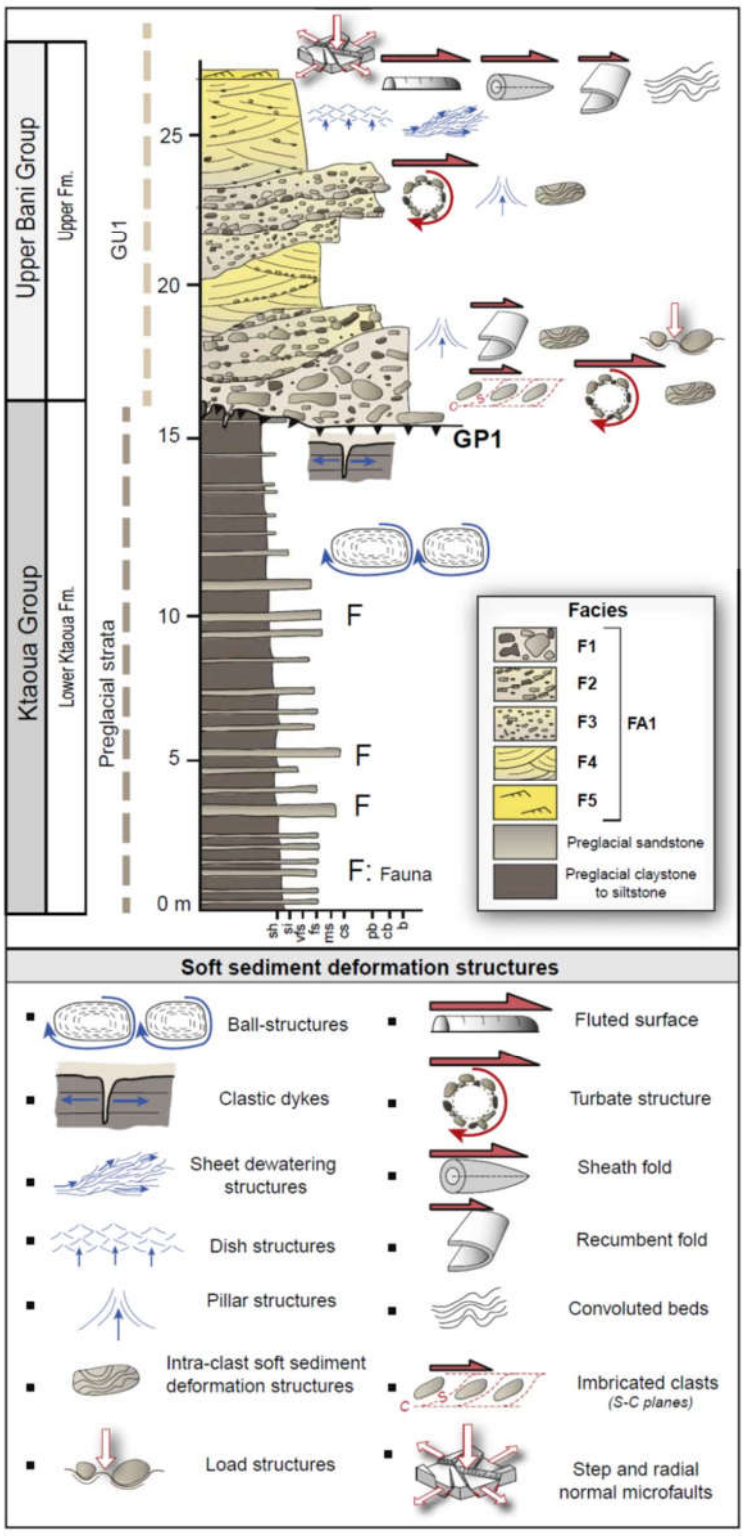


Fig. 5. Synthetic log section illustrating the stacking pattern of the basal unit referred as FA.1 in the study of Clerc et al. (2013), and its stratigraphic relation with underlying preglacial sediments. Position of soft-sediment deformation structures is reported along the log section.

Table 1
Classification of sedimentary facies (F).

	Description	Interpretation
FA.1 Matrix-supported conglomerates (defined by Clerc et al., 2013)	Matrix-supported conglomerate (1 to 15 m thick) containing sandstone and claystone clasts (occasionally containing well-preserved fauna) packed in a coarse to very coarse sandy matrix. Intraclasts are generally angular and mostly display a tabular shape. Locally the conglomerate is incised by large channels with normally graded conglomerates, or medium-grained sandstones.	Debris flows with short-distance transport (local origin)
F1 to F5 Detailed description of FA.1 (this study)		
F1 Matrix-supported conglomerates	Matrix-supported conglomerate, apparently massive, 4 m thick, composed of clasts containing preglacial fauna embedded within a coarse sandy matrix. Intraclasts vary from mm to m-scale with a wide range of shapes including tabular/discoid, ball-shaped and elongated shapes.	Deposition by hyperconcentrated density flows
F2 Channelized conglomerates	Lenses of matrix-supported conglomeratic deposits displaying crude trough cross-bedding structures and occasional normal grading. Lenses are 0.5 to 2 m deep and 3 to 12 m wide. Erosive surfaces are pronounced and often underlined by boulder lags.	Deposition within channels by waning pulses of high density flows
F3 Microconglomerates	Microconglomeratic deposits occur as lenses being 1 m thick and tens of meters wide. Deposits are moderately sorted and contain occasional discrete laminations. Clasts are rounded to well-rounded. Quartz granules are observed.	Deposition within channels by concentrated density flows with localized upper-flow conditions
F4 Channelized fine to medium-grained sandstones	Lenses of medium to fine-grained sandstones displaying cross-bedding structures. Lenses are 1 to 1.5 m thick and generally tens of meters wide. Trains of imbricated granules and mudclasts occur within F4.	Deposition by turbulent flows and downflow migration of 2D/3D dunes
F5 Ripple cross-laminated siltstones to fine-grained sandstones.	0.3 m thick sheets of ripple cross-laminated siltstones to fine-grained sandstones.	Deposition from laminar flow under lower flow regime

discontinuous 10 to 15 m thick unit (cf., Fig. 3B for the heterogeneous distribution of conglomerate (FA.1) at the base of GP1). This unit consists of five sedimentary facies (F1 to F5) characterized by a laterally and upward variable stacking pattern and an upward decrease in mean grain size (Fig. 5). The idealized basal sedimentary sequence is typically 12 m thick and composed, from bottom to top, by matrix-supported conglomerates (F1) deposited upon preglacial strata with an unconformable contact, erosively overlain by channelized and normally graded conglomerates (F2) (Fig. 6A). Conglomerates pass upwards into microconglomerates (F3), or trough cross-bedded fine to medium sandstones (F4) (Fig. 6B). The basal sedimentary sequence is generally capped by ripple cross-laminated siltstones to fine sandstones (F5). This basal sedimentary sequence is characterized by numerous erosive contacts (Fig. 6).

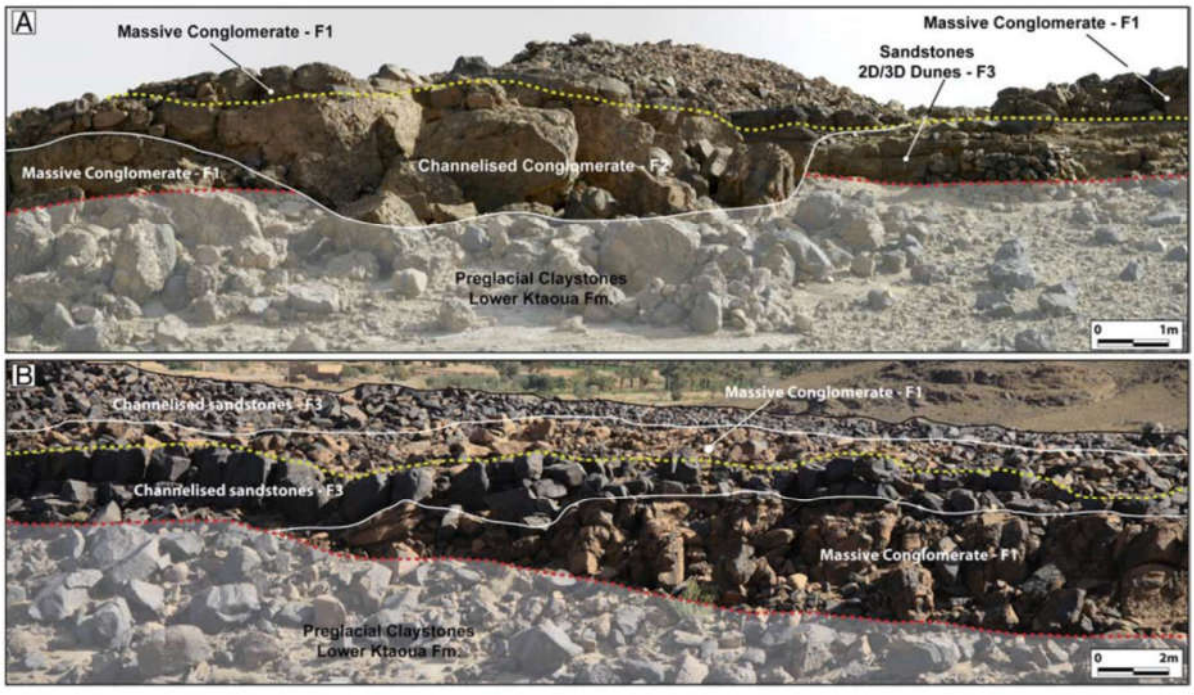


Fig. 6. Interpreted photographs showing the stacking pattern of the basal sedimentary sequence (FA.1). (A) Massive and matrix-supported conglomerates (F1) deposited above preglacial claystones are erosively overlain by sandstone dunes (F4). Channelized conglomerates (F2) erode these deposits down to the preglacial strata. (B) Basal massive conglomerates (F1) deposited on preglacial claystones are erosively overlain by channelized sandstones (F4). A second layer of massive conglomerate (F1) is deposited on top of sandstones.

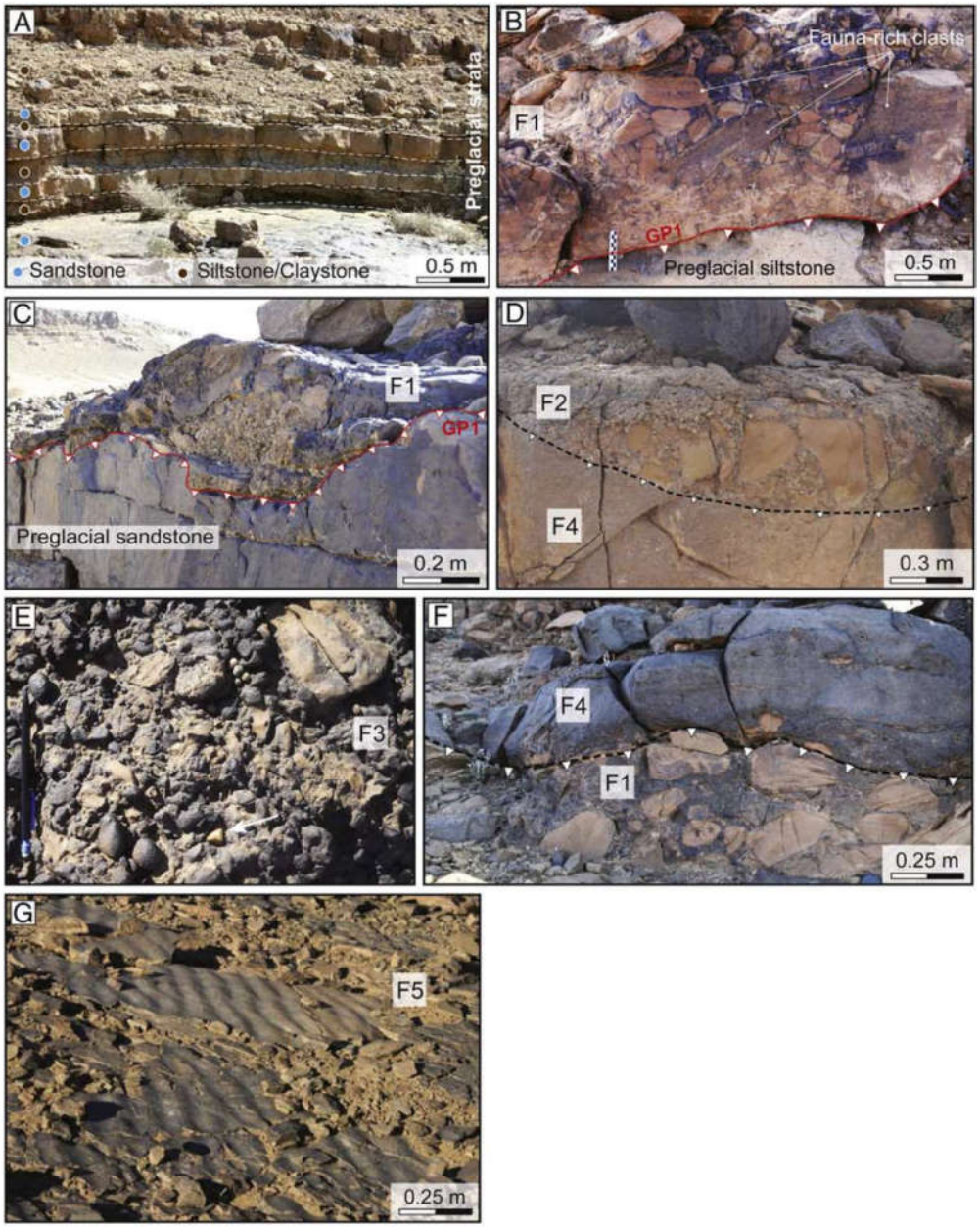


Fig. 7. Facies association 1 exposed at the base of GU1. (A) Typical preglacial alternations of sandstones and claystones/siltstones deposited in a marine environment. (B) Facies 1: Massive matrix-supported conglomerate, containing fauna-rich clasts, lying on preglacial siltstones. (C) Erosive massive conglomerate (F1) deposited upon preglacial sandstones with a sharp and erosive contact. (D) Channelized conglomeratic deposit (F2) eroding glacial sandstone. (E) Microconglomerate (F3) characterized by rounded clasts and frequently polished and smooth quartz granules (white array). (F) Channelized sandstones (F4) erosively deposited upon massive conglomerate (F1). (G) Ripple cross-laminated fine-grained sandstones to siltstones observed at the top of FA.1 (F5).

Discontinuous matrix-supported conglomerates, apparently massive (F1), up to 4 m thick, are generally erosively deposited upon preglacial strata (Figs. 5, 7B, C). This conglomerate corresponds to the base of Glacial unit 1 (GU1) and directly lies on alternating preglacial sandstones and siltstones/claystones containing marine fauna (brachiopods, echinoderms, bivalves) (Figs. 5, 7A).

The conglomerate displays low angle wedge-shape geometry with dimensions up to 600 m long and 500 m wide, associated with a proximal to distal decrease of conglomerate thickness from approximately 4 to 1 m thick. The matrix of the conglomerate is composed of medium to very coarse sand, with over 90% of quartz grains. Intraclasts display variable grain-size, ranging from clay to medium sand with occasional internal brachiopod shells and calcite cements. Intraclast sizes vary from mm to m-scale in long axis and exhibit a wide range of shapes including tabular/discoid, ball-shaped, elongated, and the coexistence of rounded and angular clasts.

Lenses of matrix-supported conglomeratic deposits (F2) displaying crude trough cross-bedding structures and occasional normal grading frequently occur within the basal unit. The lenticular bodies are 0.5 to 2 m deep and 3 to 12 m wide and display pronounced erosive surfaces occasionally underlined by boulder lags (Figs. 5, 7D).

Lenses of microconglomerates (F3), up to 1 m thick and tens of meters wide, are better sorted compared to F1 and F2 and contain occasional discrete laminations (Fig. 7E). F3 contains rounded to well-rounded preglacial clasts and quartz granules.

Lenses of trough cross-bedded or planar parallel-bedded fine to medium sandstones (F4) are observed within FA.1 and display erosive bases (Figs. 5, 7F). Lenses are 1 to 1.5 m thick and generally tens of meters wide, and display some imbricated granules and mud clasts. The top of the basal unit is often covered by thin (up to 0.3 m thick) and extensive sheets of ripple cross-laminated siltstones to fine sandstones (F5) (Figs. 5, 7G).

3.1.2. Interpretation

At the base of FA.1, the massive and matrix-supported conglomerates with a sandy matrix (F1) are related to sediment deposition by hyperconcentrated density flows (Mulder and Alexander, 2001) and can be referred to as clean-sand debris flows (Talling et al., 2012). Within F1, numerous clasts display a slab-shape and are characterized by sharp edges and angular margins, indicating a very short transport distance or/and a transport within a fluidized matrix preventing clast-to-clast contacts. The occurrence of brachiopods-bearing clasts (Villas et al., 2006; Alvaro et al., 2007) demonstrates the local origin of the material contained in the conglomerate. Calcite cements observed locally within preglacial clasts imply early sandstone diagenesis occurring before fracturing. Shell dissolutions within fauna-rich preglacial layers may occur during burial and compaction, representing the calcite source responsible for early cementation (Tucker and Wright, 1990, Tucker, 2001). The occurrence of angular preglacial clasts implies that preglacial strata have been brecciated.

Lenticular conglomeratic deposits (F2) with normal grading and trough cross-bedding structures are related to reworking and deposition of F1 by high-energy meltwater flows. F2 records sediment deposition within channels by waning and occasional pulses of high density flows and 2D/3D dune migrations under high-energy flows (Mulder and Alexander, 2001). The higher proportion of rounded clasts indicates a longer transport distance, probably related to reworking and transport of massive and matrix-supported conglomerate (F1).

Lenticular bodies of microconglomerates (F3) may indicate reworking and transport/deposition of F1 and F2 by meltwater flow within channels. The better sorting and the decrease in mean grain-size may be related to deposition by concentrated density flows (Mulder and Alexander, 2001).

Occasional faint horizontal laminations indicate localized upper-flow regime conditions within channels. Well-rounded and smoothed quartz granules indicate a long distance transport.

Lenses of trough cross-bedded sandstones (F4) result from the deposition and the downflow migration of 2D/3D sand dunes within channels. Thin sheets of ripple cross-laminated sandstones to siltstones (F5) are related to traction deposition from laminar flow in the lower flow regime (Allen, 1982).

3.2. Deformation structures within preglacial strata

3.2.1. Description

On the interfluves of the tunnel valley, 5 m below the first glacial incision (GP1), preglacial beds locally display pseudo-ellipsoidal deformation structures with concentric layering, resembling large-scale ball structures. These structures, up to 4 m wide and 1 m high, are constrained to a 600 m zone, 1.5 to 2 m in thickness (Fig. 8A, B). Two superimposed layers of ball structures are observed within this zone, each being delimited by thin clay layers (0.05 m thick). Similar structures are also observed within the glacial sediments below the second glacial incision (GP2), they are occasionally cross-cut by subvertical clastic dykes that are up to 0.3 m thick (Fig. 8C, D).

At the micro-scale, these cells are characterized by the development of millimeter-sized turbate structures illustrated by circular quartz grain re-arrangements. The turbate structures are overprinted by grain-rearrangements along discrete conjugate bands (Fig. 8E).

Below the glacial incision, preglacial strata are cross-cut by vertical to subvertical clastic dykes propagating downwards, infilled by the overlying massive conglomerate (F1). These structures are up to 1.5 m long and 0.1 to 0.15 m wide.

3.2.2. Interpretation

Ball structures occur in both preglacial and glacial sediments below major glacial erosive surfaces (GP1 and GP2), suggesting that these structures were formed during the glacial episode. Clastic dykes cross-cut ball structures implying that formation of the ball-structures occurred when sediments were still water-saturated and unlithified. Large ball structures indicate liquefaction of the sediment and have been interpreted to be the result of either loading, differential compaction, high sedimentation rate or ground water movement (Maltman, 1994; Pisarska-Jamrozy and Weckwerth, 2013). Laboratory studies lead to similar structures when the input of water was conducted within confined and porous sediment layers (Frey et al., 2009). In this configuration, ball structures form when sediments and water are entrained in an upward flow as the confined aquifers need to release the excess of porewater pressure. Beneath GP1, the emplacement of ball structures may be triggered by a combination of meltwater input within preglacial permeable strata or/and the basal shear stress exerted by an overriding ice sheet.

At micro-scale, the turbate structures observed within the ball structures may be formed in response to basal shearing and porewater pressure increase (Hiemstra and Rijsdijk, 2003). These microstructures are overprinted by conjugate bands, indicating a second phase of deformation induced by a vertical shear stress (Ballas et al., 2013). The shear stress can either be related to the lithostatic weight during sediment burial or ice overloading.

The subvertical injectites indicate hydraulic fracturing related to an applied vertical or subvertical stress, as fractures are opened parallel to the direction of the maximum compressive stress (Cosgrove, 1995, 2001; Rodrigues et al., 2009). In such setting, the ice weight or the lithostatic weight induced by deposition of conglomerates (F1) could represent the inferred vertical stress (Le Heron and Etienne, 2005; Clerc et al., 2012).

3.3. Deformation structures within intraclasts of the conglomerate

3.3.1. Description

Three types of preglacial intraclasts can be defined within conglomeratic deposits, depending on their degree of lithification at time of deposition. (a) Intraclasts with preserved internal sedimentary structures exhibit planar parallel-laminations containing fossil coquinas, trough cross-stratifications and sharp block-to-matrix contacts (Fig. 9A). (b) Intraclasts with disturbed or deformed original sedimentary structures and sharp contact with the matrix. The deformation structures encompass pillar structures, sheet dewatering structures and convolute laminations (Fig. 9B, C). (c) Intraclasts with disturbed original structures and contorted and diffused contact with the surrounding matrix (Fig. 9D, E).

An example of internal SSDS is notably shown in Fig. 9C where pillar structures cross-cutting laminated fine-grained sandstones are constrained to a layer below a coquina bed. Other intra-blocks structures such as disrupted layering, convolute bedding and internal domains that are differentially enriched in clays can be distinguished (Fig. 9D). The outlines of preglacial intraclasts are frequently deformed by the intrusion of the surrounding matrix evidenced by large quartz grains penetrating the margin of clayey clasts. Quartz grains are also sometimes completely embedded within clayey to silty preglacial

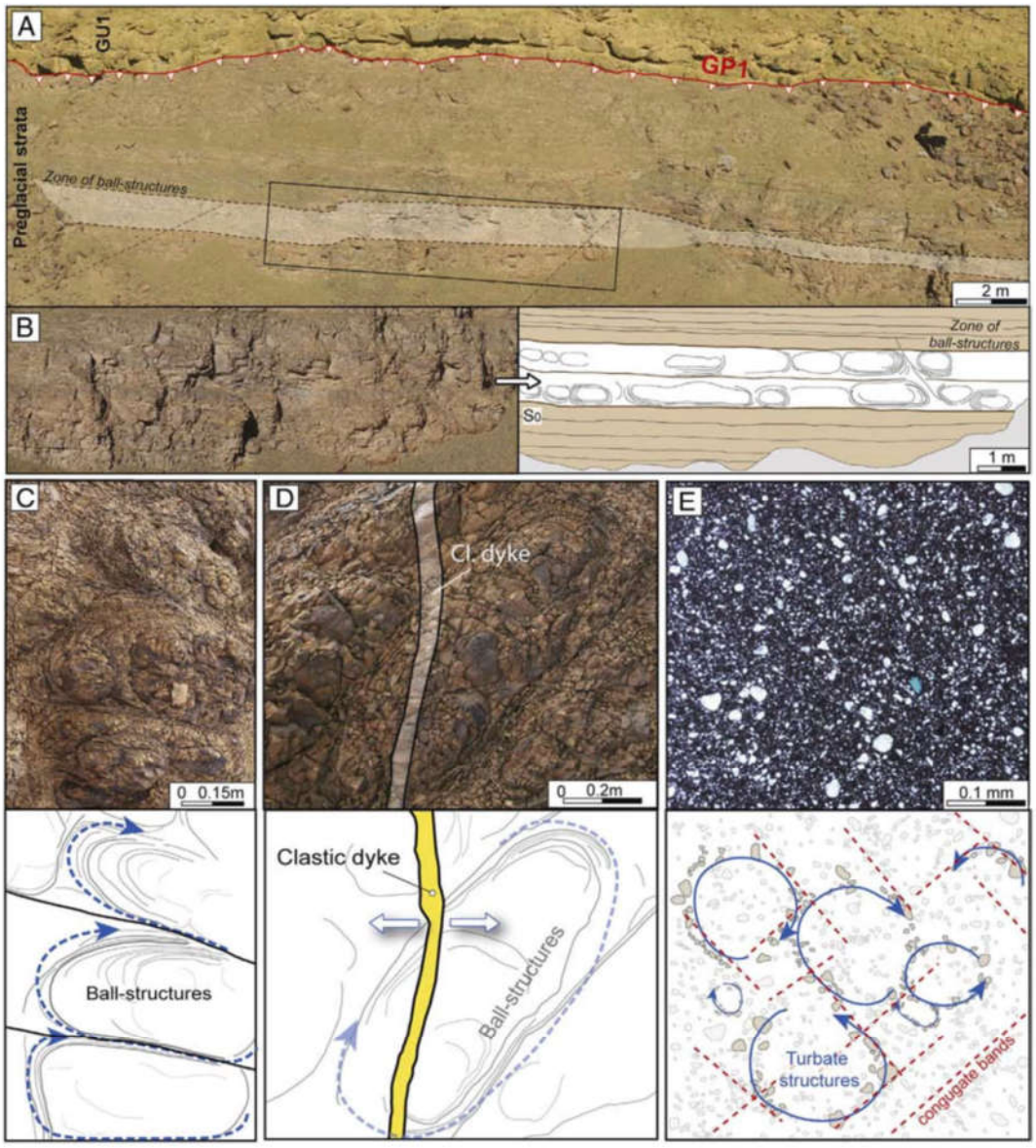


Fig. 8. (A) Zone of large-scale ball structures observed within preglacial silty sediments, located 5 m below the first glacial incision (GP1). (B) Close-up of ball structures, where two layers of deformation structures delimited by thin clay beds occur. (C) Ball structures observed within glacial sediments below GP2. (D) Ball structures cross-cut by a clastic dyke below GP2. (E) Turbate structures associated with conjugate bands observed at microscopic scale within ball structures.

elements (Fig. 9D, E). The abundance of intruded grains frequently leads to the deformation of the margins of preglacial elements or sometimes to in-situ clast fragmentation (Fig. 9E). At the micro-scale, a three-dimensional network of fractures infilled by quartz cement occurs within a soft intraclast (Fig. 9D).

Some hexagonal-shaped intaclasts displaying angular and sharp margins exhibit two sets of obtuse angles (≈90°/110°) defined as the angles between planes parallel to clast internal laminations (S0) and planes parallel to clast margins (Fig. 10A).

3.3.2. Interpretation

The different types of preglacial blocks reveal that preglacial strata displayed different degrees of lithification prior to the timing of brecciation. (a) and (b) Preserved sedimentary structures or SSDS and sharp clast-to-matrix contacts indicate that brecciation processes affected lithified or partly lithified preglacial material. (c) Intraclasts with contorted outlines and deformed by matrix intrusion indicate that part of the preglacial material was unlithified during brecciation. In addition, angular clayey intraclasts with embedded quartz grains may derive from clay detachment during hydrofracturing phases affecting preglacial clayey sediments. Similar clasts have been interpreted as a result of fracturing, spalling and corrasion of host clay strata during sand injection (Scott et al., 2009).

Soft-sediment deformations cross-cutting primary sedimentary structures imply post-depositional deformation of the preglacial

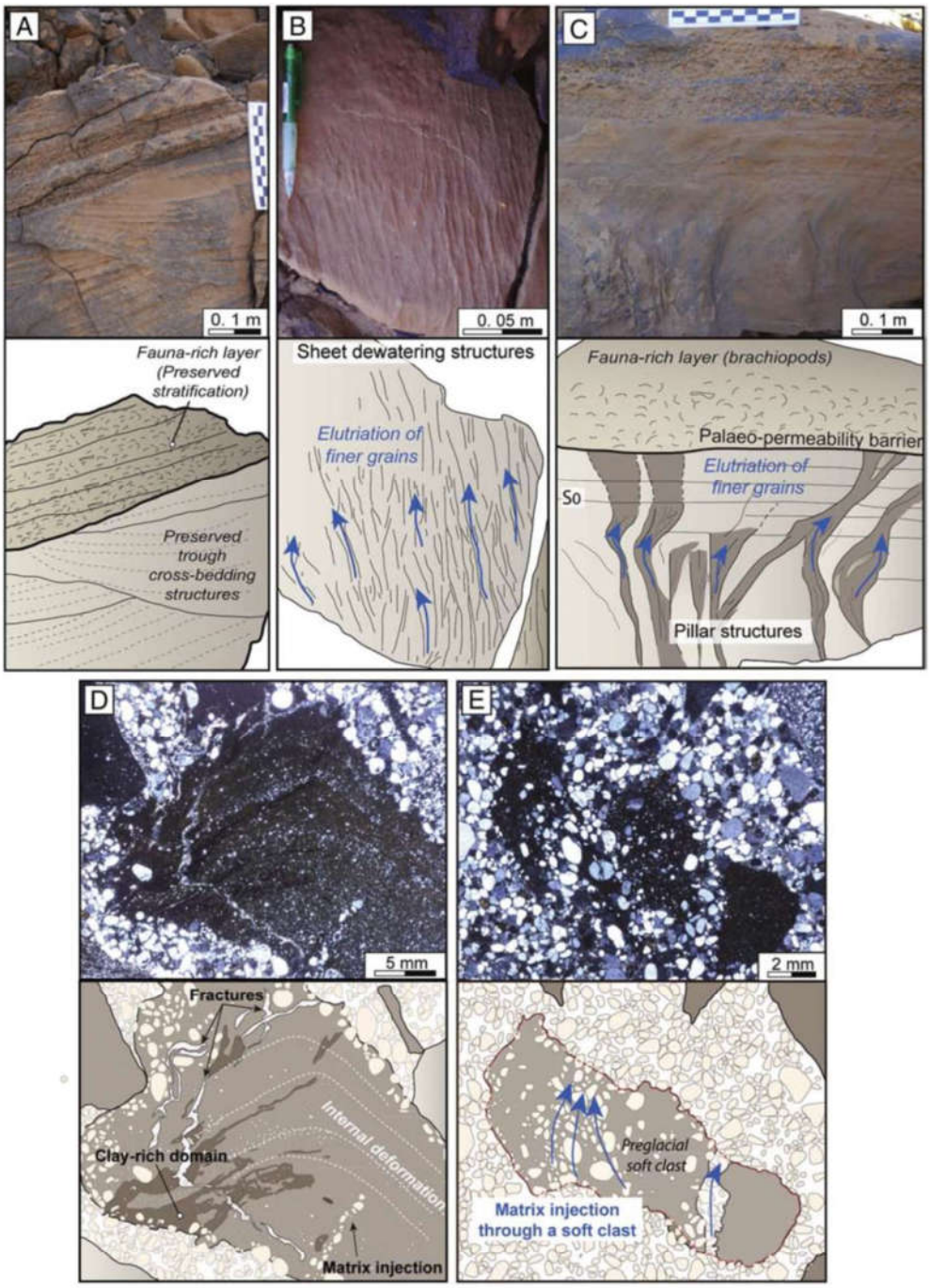


Fig. 9. Intra-clast structures at both macro- and micro-scale. (A) A preglacial clast with preserved trough-cross bedding structures and a fauna-rich laminated bed. (B) Intra-clast sheet dewatering structures related to local clay enrichment along water escape conduits. (C) Pillar structures constrained to a bed located below a fauna-rich layer, related to upward water escape. SSDS do not affect the overlying layer because of the early lithification of the fauna-rich layer. (D) A preglacial intraclast displaying clay-rich domains, injected matrix, and a complex network of fractures constrained to the clast. (E) Preglacial intraclast deformation and brecciation due to matrix intrusion through the clast.

material. Deformation structures including pillar structures, sheet dewatering structures, and convolute laminations are indicative of processes of sediment liquefaction (Lowe, 1975; Owen, 1987; Maltman, 1994). Clay domains indicate that preglacial materials are differentially enriched in fine particles which may correspond to porewater transmission during dewatering and subsequent clay translocation (Menzies and Ellwanger, 2011). Deformation structures in intraclasts are sometimes constrained to fine-grained sandstone layers (Fig. 9C) and do not extend

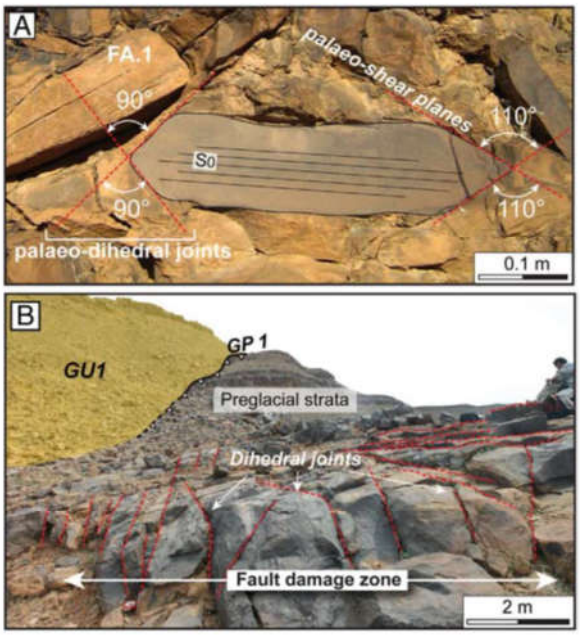


Fig. 10. (A) A preglacial intraclast displaying sharp and well defined margins with two sets of obtuse angles, related to strata fracturing along palaeo-dihedral joints affecting preglacial material. (B) Dihedral joints occurring in preglacial strata below GP1 within a fault damage zone along the border of the tunnel valley.

into overlying fauna-rich layers. These overlying coquina beds act as an impermeable barrier, sealing water-saturated sediments. This permeability barrier is probably linked to early diagenetic processes that led to the lithification of these specific fauna-rich layers. The network of open joints constrained to a soft intraclast demonstrates that a phase of fracturing occurred prior to deposition of the conglomerate while preglacial sediments were still unlithified.

Hexagonal-shaped and angular preglacial clasts displaying sharp margins (Fig. 10A) mimic palaeo-dihedral joints related to brittle shear failures (Price and Cosgrove, 1990). This pattern of joints deduced from intraclast observations is similar to in-situ dihedral joints that have been observed along the margin of the tunnel valley (Fig. 10B). These joints corresponding to brittle deformations are localized along a corridor where preglacial sediments are highly fractured. This fractured zone can be referred to a damaged zone and is generally associated with a nearby fault core. This corridor corresponds to the volume of deformed wall rocks around a fault surface and results from the initiation, interaction and build-up of slip along faults (McGrath and Davison, 1995; Kim et al., 2004). Jointing of preglacial material occurs before the sedimentary infill of the tunnel valley as suggested by the presence of these dihedral joints solely within the preglacial strata. The occurrence of hexagonal-shaped intraclasts and the observation of damage zone may indicate that dihedral joints are used as preferred planes of weakness during processes of preglacial strata brecciation.

3.4. Deformation structures within the conglomerate

3.4.1. Description

Within conglomeratic deposits, numerous evidence of intraclast reorientations and matrix remobilization are observed at both macroscopic (1) and microscopic (2) scales.

(1) Macro-scale turbate structures are distinguished, consisting of a ring of rearranged blocks delimited by a ring of clasts around an axis that contains matrix or a core stone (Figs. 5, 11A, B). These structures are up to 0.75 m in length and are characterized by zero or limited contacts between the clasts. In Fig. 11B, two adjacent turbate structures with limited clast-to-clast contacts are imbricated, following a S–C fabric with a high θ angle (Fig. 11B). The θ angle is defined as the angle between S and C planes and is an indicator of the strain degree and rate (Choukroune et al., 1987; Passchier and Trouw, 2005). This secondary fabric records the polyphased deformation of the conglomerate.

A NW-verging recumbent fold evidenced by clasts displaying a low θ angle between S and C planes occurs within the conglomerate (Fig. 11C). Clasts are locally reoriented along vertical pipes (Fig. 11D). Occasional matrix deformation structures produced by embedded intraclasts are observed (Fig. 12A). Chaotic flow surfaces within the matrix are locally preserved, these flow surfaces mimic chaotic convolute structures (Fig. 12B).

(2) At microscales, necking structures, clay domains and grain-size segregation in the matrix around clasts are observed (Fig. 12C). Large quartz grains are occasionally stacked in the shadow of preglacial clasts. The in-situ fragmentation of a single clast resulting in two tear drop-shaped elements is observed (Fig. 12D). Edge-to-edge grain crushing within the F1 matrix is absent.

3.4.2. Interpretation

(1) Macroscale turbate structures are not diagnostic of a single depositional environment since they can occur either in deforming subglacial beds or in debris flows. In subglacial environments, turbate structures will develop in response to basal shearing, high strain intensity and high porewater pressure induced by an overriding ice flow (Menzies, 2000; Hiemstra and Rijsdjik, 2003) while turbulent flows within the matrix of a debris flow can produce transitory rotational deformations leading to the same type of structures (Menzies and Zaniewski, 2003; Phillips, 2006). Imbricated turbate structures, displaying a S–C fabric, demonstrate a second phase of deformation, related to simple shear which could be related to stresses exerted by an overriding ice sheet or debris flow. The absence or the limited clast-to-clast contacts in the turbate structures implies that water-saturated sediments were deformed under high porewater pressure as high as limiting or even preventing clast-to-clast contacts (Menzies, 2012). The occurrence of adjacent turbate structures indicates that the structures formed at the same time with mechanical cog rotating in opposite directions or that a first turbate structures developed by shear and then ceased motion to be followed by the formation of a second turbate structure (cf., turbate structures 1 and 2; Fig. 11B).

Recumbent folds, observed within the conglomerates, indicate hydroplastic deformation under a simple shear stress component exerted by ice or debris flow. The decrease of the θ angle illustrates the increase of shear strain intensity (Choukroune et al., 1987; Passchier and Trouw, 2005). Vertical water escape pipes with realigned clasts suggest upwards dewatering of the conglomerate.

Matrix deformations beneath embedded preglacial intraclasts are related to loading, implying that conglomerate deposition was followed by clasts foundering within a water-saturated matrix during compaction of the conglomerate. The occurrence of few flow surfaces within the matrix, together with clasts, suggests that conglomeratic deposits have been fluidized. Similar structures have been observed in fluidized flows (Roussell et al., 2003).

(2) Micro-scale deformations imply post-depositional reworking of the sandy matrix during dewatering of the conglomerate. These structures illustrate that the matrix is reworked by meltwater during release of the porewater excess. Water escape paths are notably controlled by the distribution of large intraclasts within the conglomerate (necking structures, grain-size segregation around clasts and stacked grains). Elongation and fragmentation of preglacial material result in tear drop-shaped intraclasts formed by boudinage of soft intraclasts during early post-depositional dewatering of the conglomerate. The absence of edge-to-edge grain crushing may indicate that conglomerate was

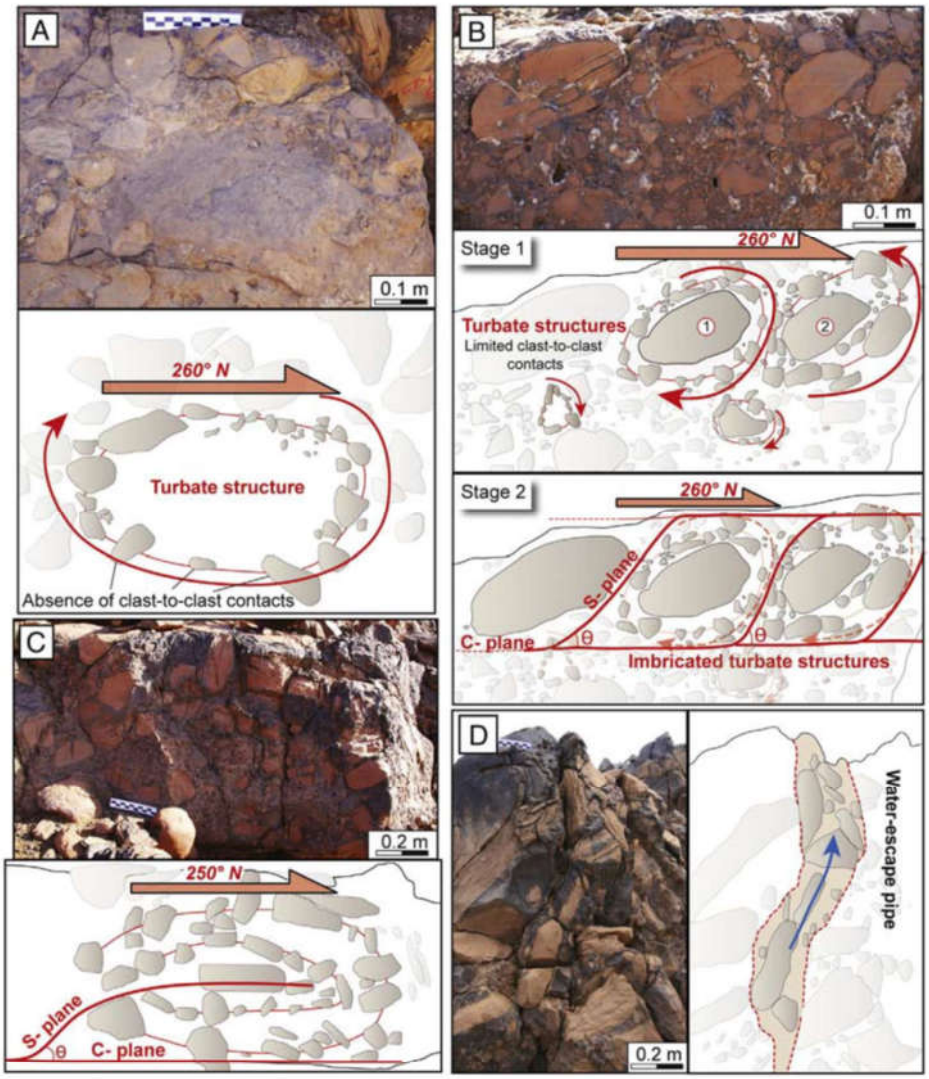


Fig. 11. Macro-scale deformation structures affecting conglomeratic deposits. (A) Macro-scale turbate structures with matrix core and characterized by the absence of clast-to-clast contacts. (B) Aligned macro-scale turbate structures with stone core and limited clast-to-clast contacts, overprinted by a S–C fabric. (C) Clast reorientations following a recumbent fold. (D) Vertically realigned clasts along a water-escape pipe.

characterized by a high porosity, a high porewater pressure and low strain rates, or alternatively high clay matrix component, reducing grain crushing contact events (Reinardy et al., 2011; Menzies et al., 2013).

3.5. SSDS within sandstones

3.5.1. Description

Trough cross-bedded or ripple cross-laminated sandstones (F4 and F5) display a wide range of SSDS that are generally constrained to single beds. These structures include sheath, recumbent and overturned folds; convoluted beds, dish and sheet dewatering structures, step normal faults and fluted surfaces (Figs. 5, 13). Folding is sometimes observed, including sheath and recumbent folds with fold axis oriented W to NW (Fig. 13B). Convoluted beds commonly occur within the sandstone deposits with a prevailing chaotic style (Fig. 13A). Several centimeter-thick homogenized sandstone beds display flute-like morphologies with polished and smoothed surfaces up to 1 m wide and 2.5 m long, oriented towards 320° N (Fig. 13C). Dish and sheet dewatering structures are locally observed and affect sandstone layers, up to 1 m thick (Fig. 13D, E). At the top of the basal unit, step normal faults with undulating fault planes and centimeter offsets occur over wide areas (over 100 m^2) (Fig. 13B).

3.5.2. Interpretation

Sheath and recumbent folds with fold axes dipping in the same directions as the tunnel valley axis indicate hydroplastic deformations under simple shear stress, probably resulting from ice flowing over soft beds during ice/bed coupling events (Lesemann et al., 2010). The different types of folds indicate varying shear strain intensity and/or porewater pressure. Convoluted beds record the internal foundering of liquefied sediment layers upon

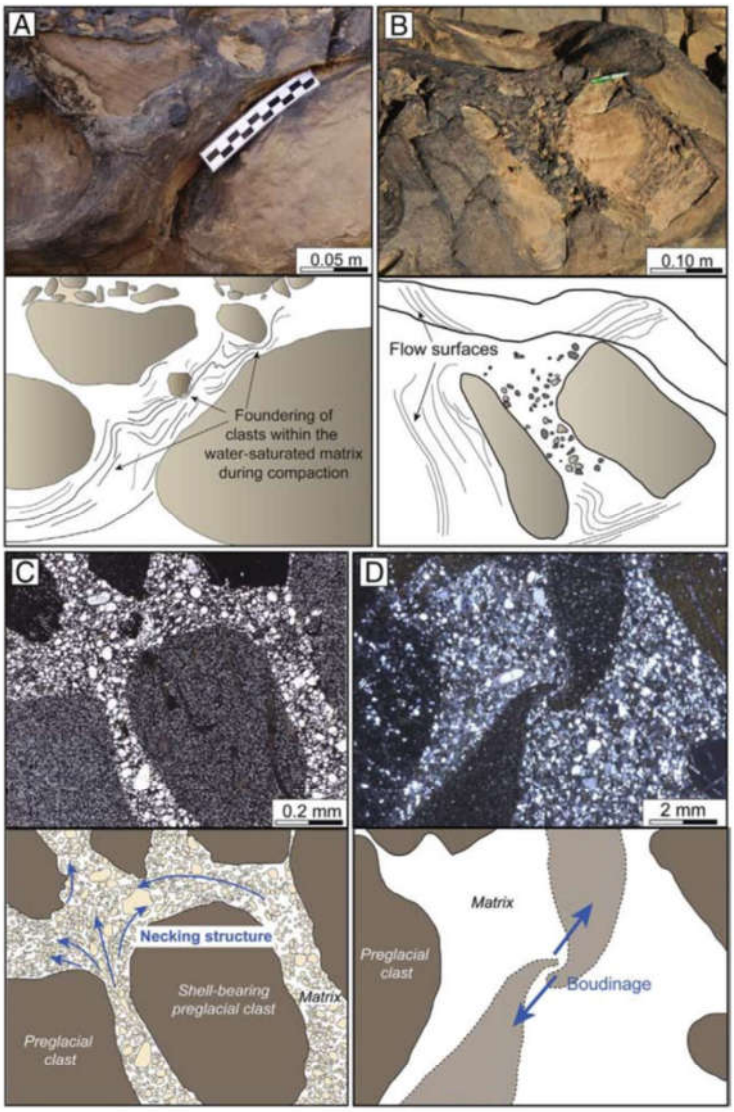


Fig. 12. (A) Matrix deformations by foundering of preglacial intraclasts into water-saturated sediments. (B) Chaotic flow surfaces locally observed within the matrix of the conglomerate, implying matrix fluidization. (C) Micro-scale necking structures related to upward remobilization of the matrix, illustrating porewater movement influenced by the positions of preglacial intraclasts. (D) Micro-scale clast fragmentation by boudinage during upward dewatering of the conglomerate.

themselves, commonly in conjunction with active upward escape of porewater (Maltman, 1994). Such structures are notably triggered by loading which could either be related to compaction due to overlying lithostatic weight or ice being coupled to the water-saturated bed.

Flute-like morphologies indicate soft bed deformations underneath flowing ice (Boulton, 1976). The elongated morphology indicates deformation under simple shear stress and high strain intensity. Sheet dewatering structures and dish structures, related to moderate to intense water escape correspond to a liquefied to fluidized state and can either be related to dewatering of sediments during ice/bed coupling or dewatering during rapid sedimentation. Extensive surfaces affected by step normal faults observed in thin-bedded sandstones correspond to brittle to hydroplastic (undulating fault planes) deformations induced by radial extensional deformation under low porewater pressure. Radial extension is generally triggered by sediment compaction or overloading (Guiraud and Seguret, 1987). In the Ordovician glacial record, glacial pavements are often associated with extensive surfaces affected by normal microfaults and have been interpreted as being the result of glacial overloading during ice–bed coupling (Beuf et al., 1971; Biju-Duval et al., 1974; Denis et al., 2010; Clerc et al., 2013).

4. Discussion

Kinematics of the deformation structures observed in both preglacial and glacial strata, and their inferred characteristics in

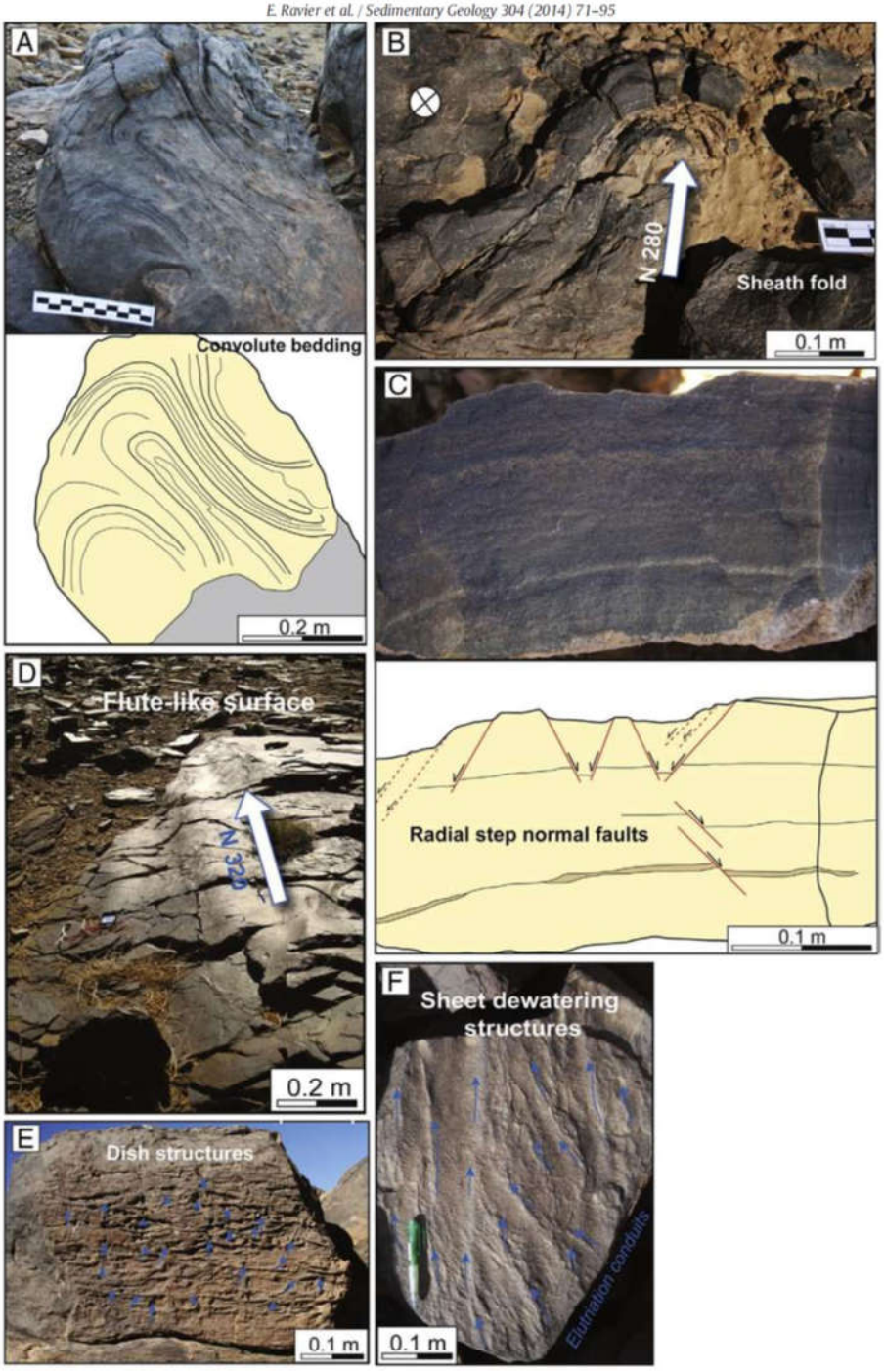


Fig. 13. Macro-scale deformation structures within glacial sandstones (F4 and F5). (A) Convoluted beds within channelized sandstones (F4). (B) Sheath fold verging towards the NNW (view from above). (C) Radial step normal faults with millimetric to centimetric offsets within ripple cross-laminated sandstones (F5). (D) A flute-like surface showing a 320° N orientation occurring at the top of FA.1 (F5). (E) Sheet dewatering structures evidenced by clay-rich elutriation conduits (F4). (F) Dish structures related to sand dewatering (F4).

terms of strain intensity and porewater pressure are summarized in Fig. 14. The deformation structures are placed on a theoretical porewater pressure curve showing the high variation of pore pressure within preglacial and glacial sediments during the formation of the tunnel valley and the deformation of the basal glacial deposits.

4.1. Subglacial bed remobilization

4.1.1. Early deformations of preglacial material (prior to glaciation)

Preglacial strata underwent post-depositional modifications in response to extensional tectonic stresses, differential lithification and porewater movement (Fig. 14, stages 1 and 2; 15A).

The occurrence of extensional dihedral joint networks within a fault damage zone along the tunnel valley margin indicates a primary phase of brittle deformation affecting lithified preglacial strata (Fig. 10). This extensional faulting might be related to the Cambro–Ordovician extension (cf., Section 2.2) which led to NE–SW, NW–SE and E–W-oriented graben and half-graben structures in North Africa, notably in the Anti-Atlas region (Robert-Charrue and Burkhard, 2008).

Evidence of a lithification gradient prior to brecciation and formation of the tunnel valley is illustrated by the occurrence of both lithified and unlithified preglacial clasts within the basal conglomerate. Early lithified preglacial strata are illustrated by clasts displaying sharp contact with the surrounding matrix, occasional intra-clast calcite cement related to early diagenesis (i.e., prior to brecciation), and preserved sedimentary structures. The plastic deformation of some preglacial blocks after their deposition indicates the presence of unlithified material. In a sediment burial context, differences in the degree of lithification are related to burial depth, lithology and early cementation (Callot et al., 2008).

Ductile deformation structures, involving porewater movement of water-saturated sediments occur within preglacial blocks. These intra-block structures indicate that porewater pressure was locally significant prior to lithification and brecciation of the preglacial strata (i.e., prior to ice sheet growth). These deformation structures are observed within some preglacial intraclasts that were lithified at time of deposition (sharp clast-to-matrix contact) implying that they probably predate the glacial episode. This first episode of porewater pressure increase within confined and unlithified layers may be related to increasing stress and/or water input within confined layers due to groundwater flow. Intra-clast convoluted laminations, pillar and sheet dewatering structures are the remnants of this first episode of sediment remobilization by fluid pressure.

Several triggers can explain this first deformation episode such as palaeoseismicity, rapid sedimentation, lithostatic stress increase during burial or groundwater circulation within confined, unlithified preglacial strata (Maltman, 1994; Montenat et al., 2007). During the early stages of sediment deformation and remobilization, preglacial aquifers (unlithified silts and sands) were confined by two types of impermeable barriers: (1) preglacial clay beds and (2) early lithified sandstone beds (Fig. 13A). This "layer-cake" configuration of the preglacial deposits with a majority of low-permeability strata (2/3 of the preglacial sedimentary sequence) represents the optimum configuration for the development of overpressure (Janszen et al., 2012; Sandersen and Jørgensen, 2012).

4.1.2. In-situ brecciation of preglacial material

Ice sheet advance over the study area was associated with major changes in the parameters controlling porewater pressure in unlithified and water-saturated preglacial sediments. The resulting increase of basal shear stress combined with meltwater input in aquifers, led to a rapid increase of porewater pressure. Along interfluves, large ball structures observed 5 m below GP1, with internal turbate structures, may record the first stages of porewater pressure increase and indicate sediment liquefaction within confined aquifers (Fig. 14, stage 3). The discontinuous emplacement of ball structures below both GP1 and GP2 indicates lateral variations in porewater pressure within the subglacial bed, possibly illustrating a mosaic of coexisting deforming and stable areas underneath the ice (Piotrowski and Kraus, 1997; van der Meer et al., 2003; Piotrowski et al., 2004). Areas where preglacial strata display lower potential for meltwater diffusivity or/and areas where groundwater flow brings meltwater within confined aquifers will tend to deform first (deforming zone), as they will develop high porewater pressure earlier when the ice mass is coupled to the bed (Fig. 15B).

The progressive increase of porewater pressure within the confined aquifers continues until pore pressure exceeds the tensile strength of the permeability barriers (lithified sand/clay). When the threshold is passed, hydrofractures develop in order to release the porewater excess (Fig. 14, stage 4; 15C). Sudden ruptures of these barriers allow pore fluids to escape rapidly, causing injections of sediments, probably in a fluidized state, within open fractures (Onasch and Kahle, 2002). This phase of 'fracking' is outlined by the occurrence of angular preglacial blocks within the matrix-supported conglomerate at the base of the tunnel valley. The wide range of preglacial intraclast shapes evidenced by the variety of angles between stratifications and intraclast margins may correspond to randomly orientated hydrofractures, indicating that pore fluid pressure potentially reduced the differential stress state to an effective hydrostatic stress (Mandl and Harkness, 1987; Lorenz et al., 1991; Cosgrove; 1995). In a hydrostatic stress field, the normal stress is the same in every direction, implying that there is no preferential orientation for hydrofractures opening (Cosgrove, 1995). The complex networks of fractures constrained to an unlithified intraclast observed at micro-scale possibly illustrate this process of hydraulic fracturing (Fig. 11D). In addition, the occurrence of clayey intraclasts containing embedded quartz grains within the conglomerate may result from intraclast detachments from the walls of the host clay strata during hydrofracturing and quartz grain impingements related to injection of fluidized sand within the fractures (Scott et al., 2009). The dense network of hydrofractures is probably responsible for the in-situ brecciation of both types of impermeable barriers (Cosgrove, 1995; Chen et al., 2009). The occurrence of hexagonal-shaped angular elements within the conglomerate indicates that some of the preglacial material have been fractured along planes of weakness and may suggest that another process of brecciation locally occurs. Meltwater can rapidly drain within the heavily fractured damage zone (Fig. 8B), leading to local decrease of porewater pressure and ice–bed coupling. Once coupling, the subjacent lithified and heavily fractured bedrock will be quickly and locally loaded, possibly leading to quarrying of preglacial blocks along weakness planes. (Fig. 14, stage 5).

In-situ brecciation processes are described in the literature (Festa et al., 2012), but under-represented in subglacial environments. Passchier et al. (1998) described subglacial in-situ brecciation by hydrofracturing due to ice overload. The concept of "fracking" has also been invoked for the formation of Pleistocene tunnel valleys in the North Sea Basin (Janszen et al., 2012). Processes of hydrofracturing and in-situ brecciation commonly occur underneath mass transport deposits, notably triggered by submarine landslides and debris flows (Callot et al., 2008; Yamamoto et al., 2009; Ogata et al., 2012; Pini et al., 2012). Basal shear, fluid overpressure and the presence of impermeable barriers sealing water-saturated sediments represent the triggers for hydraulic brecciation. Controlling parameters are therefore similar to the parameters producing disruption of the preglacial strata.

The massive upward injections of fluidized material into fractures led to diapiric stratal disruption and mobilization of an admixture of fluidized sand and preglacial clasts (Fig. 15C). Diapiric structures interpreted as the result of fluid overpressure due to rheological gradient between strata, and the abrupt increase of tectonic or lithostatic stress commonly occur in accretionary complexes (Orange, 1990; Kopf, 2002; Yamamoto et al., 2009; Festa, 2011; Codegone et al., 2012). Rare examples of diapiric structures are described in glacial environments, except few examples formed in subglacial environments where diapirs form when the porewater pressure exceeds the ice floatation pressure (Szuman et al., 2013) or in preglacial environments where these structures form in combination with large thrust faults during compression, gravity spreading and loading in front of advancing glaciers (Sadolin et al., 1997). The upward release of the excess of porewater induced by the sudden rupture of the impermeable barriers could drastically decrease the effective pressure. As predicted by Boulton and Hindmarsh (1987) and Boulton et al. (2007b), subglacial pipes develop when the effective pressure is close to zero, promoting subglacial transport of the freshly brecciated preglacial sediments (Fig. 15C). These processes of hydrofracturing, brecciation, and transport of preglacial material through channels contributed to intensify the efficiency of subglacial bed remobilization.

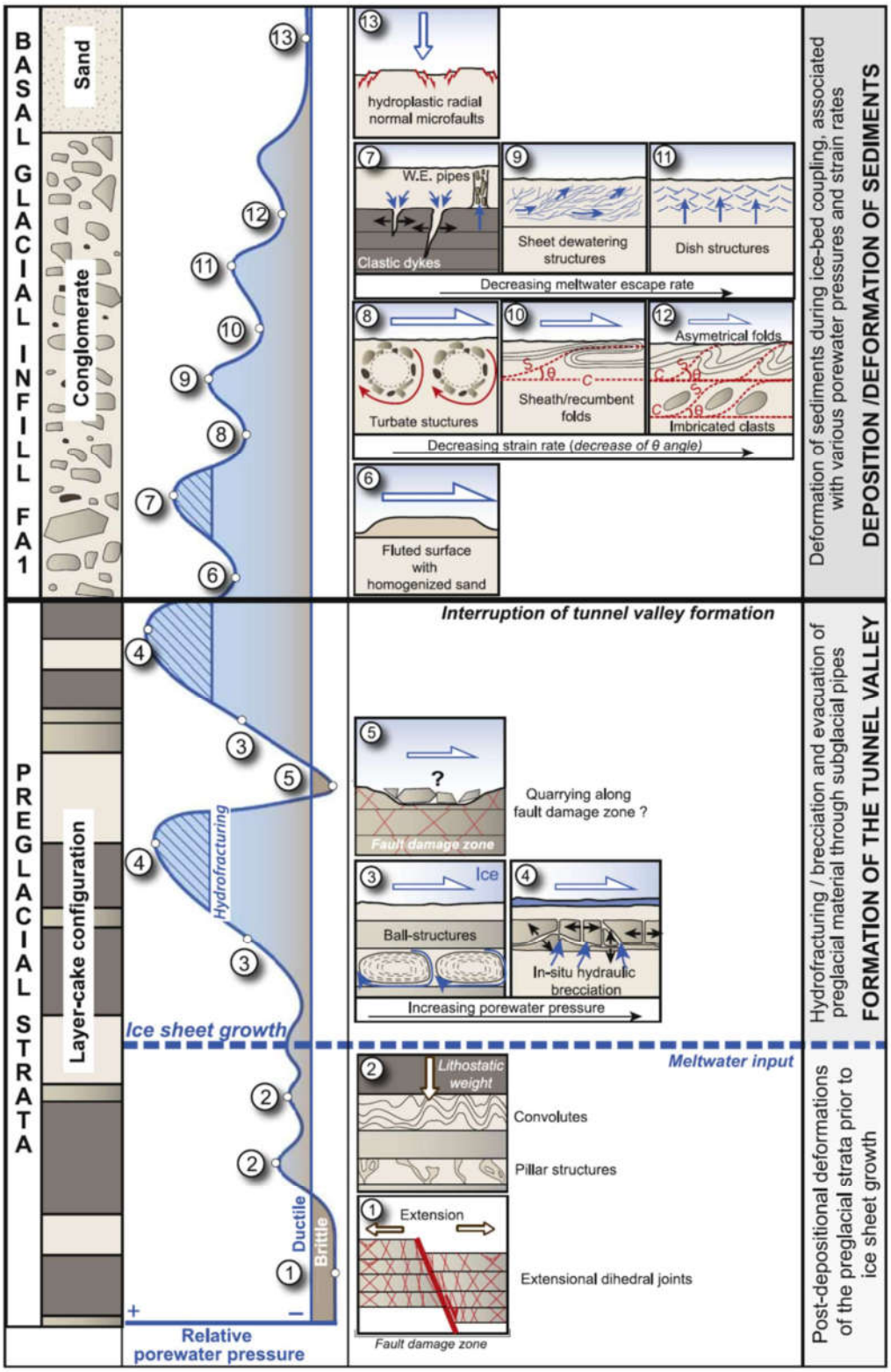


Fig. 14. Kinematics of the deformation structures occurring in both preglacial and glacial sediments before and after the Himantian glaciation. Each structure is replaced on a theoretical porewater pressure curve and corresponds to different strain rates.

4.2. Bed remobilization impact on tunnel valley formation

4.2.1. Diachronic and multi-phased erosion

Once the admixture of preglacial clasts and fluidized material is transported and therefore the excess of porewater pressure within the deforming zone released, the fluid pressure necessary to promote processes of brecciation cannot be reached. Subglacial dynamics is characterized by a high potential for lateral shifting of the deforming zones, cavity and channel positions through time and space (Piotrowski and Kraus, 1997; Piotrowski et al., 2004). Consequently, zones of brecciation, diapirism and piping may continuously form and shift at the base of an ice sheet.

Conglomerates are observed in both the tunnel valley and interfluves implying that brecciation occurred in both locations in the early stages of subglacial bed remobilization. Along the tunnel valley axis (320° N), subglacial brecciation and remobilization of preglacial strata continued while sediment remobilization stopped along the interfluves, leading to progressive differential erosion between the valley axis and interfluves. Along interfluves, below GP1, ball structures correspond to the immature stage of brecciation, i.e. the stage before porewater pressure is high enough to fracture the overlying impermeable barriers. These structures illustrate that a porewater pressure gradient existed between interfluves and the emergent tunnel valley (Fig. 15D). This gradient may be explained by an initial palaeotopography, possibly inherited from the Cambro–Ordovician extensional tectonic regime which preferentially drains meltwater along the axis of the tunnel valley. The development of basins during the Paleozoic post-orogenic subsidence was controlled by the location and orientation of Panafrican tectonic accidents, predominantly oriented NW–SE. This orientation is similar to the axis of the Alnif tunnel valley, suggesting that the structural situation of this area may have had an impact on the palaeotopography and subsequently on the position of the tunnel valley.

A tunnel valley formation model with successive and localized episodes of subglacial remobilization of preglacial material during hydraulic brecciation events is here preferred to the steady-state model developed by Boulton and Hindmarsh (1987). Nevertheless, the non-instantaneous model of tunnel valley formation proposed in this study is similar to steady-state models mentioned in several studies (Boulton et al., 2007a, b). The complexity of subglacial dynamics and field observations including the irregular base of the tunnel valley (1), and the fan-morphology of the conglomeratic deposit (2), strengthen this porewater pressure-driven model. Studies conducted on subglacial dynamics in recent decades suggest a coexistence of deforming and stable areas within subglacial bed and that deformation is cumulative through time and space (Piotrowski and Kraus, 1997; Knight, 2002; Piotrowski et al., 2004). (1) The irregular morphology of the tunnel valley base is the result of cumulative and diachronic deformation/remobilization phases beneath the ice sheet. (2) The different fans of matrix-supported conglomerate observed at the base of the tunnel valley suggest several sedimentary influx points related to localized and repetitive piping events underneath the ice. Other models suggest that tunnel valley incision also occurs through successive phases of erosion by one or a range of erosional processes involving meltwater (Piotrowski, 1994; Hooke and Jennings, 2006; Jorgensen and Sandersen, 2006). The Alnif tunnel valley is a single and straight valley which is not part of a valley network and therefore does not fit the Shaw model (2002, 2010) which proposes that the collapse of massive sheet floods into channelized flow is responsible for the genesis of anastomosed tunnel valleys.

4.2.2. Interruption of tunnel valley formation

The combination of subglacial hydraulic brecciation and piping is proposed to explain the formation of the Alnif tunnel valley, implying that a decrease in porewater pressure could interrupt the processes of erosion. Several hypotheses can be raised to explain this decrease of fluid pressure:

- At greater depths, when the ice encountered older preglacial strata, overburden increased sediment shear strength, preventing sediment fluidization and hydrofracturing (Brown, 1994; Collison, 1994; Obermeier, 1996);
- The initial (i.e. prior to or at the time of glaciation) meltwater transfer capacity of preglacial sediments in which the tunnel valley is carved is a key parameter for their formation. Clerc et al. (in prep) demonstrate, using groundwater transfer modeling, that meltwater transfer capacity within the Alnif preglacial sediments is drastically reduced or even null below 170 m of depth (i.e., the depth of the Alnif tunnel valley). These results indicate that processes of tunnel valley formation stop when the effect of overpressure decreases with depth due to reduced capacity for groundwater transfer in deeper strata and subsequent reduction of porewater pressure. Also, a preglacial layer with higher permeability/diffusivity will tend to dissipate the overpressure required to trigger 'fracking' and therefore interrupt the processes responsible for the tunnel valley formation;
- A drastic diminution of meltwater circulation through preglacial aquifers will tend to reduce overpressure within water-saturated sediments. A diminution of meltwater volume within the tunnel valley could either result from changes of meltwater drainage pathways or/and a net decrease in the production of meltwater.

4.3. Deposition and deformation of FA.1

The basal conglomerate (FA.1) has been interpreted as being deposited in a subglacial environment (Clerc et al., 2013). The vertically stacked deposits with pronounced erosional surfaces suggest a constrained accommodation space, concordant with a cavity environment where space available is controlled by an overlying ice roof and a shallow water column. In addition, the conglomerate contains numerous soft-sediment deformation structures triggered by a shear stress and high porewater pressure, interpreted as being the result of ice/bed coupling episodes. The array of subglacial deformation structures is generally constrained to single beds and includes notably flutes, radial extensional normal faults, macro-scale turbate structures, sheath and recumbent folds. The deformation structures have been interpreted as the result of ice–bed interactions since they are associated with fluted surfaces and radial extensional normal faults in FA.1. Such structures have been associated to glacial pavements in the Saharan glacial Ordovician record (Beuf et al., 1971; Biju-Duval et al., 1974; Deynoux and Ghienne, 2004; Denis et al., 2010; Loi et al., 2010; Clerc et al., 2013).

Fans of massive conglomerate (F1) result from the deposition of an admixture of preglacial blocks packed within a sandy matrix produced by up-ice brecciation and transport of preglacial material (Fig. 15E). The basal conglomerate could be here comparable to a sedimentary mélange since this deposit results from mixing of exotic preglacial clasts within a matrix, leading to a chaotic internal arrangement (Festa et al., 2012). During the piping stage, transport of the massive conglomerate occurred in overpressurized subglacial channels where hydrostatic pressure in meltwater was higher than the porewater pressure within the mélange. In this configuration, overpressure was maintained in the density flow allowing the preglacial material to be transported as a fluidized hyperconcentrated flow (Fig. 15E). The seldom and chaotic flow surfaces observed within the matrix of the conglomerate (F1) may record this stage of matrix fluidization as such structures usually develop when sediments are fluidized (Roussell et al., 2003). Flow surfaces are seldom due to the low preservation potential of such structures. Deposition of the density flow occurred within subglacial cavities, where the drop in meltwater hydrostatic pressure triggered rapid deposition of the fluidized hyperconcentrated flow. Rapid deposition was possibly enhanced by the rapid release of fluid overpressure contained in the flow due to equilibrium re-establishment between the internal porewater pressure and the external hydrostatic pressure in the cavity. Sudden overloading and dewatering related to rapid deposition of this

massive material may be responsible for the formation of vertical to subvertical clastic dykes (Phillips, 2006; Ogata et al., 2012) (Fig. 15E).

After deposition, the basal conglomerate was affected by different episodes of deformation controlled by fluctuating strain rates and porewater pressure changes (Fig. 14 stages 6 to 12; Fig. 15F). These different episodes are evidenced by the different deformation structures, including clastic dykes, folds, radial extensional normal faults, turbate structures, and fluted surfaces. The fluted surfaces indicate sediment deformation under simple shear stress applied by the overriding ice sheet, their elongated morphologies form under high strain rate related to elevate basal shear stress. In the basal sedimentary sequence, other deformation structures triggered by simple shear stress occur in combination with the fluted surfaces (folds, turbate structures, S–C fabrics) suggesting a probable subglacial origin. The different types of folds including sheath to asymmetrical fold types, and the occurrence of turbate structures displaying secondary S–C fabrics illustrate a decrease of the θ angle related to a decrease of the strain intensity (Fig. 14, stages 7, 9, 11). The decrease of strain intensity implies changes in basal shear stress and/or variations in porewater pressure during one or several episodes of ice–bed coupling. Other types of deformation structures, including sheet dewatering structures, dish structures, dewatering pipe or clastic dykes are related to episodes of porewater release (Fig. 14, stages 6, 8, 10). Clastic dykes propagating downwards may suggest hydrofracture development triggered during ice–bed coupling (Clerc et al., 2012; Phillips et al., 2012). Dewatering pipes or dish structures implies a vertical escape of water, related to release of overpressure during overloading of water-saturated sediments. Such structures observed in glacial sediments that are affected by typical subglacial deformation structures (fluted surfaces), suggest that the Hirnantian ice sheet is a plausible cause of overload and might therefore be responsible for sediment dewatering during ice–bed coupling. At the top of FA.1, extensive surfaces affected by step normal faults illustrate a change of sediment behavior during deformation, from liquefaction/fluidization to hydroplastic/brittle, i.e. from high porewater pressure to low porewater pressure. The successive events of porewater escape (dykes, dish structures, etc.) are probably responsible for these changes of sediment behavior during deformation and reveal a decrease of porewater pressure during deformation of the basal sedimentary sequence. The radial extensional normal faults indicate radial extension that is generally triggered by ice overload on the bed (Biju-Duval et al., 1974; Denis et al., 2010; Clerc et al., 2013).

Periods of ice/bed coupling are sometimes interrupted by episodes of decoupling, leading to the development of a subglacial drainage network. The subglacial meltwater flow leads to partial reworking of these basal deposits. Reworking of massive conglomerate resulted in deposition of channelized conglomerates (F2) and microconglomerates (F3) (Fig. 15F). Similarly, sandstones (F4 and F5) may be related to reworking of the conglomeratic matrix or the erosion of preglacial beds by meltwater and subsequent deposition of sand in the subglacial de-coupled space.

5. New model

Unlike previous tunnel valley formation models invoking erosion of the substratum by meltwater flow (Brennand and Shaw, 1994; Hooke and Jenkins, 2006; Boulton et al., 2009), this new model would suggest that single tunnel valleys are formed subglacially under the influence of localized occurrences of high porewater pressure in the substratum, triggering hydrofracturing. Within zones of high porewater pressure, preglacial sediments were affected by a dense network of hydrofractures, leading to intense brecciation and subsequent glacial evacuation of preglacial material. Brecciation processes led to effective glacial excavation of the valley form that is in turn further exaggerated an inherited topographic relief by coeval glacial processes of evacuation by moving ice and meltwater. The evidence from Alnif substantiates this hypothesis in that the preglacial sediments were brecciated and evacuated. This new model, based upon 3 parameters controlling porewater pressure within the preglacial bed, is derived from field evidence in the Alnif study area.

5.1. Field evidence

The study area reveals the existence of zones of high porewater pressure, where hydrofracturing leads to preglacial stratal brecciation. These evidences rely on sedimentological (1) deformational (2) and geomorphological (3) observations.

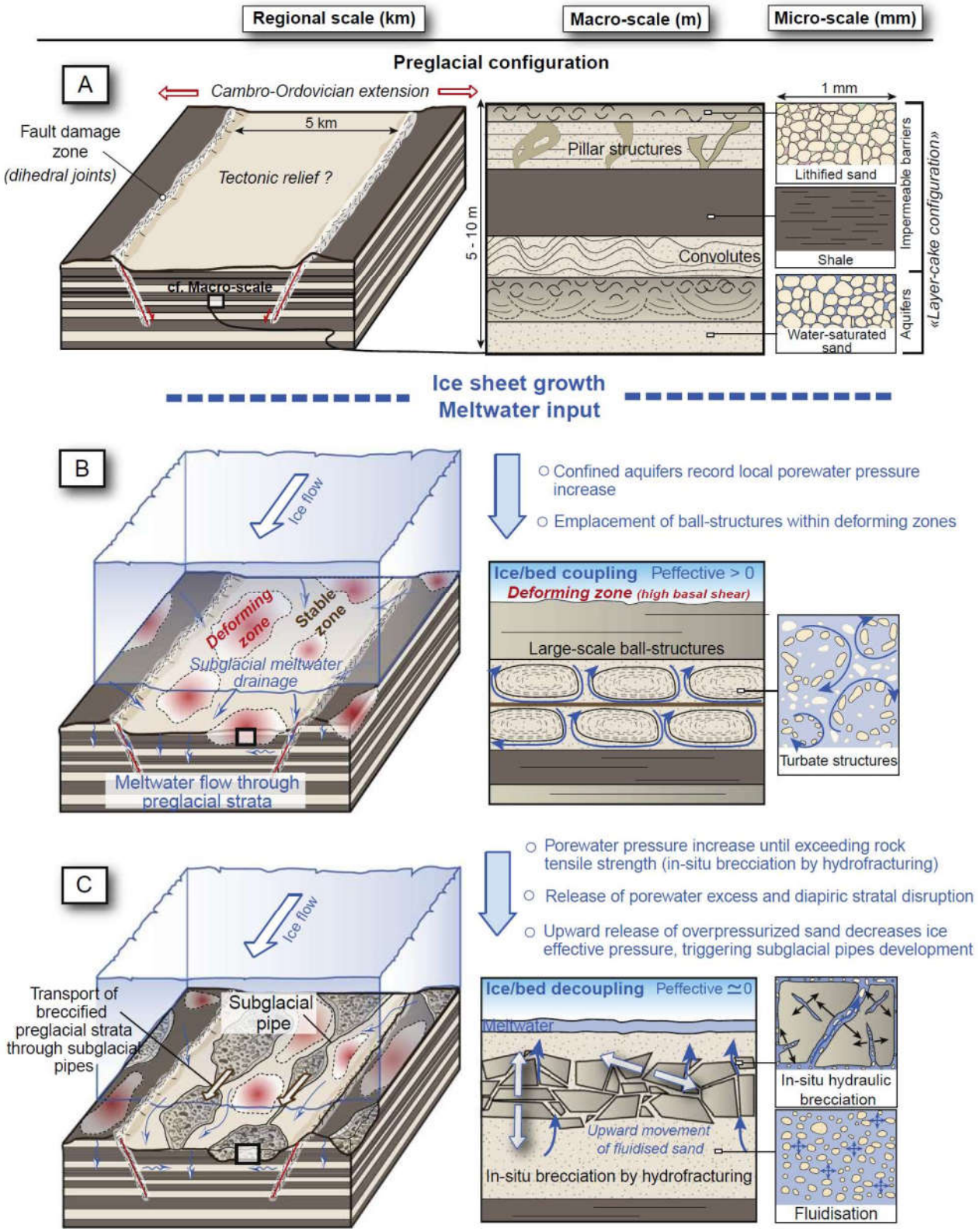
(1) The occurrence of patchy conglomerate deposits composed of angular preglacial intraclasts at the base of the tunnel valley illustrates the phase of brecciation by hydrofracturing affecting the substratum due to a drastic increase in porewater pressure. Conglomerates are heterogeneous and form different fans with internal flow surfaces related to localized and repetitive brecciation, piping and deposition of the fluidized preglacial material below an active ice flow. The association of soft and lithified preglacial intraclasts within the conglomerate indicates a lithification gradient within the preglacial substratum which formed a 'layer-cake' stratigraphic package.
(2) The occurrence of deformation structures related to increasing porewater pressure, within both preglacial and glacial sediments, represents major evidence for a porewater pressure-driven model. For example, ball structures and clastic dykes, locally observed below glacial erosional contact surfaces, illustrate the increase of porewater pressure within preglacial strata due to the combination of meltwater input and the stress exerted by the ice on preglacial confined aquifers.
(3) The occurrence of a preexisting preglacial valley network has not been reported in the Alnif area (nor in any other tunnel valley examples in Morocco) implying that the tunnel valley developed primarily below the ice sheet as a preferential, but system-wise independent meltwater drainage system, where localized high porewater pressures developed.

5.2. Controlling parameters

Principal parameters controlling the evolution of the porewater pressure in the preglacial sediments are: (1) preglacial lithology and stratigraphy, (2) ice thermal regime and dynamics, and (3) inherited preglacial relief.

(1) This new model of tunnel valley formation hypothesizes that the development of high porewater pressure within the bed, requires that the preglacial strata were likely unlithified. The occurrence of permeable and water-saturated layers (aquifers) is

Fig. 15. Multi-scale model illustrating the characteristics of preglacial bed remobilizations underneath the Hirnantian ice sheet. (A) "Layer-cake" configuration of the preglacial strata. The preglacial material is affected by brittle deformation due to the extensional tectonic stress and ductile deformation due to minor episodes of porewater pressure increase. (B) Meltwater circulation through aquifers associated with the stress exerted by the ice flow lead to a localized increase of porewater pressure within deforming zones. (C) Porewater pressure exceeds the tensile strength of permeability barriers leading to hydrofracturing, in-situ brecciation and diapiric stratal disruption. The upward movement of fluidized material and preglacial clasts leads to ice/bed decoupling and formation of subglacial pipes, capable to evacuate the brecciated material.Multi-scale model of tunnel valley formation by differential erosion and multi-phased remobilizations of preglacial strata. (D) Along interfluves, porewater pressure does not exceed the threshold required to trigger hydrofracturing while processes of in-situ brecciation continue within the valley, leading to differential erosion. (E) Interruption of tunnel valley digging followed by sedimentary mélange deposition within subglacial cavities, forming fans of massive and matrix-supported conglomerate. (F) Reworking of the conglomerate by meltwater flow and remobilization of the basal deposits (FA.1) during episodes of ice/bed recoupling.


Regional scale (km)
Macro-scale (m)
Micro-scale (mm)
Preglacial configuration
A
Cambro-Ordovician extension
Fault damage zone (dihedral joints)
5 km
Tectonic relief ?
cf. Macro-scale
5 - 10 m
Pillar structures
Convolutes
1 mm
Lithified sand
Shale
Water-saturated sand
Impermeable barriers
Aquifers
«Layer-cake configuration»
Ice sheet growth
Meltwater input
B
Ice flow
Deforming zone
Stable zone
Subglacial meltwater drainage
Meltwater flow through preglacial strata
Confined aquifers record local porewater pressure increase
Emplacement of ball-structures within deforming zones
Ice/bed coupling Peffective > 0
Deforming zone (high basal shear)
Large-scale ball-structures
Turbate structures
C
Ice flow
Transport of breccified preglacial strata through subglacial pipes
Subglacial pipe
Porewater pressure increase until exceeding rock tensile strength (in-situ brecciation by hydrofracturing)
Release of porewater excess and diapiric stratal disruption
Upward release of overpressurized sand decreases ice effective pressure, triggering subglacial pipes development
Ice/bed decoupling Peffective ≃0
Meltwater
Upward movement of fluidised sand
In-situ brecciation by hydrofracturing
In-situ hydraulic brecciation
Fluidisation

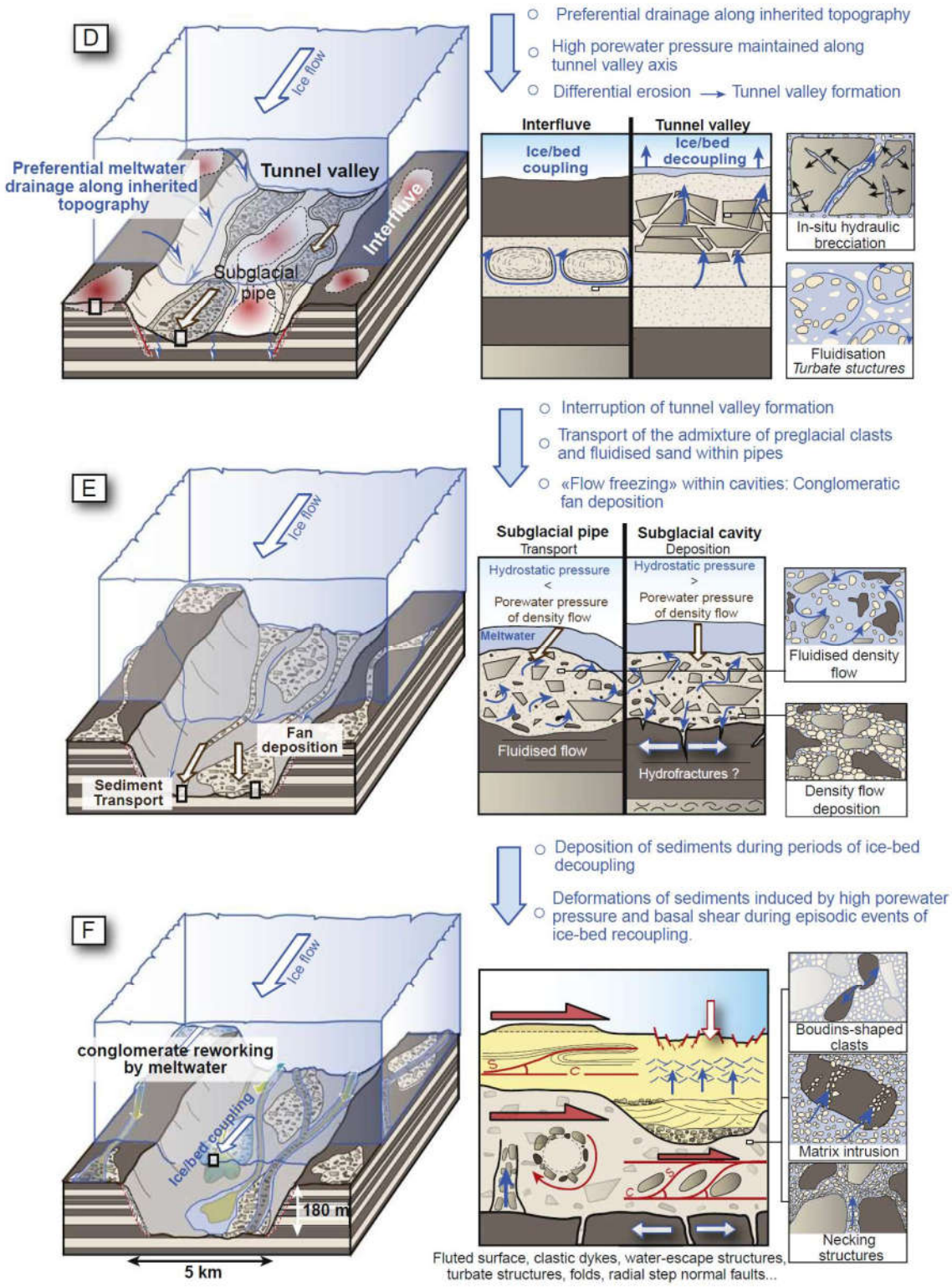


Fig. 15 (*continued*).

required to the development of high porewater pressure (sand layers in this study). An increase of porewater pressure within aquifers was achieved when water-saturated beds were confined by low permeability barriers (aquitards) (clays and cemented sandstones in this study). The porewater pressure-driven model requires an association of impermeable and permeable layers forming a "layer cake" configuration (Janszen et al., 2012). As suggested by Sandersen and Jørgensen (2012), a preglacial substratum with abundant low-permeable layers will preferentially contribute to the development of tunnel valleys. The Alnif preglacial sequence displays over 2/3 of low permeability strata (see Fig. 2B) triggering high subglacial water pressures caused by the inability of the substratum to entirely drain the meltwater. As a consequence overpressure develops in the bed, potentially leading to hydrofracturing.

(2) The rapid increase of porewater pressure within confined aquifers was developed and associated with glacial overriding, triggered by a combination of meltwater within the preglacial bed and the basal ice shear exerted on the substratum. Localized and repetitive brecciation events imply the subglacial coexistence of zones of ice–bed coupling and decoupling, occurring in combination with meltwater production. This indicates that the new model of tunnel valley formation is primarily controlled by the development of a mosaic of deforming and stable spots under a warm-based glacier.

(3) The new model explains the formation of single tunnel valleys, suggesting a localized and linear increase of porewater pressure. The model is dependent on meltwater input within the substratum, implying that the subglacial meltwater drainage path probably influences the position of the tunnel valley. In this study, a palaeorelief was thought to control the position of the Alnif tunnel valley due to preferential meltwater drainage.

This model allows single isolated tunnel valleys to form under active ice masses that in turn may permit subsequent later development of subglacial drainage pathways or/and deposition of sediments underneath the ice mass. At the tunnel valley base, the occurrence of channelized conglomerate or trough cross bedded sandstones, locally deformed, indicates the development of a subglacial drainage system during ice–bed decoupling periods alternating with episodes of ice–bed recoupling.

6. Conclusions

Based on field observations of this Ordovician tunnel valley in Morocco, the study provides new evidence for porewater pressure control on tunnel valley formation. The wider picture of the tunnel valley morphology and sedimentary infill gave new insights into processes of tunnel valley formation. Past studies carried out on this topic suggested that meltwater was the first parameter controlling the formation of tunnel valleys, mainly through catastrophic flows, capable of removing huge volume of sediments. The model proposed here uses meltwater as an indirect trigger for valley formation since fluctuation of porewater pressure at the ice–bed interface is interpreted as being responsible for subglacial sediment remobilization. The high fluid pressure was generated subglacially, by the conjunction of the stress exerted on the bed by flowing ice and the input of meltwater within confined aquifers. Sustained high porewater pressure within unlithified subglacial sediments triggers hydrofracturing, brecciation and diapiric stratal disruption.

Similar to the Boulton and Hindmarsh (1987) model, piping of the freshly brecciated preglacial material occurred through subglacial channels, enhancing erosional efficiency. The genesis of the tunnel valley morphology occurred through successive episodes of localized subglacial bed remobilization followed by evacuation of the resulting fluidized material, as specified by the observed chronology between the different types of soft-sediment deformations.

The major role of meltwater suggested in this study confirms that tunnel valley may form during periods of ice sheet melting, maybe during short or perennial periods of deglaciation.

Acknowledgments

The work is a contribution from the 'SEDS' (Systèmes, Environnements et Dynamique Sédimentaire) research team in the Laboratoire Biogeosciences-UMR/CNRS 6282 at the University of Burgundy and is part of the ANR SeqStrat-Ice (n° 12-B506-0014). The authors thank GDF Suez for the funding of this study. We are also very thankful to Jasper Knight and two anonymous reviewers for their helpful comments that led to improvements to the original manuscript.

References

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. Development in Sedimentology, 30. Elsevier, Amsterdam (592 pp.).
Alvaro, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J., Vizcaino, D., 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 245, 20–36.
Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E., 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). Journal of Structural Geology 47, 3–15.
Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Gariel, O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara — Sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection "Science et techniquedu pétrole", 18. Publications de l'I.F.P., Paris (464 pp.).
Biju-Duval, B., Deynoux, M., Rognon, P., 1974. Essai d'interprêtation des "fractures en gradins" observées dans les formations glaciaires précambriennes et ordoviciennes du Sahara. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique 16, 503–512.
Boulton, G.S., 1976. The origin of glacially-fluted surfaces — observations and theory. Journal of Glaciology 17, 287–309.
Boulton, G.S., Hindmarsh, R.C.A., 1987. Sediment deformation beneath glaciers; rheology and geological consequences. Journal of Geophysical Research 92, 9059–9082.
Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007a. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: part 1—glaciological observations. Quaternary Science Reviews 26, 1067–1090.
Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007b. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: part II—theory and simulation of a modern system. Quaternary Science Reviews 26, 1091–1105.
Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B., Zatsepin, S., 2009. Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. Quaternary Science Reviews 28, 621–638.
Brenchley, P.J., et al., 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. Geology 22, 295–298.
Brennand, T.A., Shaw, J., 1994. Tunnel channels and associated landforms, south-central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. Canadian Journal of Earth Science 31, 505–522.
Brown, K.M., 1994. Fluids in deforming sediments. In: Maltman, A.J. (Ed.), Geological Deformation of Sediments. Chapman and Hall, London, pp. 205–238.
Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaimani, S., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. Compte Rendus Geoscience 338, 11–24.
Callot, P., Odonne, F., Sempere, T., 2008. Liquification and soft-sediment deformation in a limestone megabreccia: the Ayabacas giant collapse, Cretaceous, southern Peru. Sedimentary Geology 212, 49–69.
Chen, J.T., van Loon, A.J., Han, Z.Z., Chough, S.K., 2009. Funnel-shaped, breccia-filled clastic dykes in the Late Cambrian Chaomidian Formation (Shandong Province, China). Sedimentary Geology 221, 1–6.
Choukroune, P., Gapais, D., Merle, O., 1987. Shear criteria and structural symmetry. Journal of Structural Geology 9, 525–530.
Clerc, S., Buoncristiani, J.F., Guiraud, M., Desaubliaux, G., Portier, E., 2012. Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. Quaternary Science Reviews 33, 142–164.
Clerc, S., Buoncristiani, J.F., Guiraud, M., Vennin, E., Desaubliaux, G., Portier, E., 2013. Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley Alnif, Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 370, 127–144.
Clerc S., Buoncristiani J.F., Guiraud M., Vennin E., Desaubliaux G., Portier E., Evidence for a Combined Influence of Preglacial Lithology, Subglacial Hydrology and Structural Heritage on the Distribution of ORDOVICIAN TUNNEL VALLEYS, (in preparation).
Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. Journal of Geological Society 159, 631–644.
Codegone, G., Festa, A., Dilek, Y., Pini, G.A., 2012. Small-scale polygenetic melanges in the Ligurian accretionary complex, Northern Apennines, Italy, and the role of shale diapirism in superposed melange evolution in orogenic belts. Tectonophysics 568, 170–184.
Collison, J., 1994. Sedimentary deformational structures. In: Maltman, A.J. (Ed.), Geological Deformation of Sediments. Chapman and Hall, London, pp. 95–125.

Cosgrove, J.W., 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen, M.S. (Ed.), Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis. Geological Society Special Publication, 92, pp. 187–196.
Cosgrove, J.W., 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: a factor in the dewatering of low permeability sediments. AAPG Bulletin 4, 737–748.
Denis, M., Guiraud, M., Konate, M., Buoncristiani, J.F., 2010. Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). International Journal of Earth Sciences 99, 1399–1425.
Destombes, J., Hollard, D.H., Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: Holland, C.H. (Ed.), Lower Palaeozoic of North-Western and West Central Africa Lower Palaeozoic Rocks of the World. John Wiley and Sons, New York, pp. 91–336.
Deynoux, M., Ghienne, J.F., 2004. Late Ordovician glacial pavements revisited: a reappraisal of the origin of striated surfaces. Terra Nova 16, 95–101.
Diaz-Martinez, E., Grahn, Y., 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): palaeogeographic and geodynamic setting. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 245, 62–81.
Festa, A., 2011. Tectonic, sedimentary, and diapiric formation of the Messinian melange: Tertiary Piedmont Basin (northwestern Italy). In: Wakabayashi, J., Dilek, Y. (Eds.), Melanges: Processes of Formation and Societal Significance. Geological Society of America Special Paper, 480, pp. 215–232.
Festa, A., Dilek, Y., Pini, G.A., Codegone, G., Ogata, K., 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of melanges and broken formations: redefining and classifying melanges. Tectonophysics 568, 7–24.
Finnegan, S., et al., 2011. The magnitude and duration of Late Ordovician–Early Silurian glaciation. Science 331, 903–906.
Frey, S.E., Gingras, M.K., Dashtgard, S.E., 2009. Experimental studies of gas-escape and water-escape structures: mechanisms and morphologies. Journal of Sedimentary Research 79, 808–816.
Ghienne, J.F., 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 189, 117–145.
Ghienne, J.F., 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. International Association of Sedimentologists, Special Publication. Blackwell, Oxford, pp. 295–319.
Guiraud, M., Seguret, M., 1987. Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvi-deltaic infill of the Soria strike–slip basin (northern Spain). In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geological Society. London. Special Publication. 29. pp. 123–136.
Hallett, D., 2002. Petroleum Geology of Lybia. Elsevier Science (503 pp.).
Hiemstra, J.F., Rijsdijk, K.F., 2003. Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. Journal of Quaternary Science 18, 373–383.
Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., Westlake, I.R., 2002. Tunnel valleys and density flow processes in the upper Ordovician glacial succession, Illizi Basin, Algeria: influence on reservoir quality. Journal of Petroleum Geology 25, 297–324.
Hooke, R.L., Jennings, C.E., 2006. On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. Quaternary Science Reviews 25, 1364–1372.
Huuse, M., Le Heron, D.P., Dixon, R., Redfern, J., Moscariello, A., Graig, J., 2012. Glaciogenic reservoirs and hydrocarbon systems. In: Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D.P., Dixon, R.J., Moscariello, A., Graig, J. (Eds.), Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbons systems. Geological Society of London, Special Publications, 368, pp. 1–28.
Janszen, A., Spaak, M., Moscariello, A., 2012. Effects of the substratum on the formation of glacial tunnel valleys: an example from the Middle Pleistocene of the southern North Sea Basin. Boreas 41, 629–643.
Johnson, M.D., 1999. Spooner Hill, Northwest Wisconsin: High Relief Hills Carved by Subglacial Meltwater of the Superior Lobe. In: Mickelson, D.M., Attig, J.W. (Eds.), Glacial Processes Past and Present: Geological Society of America Special Paper, 337, pp. 83–92.
Jorgensen, F., Sandersen, P.B.E., 2006. Buried and open tunnel valleys in Denmark — erosion beneath multiple ice sheets. Quaternary Science Reviews 25, 1339–1363.
Kehew, A.E., Piotrowski, J.A., Jørgensen, F., 2012. Tunnel valleys: concepts and controversies — a review. Earth-Science Reviews 113, 33–58.
Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. Journal of Structural Geology 26, 503–517.
Knight, J., 2002. Glacial sedimentary evidence supporting stick–slip basal ice flow. Quaternary Science Reviews 21, 975–983.
Kopf, A.J., 2002. Significance of mud volcanism. Reviews of Geophysics 40, 21–52.
Le Heron, D.P., 2007. Late Ordovician glacial record of the Anti-Altas, Morocco. Sedimentary Geology 201, 93–110.
Le Heron, D.P., Etienne, J.L., 2005. A complex subglacial clastic dyke swarm, Solheimajökull, southern Iceland. Sedimentary Geology 181, 25–37.
Le Heron, D.P., Sutcliffe, O.E., Bourgig, K., Craig, J., Visentin, C., Whittington, R.J., 2004. Sedimentary architecture of the Upper Ordovician tunnel valley, Gargaf Arch, Libya: implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. GeoArabia 9, 137–160.
Le Heron, D.P., Ghienne, J.F., El Houicha, M., Khoukhi, Y., Rubino, J.L., 2007. Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 245, 200–226.
Lesemann, J.E., Alsop, G.I., Piotrowski, J.A., 2010. Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice–bed decoupling a case study from the Island of Funen, Denmark. Quaternary Science Reviews 29, 3212–3229.
Loi, A., Ghienne, J.F., Dabard, M.P., Paris, P., 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). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 296, 332–358.
Lorenz, J.C., Warpinski, N.R., Teufel, L.W., 1991. Results of the multiwell experiment — in situ stresses, natural fractures, and other geological controls on reservoirs. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 75, 1714–1737.
Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology 22, 175–204.
Maltman, A.J., 1994. The Geological Deformation of Sediments. Chapman and Hall, London (362 pp.).
Mandl, G., Harkness, R.M., 1987. Hydrocarbon migration by hydraulic fracturing. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geological Society Special Publication, 29, pp. 39–53 (Bath).
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 marocain. Phd Thesis Université Michel Montaigne Bordeaux 3, Bordeaux, France.
McGrath, A.G., Davison, I., 1995. Damage zone geometry around fault tips. Journal of Structural Geology 17, 1011–1024.
Menzies, J., 2000. Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. In: Maltman, A.J., Hubbard, B., Hambrey, M.J. (Eds.), Deformation of Glacial Material. London, Geological Society, Special Publication, 176, pp. 245–257.
Menzies, J., 2012. Strain pathways, till internal architecture and microstructures — perspectives on a general kinematic model — a 'blueprint' for till development. Quaternary Science Reviews 50, 105–124.
Menzies, J., Ellwanger, D., 2011. Insights into subglacial processes inferred from the micromorphological analyses of complex diamicton stratigraphy near Illmensee-Lichtenegg, Hochsten, Germany. Boreas 40, 271–288.
Menzies, J., Zaniewski, K., 2003. Microstructures within a modern debris flow deposit derived from Quaternary glacial diamicton — a comparative micromorphological study. Sedimentary Geology 157, 31–48.
Menzies, J., Gao, C., Kodors, C., 2013. Microstructural analyses of a Middle Pliocene till from thje James Bay Lowlands, Canada-evidence of "potential" fast ice streaming. Proceedings of the Geologists' Association 124, 790–801.
Montenat, C., Barrier, P., d'Estevu, P.O., Hibsch, C., 2007. Seismites: an attempt at critical analysis and classification. Sedimentary Geology 196, 5–30.
Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269–299.
Ó Cofaigh, C., 1996. Tunnel valley genesis. Progress in Physical Geography 20, 1–19.
Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced feature, es for paleoseismic analysis — an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene palaeo-earthquakes. Engineering Geology 44, 1–76.
Ogata, K., Mutti, E., Pini, G.A., Tinterri, R., 2012. Mass transport-related stratal disruption within sedimentary melanges: examples from the northern Apennines (Italy) and south-central Pyrenees (Spain). Tectonophysics 568, 185–199.
Onasch, C.M., Kahle, C.F., 2002. Seismically induced soft-sediment deformation in some Silurian carbonates, eastern U.S. Midcontinent. In: Ettensohn, F.R., Rast, N., Brett, C.E. (Eds.), Ancient Seismites. Geological Society of America Special Paper, 359, pp. 165–176.
Orange, D.L., 1990. Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. Geological Society of America Bulletin 102, 935–951.
Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geological Society Special Publication, 29, pp. 11–24.
Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer, Berlin (366 pp.).
Passchier, S., Wilson, S., Paulsen, T.S., 1998. Origin of Breccias in the CRP-1 Core. Terra Antarctica 5, 401–409.
Phillips, E., 2006. Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement. Quaternary Science Reviews 25, 720–738.
Phillips, E., Everest, J., Reeves, H., 2012. Micromorphological evidence for subglacial multiphase sedimentation and deformation during overpressurized fluid flow associated with hydrofracturing. Boreas 42, 395–427.
Pini, G.A., Ogata, K., Camerlenghi, A., Festa, A., Lucente, C.C., Codegone, G., 2012. Sedimentary Melanges and Fossil Mass-Transport Complexes: A Key for Better Understanding Submarine Mass Movements. In: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences, 31, pp. 585–594.
Piotrowski, J.A., 1994. Tunnel-valley formation in northwest Germany — geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhoved tunnel valley. Sedimentary Geology 89, 107–141.
Piotrowski, J.A., Kraus, A.M., 1997. Response of sediment to ice-sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier-bed stability. Journal of Glaciology 43, 495–502.
Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Junge, F.W., 2004. Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. Quaternary Science Reviews 23, 993–1000.
Pisarska-Jamrozy, M., Weckwerth, P., 2013. Soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine delta and their implications for the recognition of subenvironments in delta deposits. Sedimentology 60, 637–665.
Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, Cambridge (502 pp.).

Reinardy, B.T.I., Larter, R.D., Hillenbrand, C.D., Murray, R., Hiemstra, J., Booth, A.D., 2011. Streaming flow of an Antarctic Peninsula palaeo-ice stream, both by basal sliding and deformation of substrate. Journal of Glaciology 57, 596–608.
Robert-Charrue, C., Burkhard, M., 2008. Inversion tectonics, interference pattern and extensional fault-related folding in the Eastern Anti-Atlas, Morocco. Swiss Journal of Geosciences 10, 397–408.
Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Loseth, H., 2009. Physical modelling of sand injectites. Tectonophysics 474, 610–632.
Rousell, D.H., Fedorowich, J.S., Dressler, B.O., 2003. Sudbury Breccia (Canada): a product of the 1850 Ma Sudbury Event and host to footwall Cu–Ni–PGE deposits. Earth-Science Reviews 60. 147–174.
Sadolin, M., Pedersen, G.K., Pedersen, S.A.S., 1997. Lacustrine sedimentation and tectonics: an example from the Weichselian at Lonstrup Klint, Denmark. Boreas 26, 113–126.
Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., 2012. Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark. In: Huuse, M., Redfern, J., Le heron, D.P., Dixon, R.J., Moscariello, A., Graig, J. (Eds.), Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon systems, Geological Society. Special Publications, 368, London, pp. 145–158.
Scott, A., Vigorito, M., Hurst, A., 2009. The process of sand injection: internal structures and relationships with host strata (Yellowbank Creek Injectite Complex, California, USA). Journal of Sedimentary Research 79, 568–583.
Shaw, J., 2002. The meltwater hypothesis for subglacial bedforms. Quaternary International 90, 5–22.
Shaw, J., 2010. In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields. Journal of Quaternary Science 25, 249–260.
Szuman, I., Ewertowski, M., Kasprzak, L., 2013. Thermo-mechanical facies representative of fast and slow flowing ice sheets: the Weichselian ice sheet, a central west Poland case study. Proceedings of the Geologists Association 124, 818–833.
Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J., Malgesini, G., 2012. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. Sedimentology 59, 1937–2003.
Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 3rd Edition. Blackwell, Oxford (272 pp.).
Tucker, M.E., Wright, P.V., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
van der Meer, J.J.M., Menzies, J., Rose, J., 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. Quaternary Science Reviews 22. 1659–1685.
van der Meer, J.J.M., Kjaer, K.H., Krüger, J., Rabassa, J., Kilfeather, A.A., 2009. Under pressure: clastic dykes in glacial settings. Quaternary Science Reviews 28, 708–720.
van der Vegt, P., Janszen, A., Moscariello, A., 2012. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. In: Huuse, M., et al. (Eds.), Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbons systems. Geological Society, London, Special Publication, 368, pp. 75–88.
Veevers, J.J., 2005. Gondwanaland and Gondwana. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (Eds.), Gondwanaland and Gondwana. Elsevier, Oxford, pp. 128–155.
Villas, E., Vizcaino, D., Alvaro, J.J., Destombes, J., Vennin, E., 2006. Biostratigraphic control of the latest-Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods. Geobios 39, 727–737.
Yamamoto, Y., Nidaira, M., Ohta, Y., Ogawa, Y., 2009. Formation of chaotic rock units during primary accretion processes: examples from the Miura–Boso accretionary complex, central Japan. Island Arc 18, 496–512.

4.3. Résultats et Discussion

Les principaux résultats des deux papiers présentés précédemment sont résumés et discutés ci-dessous.

Partie 1 : papier de Clerc *et al.* 2013

L'étude sédimentologique des séries sédimentaires préglaciaire et glaciaire de la vallée tunnel d'Alnif permet de montrer deux types d'associations de faciès :

1. Des associations de faciès péri- ou proglaciaires (FA3 et FA5), marquées par une alternance de silts argileux et de sables déposés sous forme de lobes plus ou moins chenalisés par des courant de densité, dans un environnement déconfiné où l'espace d'accommodation est supérieur à l'apport sédimentaire. L'enregistrement sédimentaire est généralement peu ou pas déformé, sauf localement sous un plancher glaciaire.

2. Des associations de faciès sous-glaciaires (FA2 et FA4) mises en place dans des cavités sous-glaciaires, avec des espaces d'accommodations limités (FA2) ou faibles (FA4) selon la dynamique de la glace et la quantité d'eau de fonte disponible, soumis à des épisodes de couplage et découplage de la glace avec son substrat à l'origine d'un cortège de déformations sédimentaires. L'analyse sédimentologique et son interprétation montrent que les sédiments sous-glaciaires peuvent être également fins, et qu'ils ne se déposent pas forcément en régime stable permanent. En effet, le régime d'écoulement d'eau de fonte sous-glaciaire varie au cours du temps, depuis des courants de densité concentrés (upper & lower flow regime) permettant le dépôt de sables fins à laminations planes ou à rides grimpantes sinusoïdales, jusqu'aux dépôts de fines, silts et argiles en décantation qui peuvent être localement préservées. Ces faciès fins ordovicien à rides de courant, rides grimpantes ou sinusoïdales (en phase) ont été également interprétés comme déposés en environnement sous-glaciaire (Ferry *et al.,* 2013, Clerc *et al.* 2013). Le débat n'est pas clos. Girard *et al.* (2015) considèrent ces mêmes faciès déposés en environnement deltaïque.

La mise en place de ces associations de faciès sous-glaciaires, semble être contrôlée par (1) l'abondance en eau permettant le décollement de la glace de son substrat (ou découplage), typique en période de fonte et de retrait de la calotte glaciaire ; (2) par l'importance de l'apport sédimentaire. La réduction de l'épaisseur de la glace permet également de créer de l'espace d'accommodation (par la mise en flottaison de la glace) et son remplissage par une série sédimentaire sous glaciaire.

A l'inverse, lorsqu'il n'existe plus de couche d'eau à l'interface glace substrat et donc, que l'eau de fonte s'écoule intégralement dans le milieu poreux perméable, nous parlerons de couplage (lorsque la glace déforme par entrainement le substrat) ou d'ancrage (lorsque la glace est statique et n'exerce que son seul poids sur son substrat).

Partie 2 : Ravier *et al.* 2014

Le deuxième papier propose d'étudier ces déformations à travers l'étude de l'association faciès FA1 (Clerc *et al*. 2013), déposée à la base des incisions glaciaires et associée aux planchers glaciaires (GP1 et GP2). Cette étude permet de mettre en évidence le rôle essentiel joué par la pression fluide dans le creusement des incisions glaciaires et dans les déformations induites par surpression : lorsque la pression de l'eau interstitielle dans le réseau poreux dépasse les forces de cohésion du substrat et la

pression lithostatique, la pression du fluide permet l'hydrofracturation du substrat, sa bréchification, puis son injection par des sables glaciaires par fluidisation, permettant ensuite l'excavation des produits d'érosion et le creusement de la vallée glaciaire.

Il existe ainsi, sous et au-dessus des planchers glaciaires deux types de déformations : Les premières associées au creusement de la vallée glaciaire, les deuxièmes associées à l'environnement sous-glaciaire et aux nombreuses surfaces de couplage et découplage. De telles observations ont également été faites sur d'autres vallées glaciaires ordoviciennes, dans les Tassilis des Ajjers par exemple (Hirst *et al.,* 2002, Deschamps *et al*. 2013) mais également au Maroc, Mauritanie ou en Libye (Ghienne et Deynoux, 1998, Le Heron *et al.,* 2005) bien que les interprétations divergent quant à l'origine de ces déformations (ici associées aux oscillations du front glaciaire). Beuf *et al*. (1971) avaient aussi avancé l'hypothèse que durant les périodes à flux d'eau faible ou nul, la glace pouvait remplir partiellement ou totalement la vallée tunnel et déformer les sédiments meubles sous son poids en réponse à la diminution de la pression du fluide (à l'interface glace-substrat).

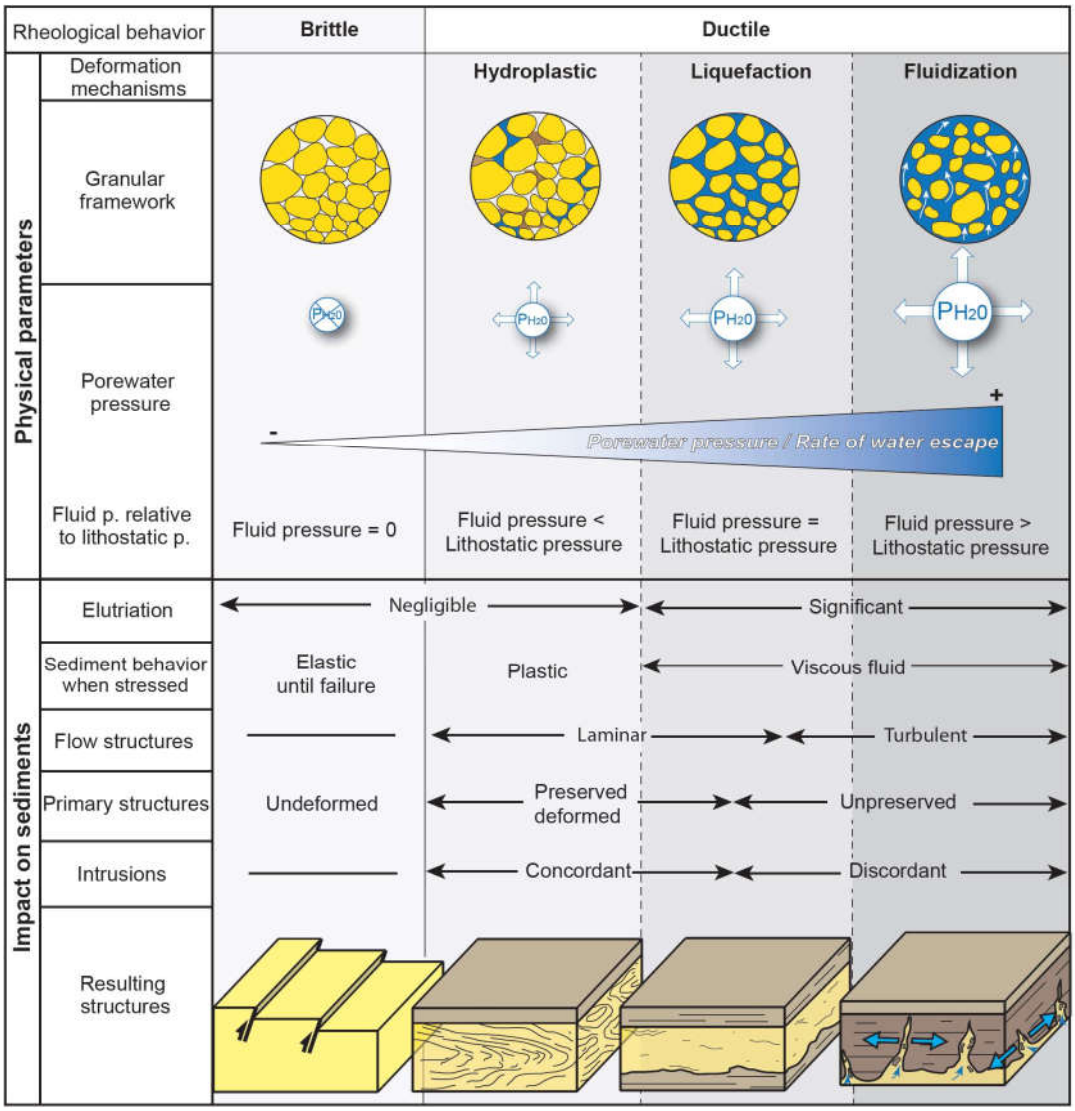


Figure 30 : Rhéologie du matériel et typologie de la déformation en fonction de la pression de pore (d'après Ravier, 2014, Modifié d'après Lowe, 1975)

Il a été également montré dans les deux papiers qu'il existait un continuum de déformations, passant de cassant, à hydroplastique et ductile puis à la fluidisation (Figure 30). Lorsque la pression fluide (pression de pore) est nulle ou faible, le sédiment se comporte mécaniquement de manière cassante. Lorsque que la pression fluide augmente, mais demeure inférieure à la pression lithostatique, le comportement est dit hydroplastique. Lorsque la pression de pore excède la pression lithostatique, le sédiment peut se déformer de manière fluide. Suivant le degré de déformation, on parlera alors de liquéfaction puis de fluidisation, (voir Figure 30 et Tableau 2, Lowe 1975, Menzies *et al.,* 2006, Philips *et al.,* 2007, 2008, Menzies *et al.,* 2016, Duranti et Hurst, 2004).

	Définition	Caractéristiques	Effets et structures de déformations
Liquéfaction	Transformation d'un substrat granulaire meuble d'un état solide vers un état liquéfié résultant d'une augmentation de la pression de pore. Le fluide du réseau poreux a un rôle faible et passif sur le déplacement des grains	Faible cohésion, élasticité quasi nulle, écoulement laminaire	Déstabilisation du sédiment. Initiation de la dispersion des fines dans la matrice par élutriation. Formation de cupule / pilier (dish & pilar).
Fluidisation	Entrainement des particules, vers le haut, emporté par l'écoulement du fluide. Le fluide interstitiel a un rôle majeur dans l'entrainement des particules /grains	Faible cohésion, élasticité quasi nulle, écoulement turbulent	Destruction des figures et structures sédimentaires ; élutriations des particules fines, intrusions / injections sableuses (sills & dykes).

Tableau 2 : Principaux processus d'échappements fluides au sein d'un sédiment granulaire sableux meuble (modifié d'après Duranti et Hurst 2004, basé sur les travaux de Lowe 1975 et Owen 1995).

Ces déformations sont fonction de deux paramètres essentiels :

- Le tenseur de contraintes mécaniques qui se décompose suivant sigma 1 (contrainte principale) et sigma 3 (contrainte minimale) et qui peuvent correspondre indifféremment au poids de la colonne sédimentaire sus-jacent, au poids de la glace s'appliquant sur le sédiment, ou à l'inverse, à la contrainte de cisaillement lorsqu'il y a couplage de la glace avec le substrat (sédiment) et entrainement du substrat par la glace.

- La pression fluide au sein du milieu poreux qui peut être plus ou moins importante selon les contraintes exercées sur le sédiment (poids de la glace ou de la pile sédimentaire) et selon l'architecture du réservoir (présence par exemple de barrière de perméabilité verticale) permettant la mise en charge de l'eau contenue dans un banc ou un aquifère.

Il a été montré que **la pression du fluide contenu dans le réseau poreux évoluait au cours du temps**, selon des cycles de mise en charge progressive de l'eau et des rapides diminutions ou relâchements lors de crue, souvent accompagnés, mais pas systématiquement, de figures de liquéfaction ou de fluidisation du sédiment menant à la création d'injections (sills ou dykes) lorsque la pression fluide dépasse la pression effective et les forces de cohésion du sédiment. De tels cycles de chargement sont également rapportés dans d'autres études sédimentologiques dans le glaciaire (Piotrowski *et al.,* 2004, Menzies, 2012, Philips *et al.,* 2013, Ravier *et al.* 2015a).

Par ailleurs, **les zones de déformation varient dans l'espace et dans le temps** et ne restent pas concentrées dans une seule zone particulière (Piotrowski et Kraus 1997, Knight 2002, Van der Meer *et al.* 2003, Piotrowski *et al*. 2004, Ravier *et al.* 2014). Elles se concentrent là où les phénomènes de surpression du fluide interstitiel peuvent se développer. Au Maroc, sur le terrain, à la base de la vallée glaciaire, plancher GP2, il est possible d'observer qu'elles sont souvent associées aux zones de surcreusement maximum ou sur les flancs des incisions.

Ces deux études permettent surtout de montrer **le rôle du substrat** (ici meuble), de son organisation stratigraphique (stacking pattern) et de sa perméabilité :

- Un substrat composé de l'alternance d'argiles et de sable, variant entre deux tiers/un tiers à moitié-moitié semble favorable au développement de cette surpression fluide (Clerc, 2012, Janszen *et al.* 2012 ; Ravier *et al.* 2015). En effet, **un différentiel de pression** très important de part et d'autre d'un niveau argileux, supérieur aux forces de cohésion de ce niveau, peut permettre sa **bréchification, la fluidisation** des sédiments si ceux-ci sont meubles, puis son hydrofracturation et enfin son démantèlement (Janszen *et al*., 2012, Boulton *et al.,* 2007).

- A l'inverse, un substrat massif à très forte conductivité hydraulique (perméabilité), permettant le drainage de la totalité de l'eau de fonte, ne sera pas affecté par des pressions fluides importantes. De même, la comparaison avec d'autres vallées tunnel comme celle de Foum Larjame au Maroc (Le Héron, 2007) pour lesquelles le substrat est essentiellement composé de niveaux argileux imperméables, la faible intensité des déformations observées tend à prouver que **l'essentiel des eaux de fontes avaient été évacuées à l'interface glace - substrat** avec la mise en place d'un réseau de chenaux sous glaciaires (Ravier *et al.* 2015b), la trop faible conductivité hydraulique ne permettant pas un drainage de l'eau de fonte significatif. Cette dernière situation semble être une condition nécessaire mais non suffisante à la mise en place des fleuves de glace (ice stream) à vitesse d'écoulement rapide (Rattas et Piotrowski 2003, Boulton *et al.,* 2009, Van der Meer et *al.,* 2009).

Pourquoi les phénomènes de fluidisations sont-ils importants pour l'étude des qualités réservoirs ?

Lorsque la pression de l'eau interstitielle dans les sédiments est suffisamment élevée pour liquéfier, puis fluidiser, le sédiment peut s'homogénéiser ou être injecté et les argiles remobilisées. Les réorganisations sédimentaires sous l'effet de la surpression du fluide contenu dans le réseau poreux sont considérées en effet comme une remobilisation sédimentaire (Maltman et Boston 2003). La liquéfaction ou la fluidisation d'un sédiment (meuble) s'accompagne en effet le plus souvent d'une **réorganisation des grains** et des éléments constitutifs du sédiment. Les figures de réalignement de clasts, de grains ou les figures de rotation en sont l'exemple et il existe une littérature relativement abondante sur ces thèmes dans les tills (et moraines glaciaires). [On se reportera en particulier sur l'étude de Menzies *et al.* (2016) qui tente de réunifier toutes les théories proposées à l'heure actuelle].

Les forts gradients de pression au sein du réseau poreux **transportent en premier lieu les particules fines d'argiles (phénomène d'élutriation)** pour les disperser ou les concentrer dans le sédiment et la matrice. Le transport des fines par élutriation au sein du sédiment (sableux) est caractéristique des sables fluidisés (Lowe 1975). Ils sont notamment à l'origine de la formation des structures en tipi (dish) avec concentration locale en argile (fines lamines argileuses) et le développement de piliers verticaux de migration de l'eau (pillar) (Lowe 1975).

Plusieurs études présentant des exemples d'illuviations des argiles le long des chemins de migrations de l'eau sous pression dans les diamectites sableuses sont disponibles (Evans *et al.,* 2006 ; Menzies et Ellwanger, 2010 ; voir Figure 31).

Les phénomènes de **fluidisation**, stade à partir duquel les grains sont soulevés, flottants dans le sédiment, à des pressions de pore supérieure à la pression hydrostatique (au sens de Lowe 1975) conduisent souvent à la **migration des fines.** Dans les sables turbiditiques, les fortes pressions du fluide interstitiel permet de diffuser l'argile le long les chemins empruntés par les échappements d'eau et d'obtenir des gradients d'argilosité (Lowe et Guy, 2001). Ainsi, le haut des bancs apparait fréquemment plus propre que leur base, puisque le fluide sous pression (l'eau) peut complètement redistribuer les argiles par élutriation (Lowe *et al.,* 2003). Il existe même dans le cas de diamectite glaciaire, des zones complètement « nettoyées », sans argile au toit d'une couche de diamectite à graviers (Evans *et al.,* 2006).

Enfin, plusieurs auteurs montrent des exemples de grains plus ou moins enrobés ou dans une matrice argileuse dans des sables fluidisés dans des injectites. Quand ils sont injectés dans des sables propres, ils peuvent apparaître plus sombres de par leur contenu en argiles plus important. En effet, les sables injectés sont souvent plus riches en argiles, ce qui rend le mélange également plus cohésif (Lowe 1975). Un mélange plus cohésif permet également d'avoir une pression interne plus importante et donc de ne pas dissiper trop vite l'énergie nécessaire à la fracturation et à la propagation de l'injectite. Ainsi, l'abondance de l'argile dans la matrice sableuse est particulièrement évidente dans les filons d'injection (dykes et sills) de la formation de Britannia (Crétacé inférieur) en mer du Nord (Lowe *et al.* 2003). Ces auteurs proposent que la provenance de cette argile soit due à l'élutriation des fines provenant des grès à la source des injections, et à leur concentration dans les unités injectées. Duranti et Hurst (2004) montrent une très belle comparaison entre les sables injectés et fluidisés dans des systèmes de dykes et sills, et des niveaux gréseux turbiditiques équivalents, stratifiés et préservés. **Les sables injectés présentent un fin tapissage argileux** autour des grains alors que les sables stratifiés présentent des grains « propres » (Figure 32). Le degré de compaction étant plus marqué dans les grès fluidisés injectés, ils présentent logiquement dans cette étude des porosités plus faibles, variant de 20 à 35% alors que les sables « préservés » ont des porosités variant entre 35 et 40% (Duranti et Hurst, 2004).

Il apparaît ainsi la redistribution des argiles est très souvent associées aux phénomènes de fluidisation.

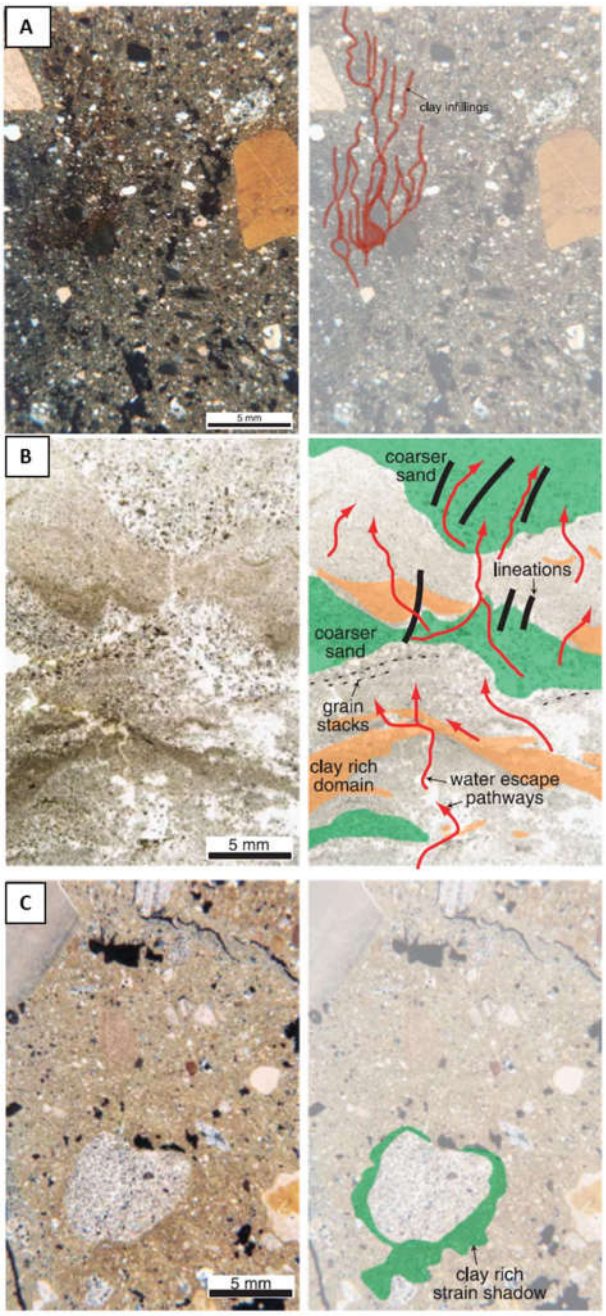


Figure 31 : Exemples de photos de lames minces montrant une remobilisation des particules argileuses dans des formations glaciaires (Quaternaire, Allemagne). (A) : Exemple d'une diamectite sableuse avec illuviation / élutriation des argiles, le long des chemins de migration de l'eau sous pression. (B) : réorganisation sédimentaire d'une diamectite sableuse et de niveaux silto-argileux, montrant des réalignements de grains et un pseudo litage, des figures d'échappements d'eau sous forme de piliers (pillar). (C) : Déformations ductiles affectant une diamectite sableuse grossière, avec accumulation d'argiles autour d'une granule (claste), résultat possible de l'accumulation d'argile pendant la déformation et la rotation des grains. Photos et interprétation d'après Menzies et Ellwanger, 2010.

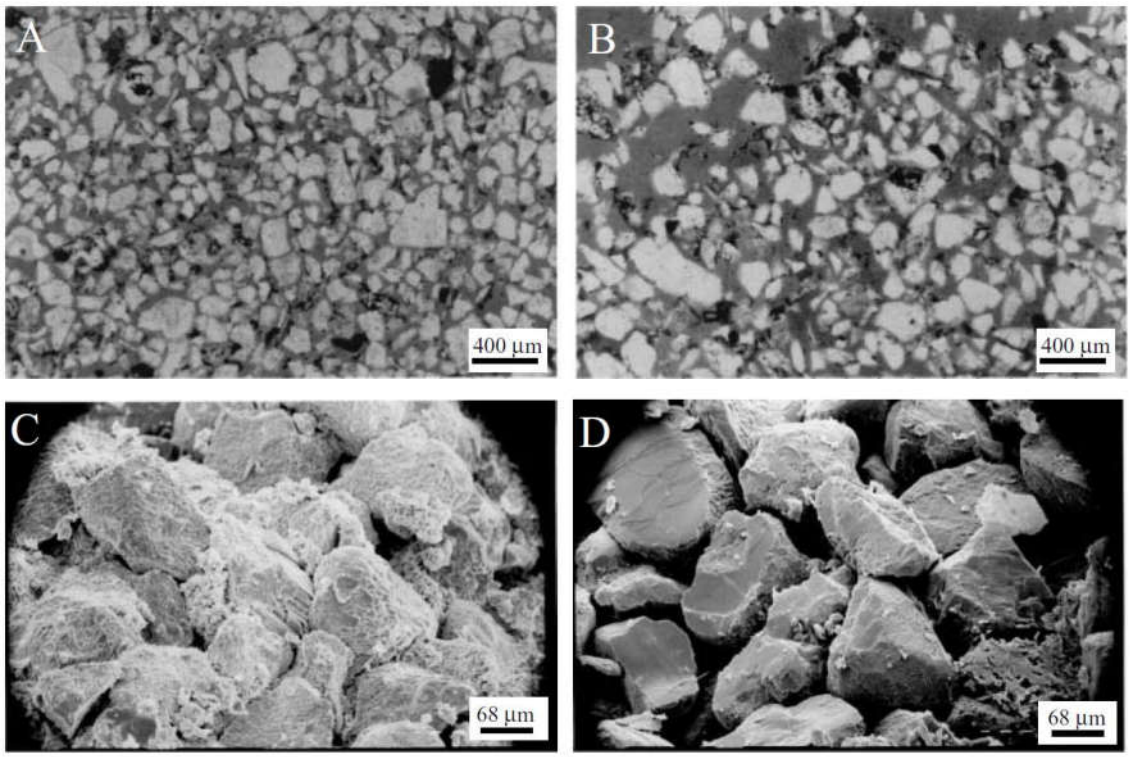


Figure 32 : Exemple de photographies prises au microscope optique et électronique à balayage de deux sables turbiditiques de la formation d'Alba (Eocène, Mer du Nord). Le sable des photos (A) et (C) correspond aux sables non stratifiés, homogènes, et fluidisés, prélevés dans des dykes clastiques, mécaniquement plus compactés. Les grains sont enrobés par un mince tapissage argileux. A droite, les photos (B) et (D) montrent le faciès « stratifié », qui n'a pas été fluidisé et qui a conservé ses figures sédimentaires, moins compactées. Noter la surface propre des grains et la quasi absence d'argiles.

Il apparait donc que les phénomènes de liquéfaction et surtout de fluidisation d'un sédiment, peuvent être associés à l'élutriation des argiles et peuvent conduire à l'enrobage (tapissage) des grains détritiques constituant le sédiment, et conduire dans certains cas au colmatage (remplissage) de la porosité.

Afin de répondre aux questions soulevées par l'étude diagénétique sur le champ d'Oued Zine (Tournier et *al.,* 2010), deux articles ont été présentés et discutés. Les problématiques étaient :

Problématique #1 : Environnement sous-glaciaire et processus sédimentaire

Quel est le rôle des écoulements dans le milieu poreux sous-glaciaire ?

Les écoulements sous-glaciaires jouent un rôle essentiel dans la circulation des eaux de fonte depuis l'intérieur de la calotte glaciaire vers sa périphérie. Les modélisations réalisées par certains auteurs (Piotrowski *et al.,* 1997, Boulton *et al.* 2007 a,b), montrent que les quantités d'eau évacuées par le substrat sont considérables. Les deux articles présentés dans ce chapitre démontrent le rôle déterminant, de l'écoulement des fluides dans le réseau poreux dans les processus d'érosion des incisions glaciaires, et suivant la perméabilité (conductivité) du milieu poreux, son contrôle dans les cycles de couplage / découplage du glacier (calotte) avec son substrat. Suivant la quantité d'eau disponible, et l'épaisseur de la glace, deux environnements de dépôt sous-glaciaires ont été définis (FA2 et FA4) et associés à une morphologie des incisions glaciaires caractéristiques : en vallée tunnel simple et profonde (sous-glaciaire sensu stricto, GU1) ou suivant un système dense de chenaux sous-glaciaires (environnement faiblement ancré sur son substrat, « lightly grounded », type GU2).

Peut-on faire l'hypothèse que chaque incision glaciaire n'est caractérisée que par une seule surface, le plancher glaciaire, ou bien existe-t-il de nombreuses surfaces de couplage ou découplage de la glace, pouvant alors expliquer que les tapissages argileux autour des grains puissent se retrouver plusieurs dizaines de mètres sous la base des unités / incisions glaciaires ?

L'observation et la description des séries sous-glaciaires confinées présentent des séquences types avec des cortèges de déformations caractéristiques affectant un ou plusieurs bancs sédimentaires, signe d'un couplage de la glace avec son substrat, suivant des cycles qui se répètent plusieurs fois, jusqu'au déconfinement final du flux sédimentaire. **C'est une caractéristique essentielle des sédiments déposés en environnement sous-glaciaire**. Un plancher glaciaire peut être compris, soit au sens strict, à la base d'une incision, comme la résultante de plusieurs événements avec différentes phases d'érosion et de sédimentation, soit comme un empilement de surfaces de couplage et de déformations associées affectant les séries sédimentaires sous-glaciaires au cours des phases de remplissage (et localement d'érosion) Suivant la géométrie des cavités sous-glaciaires, plusieurs dizaines de mètres de séries affectées par ces déformations peuvent ainsi s'empiler et être préservées.

Lorsque les sédiments sous-glaciaires sont préservés, ils sont affectés par une ou plusieurs surfaces de couplage / découplage. Par conséquent, une unité glaciaire n'est pas définie par une seule surface de couplage, celle à la base de l'incision ou plancher glaciaire, mais bien par plusieurs surfaces qui se succèdent dans le temps et sous lesquelles les sédiments sont déformés.

Existe-t-il alors des sédiments sous-glaciaires préservés ?

Exceptés les diamectites ou tills décrites abondamment dans la littérature, la réponse est clairement oui. **Il existe bien des sédiments gréseux déposés en environnement sous-glaciaire, y compris dans les sédiments antérieurs au Quaternaire**. L'originalité des recherches présentées est de proposer qu'une quantité significative de sédiments déposés en environnement sous-glaciaires puisse être préservée, pouvant représenter de 40 % à 50% de la colonne sédimentaire compactée. Cependant, à l'exception de quelques rares exemples étudiés dans l'Ordovicien avec la vallée tunnel d'Alnif au Maroc

(Clerc *et al.,* 2013, Ravier *et al.,* 2014, 2015), ou Ihérir, Algérie (Ferry et *al.,* 2013) la plupart des auteurs interprètent les sédiments glaciaires de l'Ordovicien comme majoritairement proglaciaires, soit en domaine continental fluviatile ou deltaïque (Le Héron *et al.,* 2007, Ghienne *et al.,* 2007, Girard *et al.*, 2015), soit comme des turbidites ou « glacioturbidites » (Hirst *et al.,* 2001, Lang et al. 2012, Deschamps *et al.*, 2013).

Problématique #2 : Nature des déformations et origine des argiles en enrobage des grains

L'argile nécessaire au tapissage des grains est-elle entièrement exogène ou bien peut-elle provenir du sédiment lui-même par remaniement, puisque celui-ci est meuble ou semi-lithifié ?

Il a été démontré par Clerc *et al.* (2014) que des fines pouvaient être préservées dans les sédiments sous-glaciaires à cause des variations du régime d'écoulement sous-glaciaire, mais qu'également, le substrat, composé d'une alternance argilo-sableuse, était meuble ou partiellement lithifié et qu'il était remobilisé dans les faciès conglomératiques (au sein de l'association de faciès FA1), dans les injections clastiques ou sous forme de clastes / fragments. Ces différentes formes d'argiles constituent autant de sources d'argiles qui peuvent être ensuite redistribuées par diffusion, élutriation et transport dans des sédiments fluidisés par la surpression et l'écoulement de l'eau contenue dans le réseau poreux, et il peut donc exister une source d'argile in-situ, **endogène**.

Ces déformations fluides peuvent-elles être associées à une remobilisation et une redistribution des argiles, et finalement être responsables de la mise en place des tapissages d'illite ?

La combinaison et les variations de la contrainte exercée par le poids de la glace et de la surpression du fluide interstitiel sont responsables de cycles de déformation, depuis un pôle fragile vers une liquéfaction et une fluidisation (Lowe 1975, Ravier ,2014, Ravier *et al.,* 2014). La fluidisation qui nécessite la présence de barrières de perméabilité, le plus souvent composées par des litages argileux, permet la diffusion, le transport des argiles par élutriation et ainsi leur redistribution dans le sédiment au cours de la remobilisation sédimentaire. Cette redistribution peut être sous forme d'accumulations locales d'argile (sous forme de lamines argileuses, ou cupules d'échappement fluide par exemple : les « dishs » au sens de Lowe 1975) ou bien d'enrobage de grains et de gradient diffus d'argilosité (Lowe et Guy, 2001, Duranti et Hurst, 2004, Ravier, 2014).

Quelle application au cas d'étude du champ d'Oued Zine ?

Il reste maintenant à connaître si ces observations ou ces résultats sont applicables au cas du champ d'Oued Zine. Pour avoir une approche prédictive des qualités réservoir sur le champ d'Oued Zine, et plus généralement sur les réservoirs d'origine glaciaire, une nouvelle série de questions de pose alors :

- Existe-t-il des faciès sous-glaciaires sur le champ d'Oued Zine ou au contraire exclusivement des faciès proglaciaires tels que décrits en 2005 (voir chapitre 3) ? Si oui, ces faciès sous-glaciaires sont-ils associés à des structures de déformations par surpression fluide ?

- Existe-t-il des surfaces de couplage / découplage de la glace sur son substrat lors de la mise en place des différentes unités glaciaires ? Comment expliquer les qualités réservoirs réduites observées loin des planchers glaciaires, avec comme corolaire, la coexistence des deux types de faciès QS1 et QS2 sous un plancher glaciaire à substrat argileux ?

- Il existe des structures de déformation fluide qui ont été observées sur les carottes des puits du champ, mais quelle en est la nature, quelle en est l'intensité ? A-t-on des phénomènes de fluidisation du sédiment ? Où se localisent les déformations fluides ?

- Observe-t-on dans ces niveaux des indices d'infiltrations argileuses liées aux eaux de fonte dans le substrat, renseignant alors sur la source des argiles nécessaires à la mise en place des tapissages en enrobage des grains détritiques ? Et si non, la source des argiles est-elle locale, par remobilisation sédimentaire des niveaux fins et des dépôts grossiers à matrice argileuse et déposés en masse (débrites) ?

- Ces figures de déformation et d'échappement d'eau peuvent-elles entrainer une fluidisation de la matrice et une élutriation des argiles, voire d'homogénéisation sédimentaire ? L'élutriation des argiles est-elle le seul mécanisme responsable de la mise en place des tapissages argileux ?

- Peut-on corréler les qualités réservoir et l'intensité de la déformation, notamment l'importance de la fluidisation ?

- Et enfin, si les déformations par surpression fluide ont un impact sur la distribution des qualités réservoir, peut-on alors définir un modèle prédictif de leur distribution ?

CHAPITRE 5

Application au champ d'Oued Zine : Importance des déformations fluide dans la distribution des qualités reservoir.

Photographie : Banc sableux de l'Unité IV-3, Vallée tunnel Ordovicienne d'Ihérir, Algérie. Figures d'échappement de fluide de taille métrique dans l'unité glaciaire IV-3 - Février 2012 – Photo : S. Ferry

5. Application au champ d'Oued Zine : Importance des déformations fluide dans la distribution des qualités reservoir.

5.1. Mise à jour de la base de données

Le champ d'Oued Zine est en développement depuis fin 2012 pour sa prochaine mise en production, par le groupement TouatGaz qui regroupe les sociétés Sonatrach, Engie et Neptune Energy.

Un total de 13 nouveaux puits a été foré depuis 2012, puits numérotés de 301 à 313, distribués essentiellement sur le nord et la partie ouest du champ. Au total, près de 257 mètres de nouvelles carottes ont été réalisés sur les puits ODZ-301b 302, 303, 304 et 306 (voir carte Figure 33 et les intervalles carottés Figure 34).

Cet ensemble de nouvelles carottes a permis de décrire les carottes sous un nouvel angle, en intégrant les résultats des études menées après 2012, avec notamment ceux de Clerc (2012), Clerc *et al.* (2013), Ravier (2014), Ravier *et al.* (2014b, 2015a,b), en intégrant en particulier l'aspect déformations fluide, puisqu'elles sont potentiellement indicatives des environnements de dépôts et de permettre la distinction entre sous-glaciaire et proglaciaire.

Trois missions de carottes ont été menées entre 2014 et 2018, permettant de revoir près de 730 mètres de carottes (incluant les anciens puits et des puits de champs voisins carottés dans les mêmes niveaux).

Pour des raisons de confidentialité, seuls quelques puits du champ d'Oued Zine seront présentés et un seul sera complètement détaillé et utilisé pour l'étude.

5.2. Organisation stratigraphique du champ d'Oued Zine

Les nouveaux puits réalisés depuis 2012 permettent de confirmer l'architecture décrite en 2008 et présentée en introduction de ce chapitre, à savoir un ensemble de vallées (incisions) glaciaires imbriquées, de moins en moins érosives, numérotées en ordre stratigraphique Unité IV-1 à IV-4.

Elles présentent globalement une évolution granodécroissante avec un enrichissement en argile avec des Gamma Ray dont les valeurs augmentent vers le haut (voir également le cross over des neutron-densité, diagraphies non fournies dans ce mémoire, exception faite du puits ODZ-302, voir Figure 57).

Géométriquement, les unités incisées glaciaires sont épaisses de 60 à 200 m, larges de 4 à 8 km, avec à leur base, des sections confinées dans l'axe des vallées (orientation globalement nord) suivies de sections déconfinées débordantes sur les interfluves. Elles se terminent par des niveaux à fort gamma ray, interprétés comme des sections proglaciaires ou périglaciaires à l'instar de l'Unité IV-3 sup (fréquemment carottée) et de l'Unité IV-2 (non carottée).

Les nouvelles corrélations réalisées, (voir Figure 34 et en annexe 1) montrent des axes de vallées (dépocentres) qui se décalent progressivement de l'ouest vers l'est avec une Unité IV-1 centrée sur ODZ-3/-301bis, une Unité IV-3 centrée sur ODZ-306/-302 et une Unité IV-4 centrée sur ODZ-6/-310.

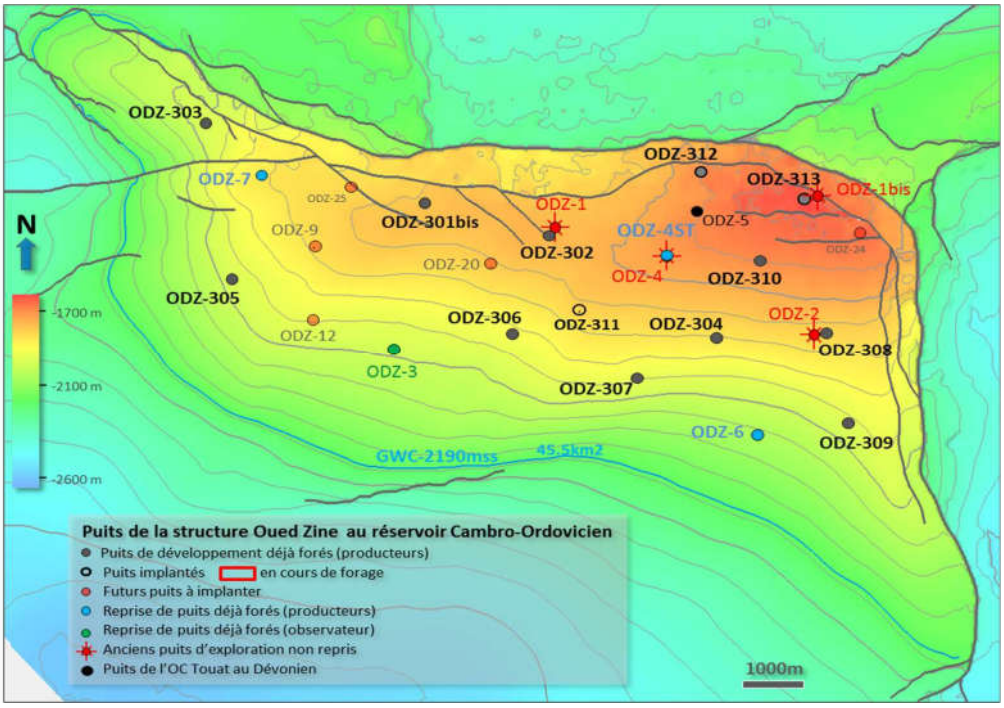


Figure 33 : mise à jour de la carte d'Oued Zine montrant l'implantation des nouveaux puits de production au toit de l'Ordovicien (version 2018 – Source TouatGaz).

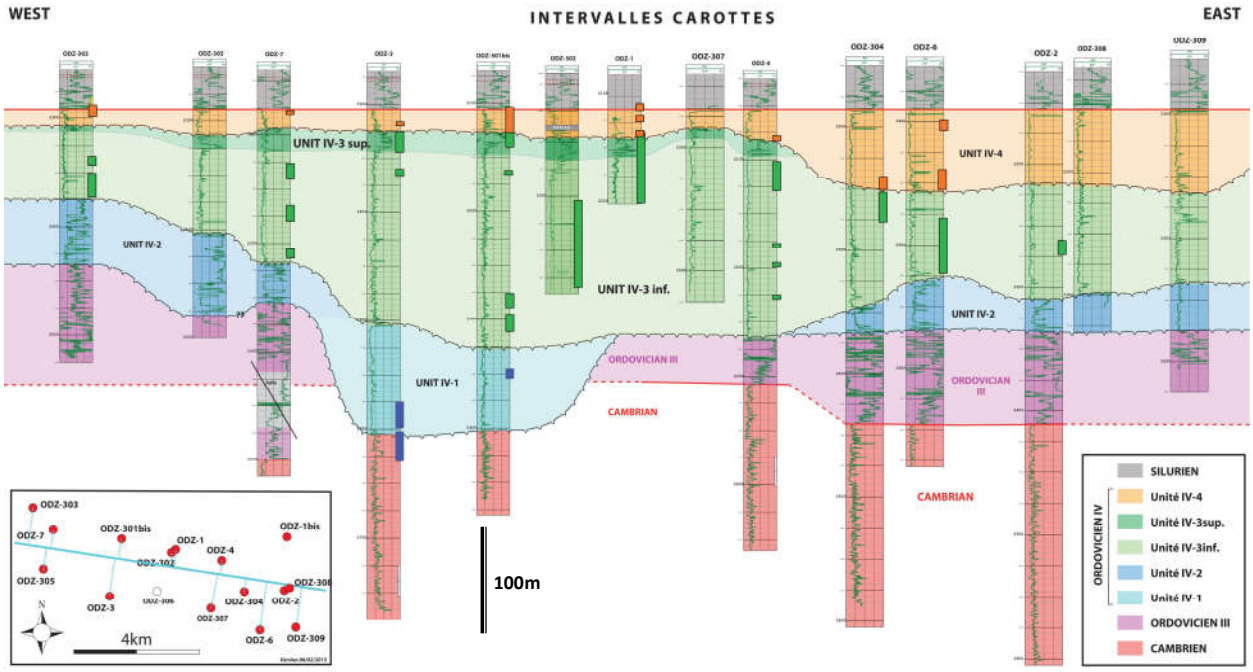


Figure 34 : Corrélations Ouest-Est des unités glaciaires et préglaciaires à partir des digraphies des puits d'Oued Zine, incluant les différents intervalles carottés. Une division représente 5m ; un trait gras tous les 25m. Le puits ODZ-301bis n'est pas projeté sur le plan de coupe. Les puits ODZ-3, -4 et -6 présentés et étudiés dans Tournier et al. 2010 sont représentés (modifié d'après Portier et Clerc 2017). Voir Annexe 1.

5.3. Sédimentologie des faciès des unités glaciaires IV-1 à IV-4 du bassin de Sbaa.

Ce chapitre est basé sur les travaux de Portier et Clerc 2017.

La totalité des sections carottées des (nouveaux) puits ODZ-301b 302, 303, 304 et 306, soit 257 mètres, a été décrite et synthétisée sur les logs sédimentologiques à l'échelle 1/50. Différents éléments ont été précisément reportés sur ces logs : granulométrie et variations granulométriques, surfaces remarquables, figures sédimentaires et figures de déformation. L'ensemble des symboles utilisés est reporté dans la Figure 35. Un soin particulier a été mis sur la description des figures de déformation qui sont identifiées et décrites suivant la terminologie utilisée par Ravier (2014) sur la description des déformations fluides des sédiments en environnements glaciaires et turbiditiques.

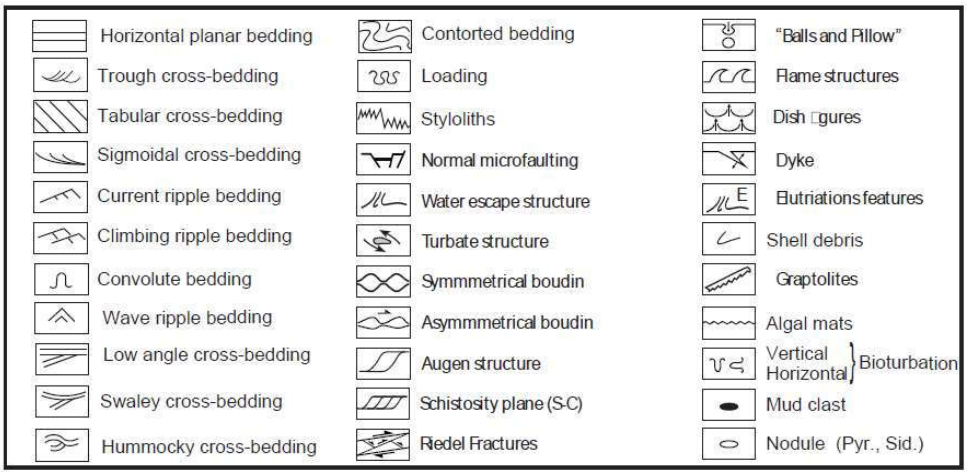


Figure 35 : Figures sédimentaires, figures de déformation et éléments accessoires identifiés lors de la description sédimentologique.

Un total de 9 faciès a été décrit, depuis des faciès très grossiers à granules à des faciès plus fins :

- Les faciès F1 à F7 sont des faciès associés au glaciaire sensu stricto, depuis un environnement de dépôt sous-glaciaire ou juxta-glaciaire (F1 à F4) confinés, puis des faciès proglaciaires (ou marginalement sous-glaciaires) déconfinés (F4 à F5), à des environnements proglaciaires à périglaciaires F7a et F7b.
- Le faciès F6 est un faciès fin de décantations pouvant se rencontrer en alternance avec les faciès F2 à F5).
- Les faciès F8a, F8b et F9 sont considérés comme des faciès associés à la transgression post déglaciation, incluant les argiles radioactives de la base du Silurien.

Pour des raisons de confidentialité, seule la description complète du puits ODZ-302 sur les logs sédimentologiques est fournie en annexe 2 de cette étude.

5.3.1 Faciès 1: Grès grossiers conglomératiques (Courant hyperconcentré, débrites)

Description :

Grès grossier à très grossier, contenant des éléments flottants à support matriciel, polygéniques, de la taille des granules jusqu'à de gros galets « cobble », constitués par du quartz, des fragments de lithiques ou des galets mous. L'ensemble apparait très mal trié. Les nombreux galets mous sont constitués par des argiles, ou plus rarement par des sables homogènes ou des galets mous d'argiles injectés par des granules de quartz. Ils sont le résultat de l'érosion des séries sédimentaires encore meubles sous-jacentes (Figure 36).

Les figures sédimentaires sont difficilement identifiables du fait de la nature hétérométrique du dépôt. Cependant, la macro-fabrique, pas toujours très évidente, avec l'alignement des grands axes des éléments les plus grossiers ou des grains flottants permettent de souligner une stratifications, décrites comme des stratifications obliques entrecroisées à base érosive. Localement le dépôt apparait très massif. Ce faciès est organisé généralement en séquences métriques, typiquement de l'ordre de 1 à 3 mètres, qui sont le plus souvent à base érosive et qui présentent de nombreuses surfaces de réactivation ou de reprises granulométriques.

Processus :

Ce faciès est associé à des écoulements en masse et des courants tractifs de haute énergie, entrainant une alternance entre les dépôts massifs à éléments flottants et les stratifications entrecroisées grossièrement marquées. Ces processus sont associés à des structures chenalisantes de haute énergie, marquées à la base par des surfaces d'érosion, remaniant l'encaissant comme en témoigne la présence de galets mous argileux, et alternant avec des grandes dunes généralement 3D. L'absence de matériel fin indique que ces conditions sont relativement pérennes avec pas ou peu de périodes de quiescence (environnement très énergétique) ou épisodiques, de type crue, avec reprise sédimentaire et présence de surface de by-pass ou de réactivation, ne permettant pas le dépôt des fines. L'absence de tri suggère un gel rapide des écoulements (freezing flow). Ce faciès a un caractère « turbiditique » et il est interprété comme une débrite dû à un mécanisme de débourrage ou crue sous-glaciaire (Ferry *et al.*, 2013).

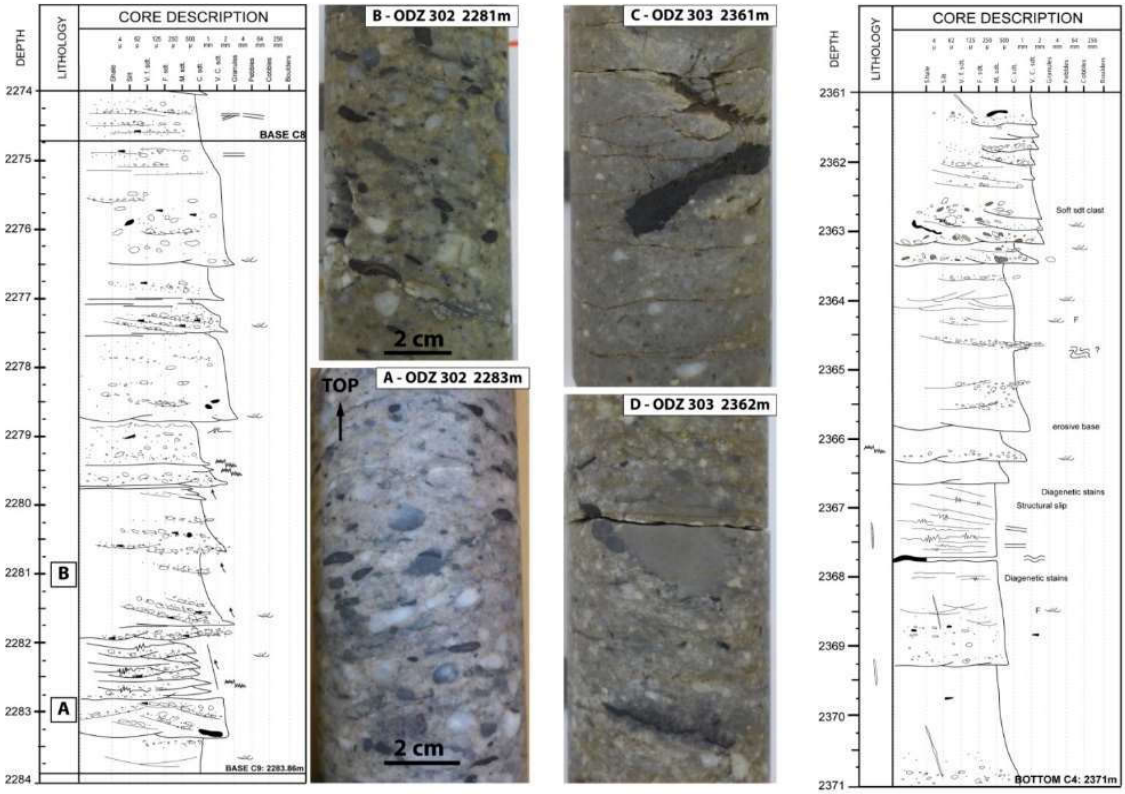


Figure 36 : Faciès F1. (A) et (B) : Puits ODZ-302, cote 2281 et 2283m, Unité IV-3inf., la macro-fabrique indique un vague litage. (C) et (D) : puits ODZ-303, cote 2361 et 2362m, Unité IV-3 inf. Grès très mal trié présentant une vague fabrique, avec galets mous pluri-centimétriques d'argiles et auréoles argileuses de diffusion dans le grès, et galets mous de sable bien trié, homogène, localement déformé par des granules de quartz.

5.3.2 Faciès 2: Grès moyens à très grossiers à stratifications obliques entrecroisés (courant de haute densité, hyperpycnite)

Description :

Grès grossiers à moyens, modérément à mal triés, d'apparence peu stratifiée, sans fabrique nette. Les figures sédimentaires principales sont des vagues stratifications obliques entrecroisées, marquées à la base par des surfaces d'érosion ou de réactivation très nettes. Ces grès contiennent des éléments flottants (quartz) de taille supérieure à 0,5 cm et d'abondants éléments de taille pluri-millimétrique (granules de quartz et petits galets mous / mud clasts). Ces grès se présentent le plus souvent sous forme de séquences sédimentaires granodécroissantes relativement peu épaisses (20-50cm), qui se répètent plusieurs fois sur quelques mètres, composées de sets pluri-centimétriques à granulométrie très variable (Figure 37).

Processus :

Ce faciès est dû un à courant unidirectionnel de moyenne à haute énergie, organisé en séquence granodécroissante, dont l'énergie diminue (waning flow). La variabilité de granulométrie observée indique des conditions d'écoulement très variables, sous forme de pulses sédimentaires de courte durée, associé à des instabilités dans un flux sédimentaire plus continu. Localement, les petits chenaux

peu épais à base érosive et remplissage rapide, type « scour and fill », sont typiques des courants de moyenne à haute densité. Ces séquences enregistrent généralement une diminution du flux sédimentaire après une phase de crue.

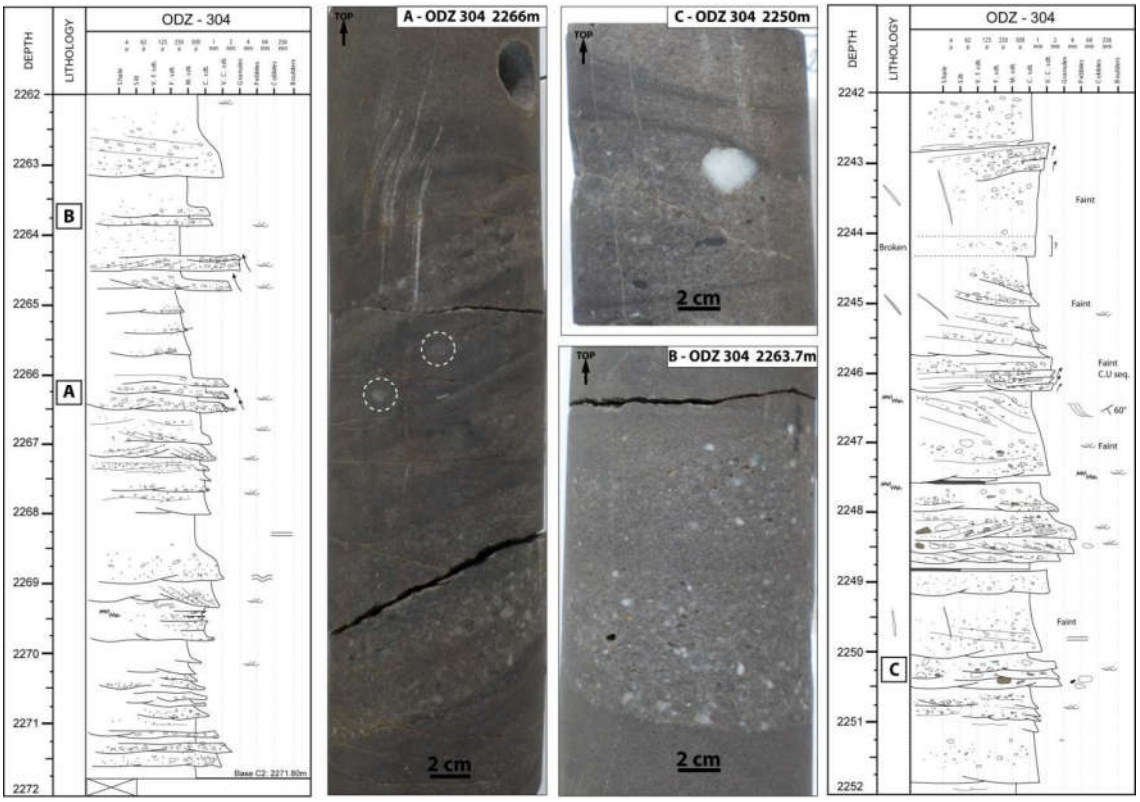


Figure 37 : faciès F2. (A), (B) et (C) : Puits ODZ-304, Unité IV-3inf) – Grès moyen à grossier, mal trié avec fabrique frustre, éléments flottants très grossiers (granule de quartz>0.5 cm, mud-clasts).

5.3.3 Faciès 3 : Grès moyens à grossiers, à granulométrie diffuse et grains flottants. (courant de moyenne densité soutenu et variable)

Description :

Grès moyens à grossiers, modérément à bien triés. Ce faciès est généralement structuré en séquence épaisse de 10 à 20 cm. Ces séquences sont généralement granodécroissantes, alternativement grano-croissantes, avec des variations locales de granulométrie graduelle diffuse (« diffuse graded »). Les sommets de séquence (surface d'érosion/réactivation) sont généralement marqués par une bande fine ou un liseré de grains fins de minéraux noirs/sombres, argilo-micacés ou composés de minéraux lourds. Localement, l'abondance en ces minéraux fins sombres peut graduellement augmenter et constituer une bande plus sombre de quelques centimètres, marquant alors une granulométrie plus fine.

Les figures sédimentaires sont rares, localement faiblement marquées, de type stratification horizontale à oblique ou entrecroisée. Le plus souvent cette stratification frustre ou diffuse, est

simplement soulignée par une vague macro-fabrique des gains les plus grossiers. Localement, l'ensemble peut suggérer une homogénéisation du matériel sédimentaire (Figure 38).

Enfin, les petits galets mous d'argiles (« mud chips ») millimétriques sont très abondants, en mélange avec les grains de quartz. Quelques rares petits granules de quartz flottants millimétriques sont également observés.

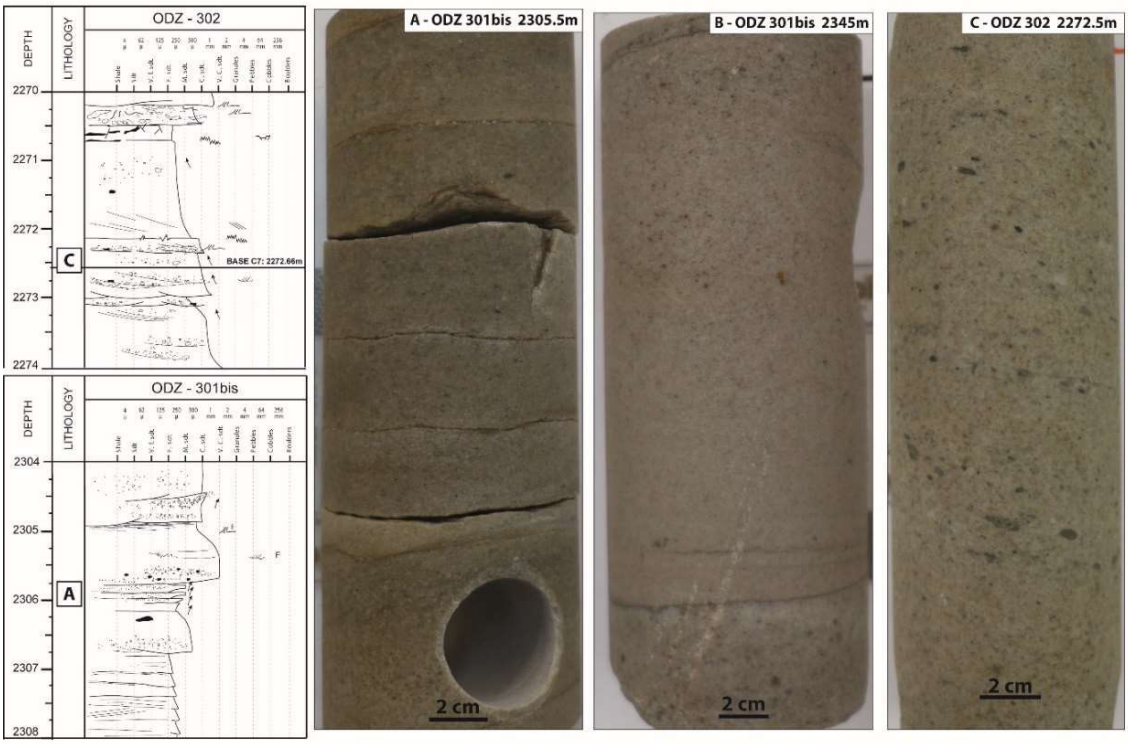


Figure 38 : Faciès F3. Puits ODZ-301bis et -302. (A) et (C) : Unité IV-3inf. Sets de grès moyens à grossiers à évolution granulométrique graduelle, granodécroissante. (B) : Unité IV-1. Petite séquence granocroissante soulignée par des niveaux sombres stylolitisés.

Processus :

Ce faciès est associé à des courants tractifs unidirectionnels de haut régime, concentré, alternant avec des courants de densité. Les variations granulométriques enregistrent des faibles variations de l'énergie du courant, les séquences granodécroissantes caractérisant une baisse progressive de l'énergie du courant (waning flows). Occasionnellement, les quelques séquences grano-croissantes enregistrent inversement une énergie croissante (waxing flow). La fabrique frustre, à peine distinguable, quasi homogène, suggère un flux sédimentaire important, de même que les bases érosives et l'épaisseur souvent métrique des bancs suggèrent des épisodes relativement longs de crue glaciaire. Les bandes fines sombres au sommet des bancs et graduelles montrent enfin un ralentissement progressif des courants.

Ces dépôts globalement massifs et présentant un granoclassement diffus et graduel, généralement normal, rappellent les dépôts en masse des faciès F5 (pour les plus grossiers) ou F8 (pour les sables moyens à fins) selon la granulométrie au sens de Mutti (Mutti *et al.*,1992 ; Etienne, 2012).

5.3.4 Faciès 4 : Grès fins à moyens, à stratifications entrecroisées (courant de moyenne densité)

Description :

Grès fins, occasionnellement moyens, généralement bien triés. Ce faciès se présente généralement en séquences de plusieurs mètres d'épaisseur, le plus souvent sans surface de réactivation clairement visible (Figure 39), d'aspect massif ou présentant des stratifications horizontales à obliques plus ou moins bien marquées. Les figures sédimentaires les plus évidentes sont les rares stratifications obliques entrecroisées, localement facilement observables (voir Figure 39).

Figure 39 : Faciès F4 (A)-Puits ODZ-302, cote 2271.7m, Unité IV-3inf : laminations obliques parallèles, marquées par des niveaux micacés ou à fins minéraux lourds. (B)-Puits ODZ-303, cote 2368.1m, Unité IV-3 inf : Faciès à sables moyens sans structures sédimentaires évidentes. Seule la fabrique permet de deviner de vagues laminations obliques. (C)-Puits ODZ-301bis, cote 2115.5m, Unité IV-4. Exemple de stratification entrecroisée (3D).

On observe également de nombreuses lamines ou des très fines bandes noires associées à la concentration de minéraux argileux, micacés et / ou silteux (fins minéraux lourds). Ces lamines noires permettent de souligner les litages parallèles ou obliques, et localement entrecroisés.

Avec le faciès F3, ce faciès est l'un des plus représentés au sein des unités glaciaires sur le champ d'Oued Zine et dans l'Unité IV-3 en particulier.

Processus :

Ce faciès est associé à des courants tractifs unidirectionnels, écoulement de haut régime, associé à la mise en place de grandes dunes 3D, plus ou moins chenalisantes, et faiblement érosives (composante aggradante marquée). L'épaisseur des séquences et la granulométrie constante indiquent des conditions d'écoulement pérennes, avec de faibles variations d'intensité du courant et du flux sédimentaire. Les variations progressives depuis des laminations planes vers des laminations plus inclinées suggèrent la formation de rides ondulantes vers le sommet des bancs, probablement de grande longueur d'onde (et non observable sur carotte) et de type mégaride. Ces structures rappellent un peu les figures sédimentaires observées dans la formation « des cordons » avec des dunes ondulantes en phase ou chevauchantes décrites dans l'Ordovicien glaciaire du Tassili des Ajjers ou dans le bassin de Murzuq (Beuf *et al.,* 1971, Moreau, 2005, Ferry *et al.,* 2013, Deschamps *et al.,* 2013, Girard *et al.,* 2015).

La fréquence des surfaces de troncation/réactivation indique un système très hydrodynamique, avec un flux sédimentaire important, et la migration de corps sédimentaires mobiles et un espace d'accommodation plus important.

5.3.5 Faciès 5 : Grès fins hétérolithiques à litages plans et rides de courant

Description :

Grès fins à très fins, bien triés, structurés en bancs décimétriques à centimétriques. Les figures sédimentaires sont composées par des rides de courant 2D ou 3D, pluri-centimétriques (1 à 10 cm), des rides grimpantes et des laminations planes devenant progressivement ondulantes (<5% pendage), formant des bancs de plusieurs dizaines de centimètre (20 à 50 cm) ; voir Figure 40.

Les figures sédimentaires se développent généralement sur quelques centimètres d'épaisseur et sont tronquées par une nouvelle séquence de (grès à) rides, d'orientation différente. Les surfaces d'érosion et de réactivation sont donc très nombreuses. Les litages sont soulignés par la présence de minéraux noirs/sombres probablement argileux ou de petits minéraux lourds, déposés le long des foresets et aux bottomsets des rides de courant. Ces minéraux se retrouvent également localement sous forme de bandes plus sombres apparaissant progressivement au sommet des bancs, avec un enrichissement graduel vers le haut des bancs. Localement, les figures sédimentaires apparaissent faiblement déformées.

Les sables de ce faciès sont fréquemment drapés au sommet par des niveaux plus fins de décantation de type F6 (voir prochain paragraphe).

Processus :

Ces figures sédimentaires sont caractéristiques de courants tractifs unidirectionnels. Les laminations planes enregistrent un écoulement laminaire de haut régime, avec des vitesses supérieures à 60 cm/s pour des granulométries fines à moyennes. Les rides de courant enregistrent un écoulement de plus bas régime, où les vitesses sont comprises entre 30 et 60 cm/s, pour des granulométries fines à moyennes. Les rides grimpantes voire ondulantes et à forte composante aggradante, sont associées à des écoulements de bas régime, non-uniformes et à une charge sédimentaire en suspension trop importante par rapport à la vitesse d'écoulement.

Ces figures peuvent être rattachées aux processus de dépôts déconfinés à forte charge sédimentaire avec brusque ralentissement de la vitesse d'écoulement dans un espace d'accommodation important.

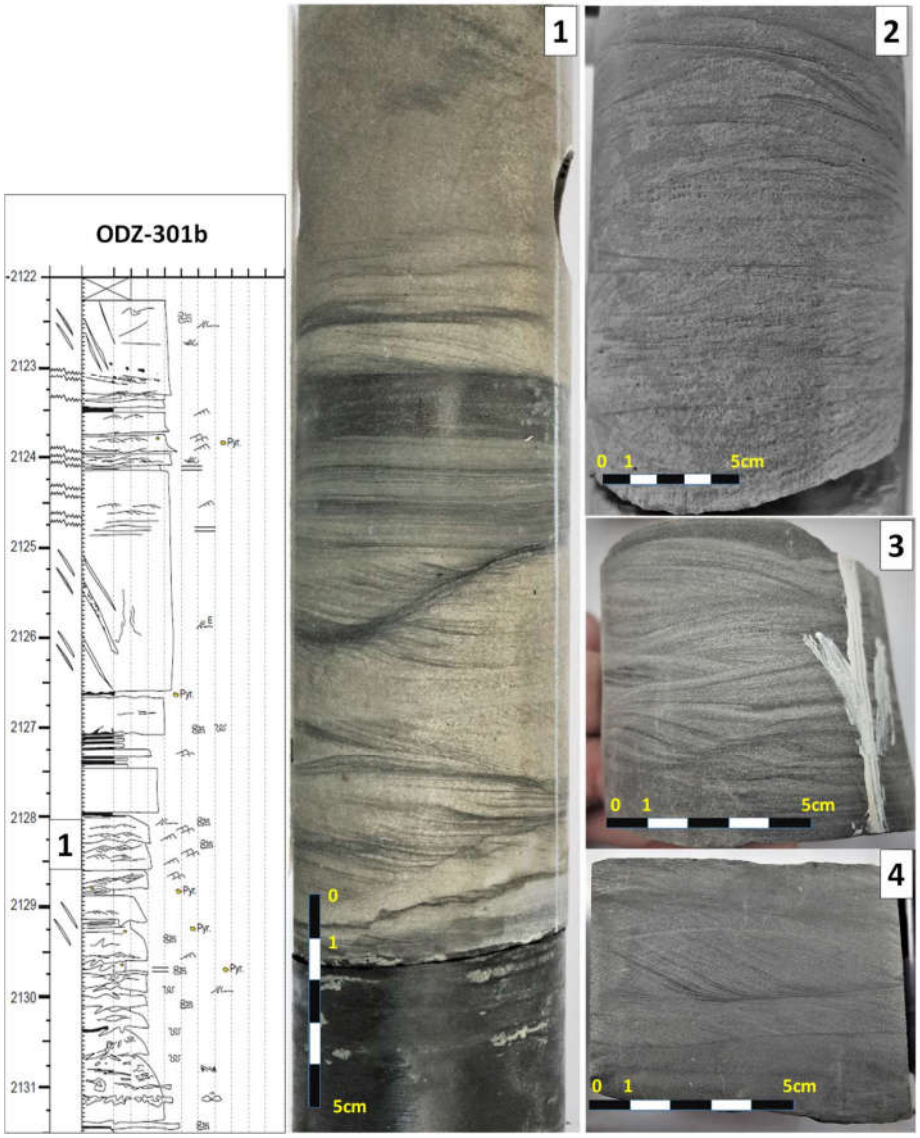


Figure 40 : Faciès F5 (A : Unité IV-3sup / Unité IV-4) – (1) : Puits ODZ-301b-2128.7m, alternance de trains de rides de courants à composante plus ou moins grimpante, de stratifications planes de haut régime, avec des surfaces de réactivation et des niveaux plus fins. Noter les petites fractures normales en gradin à la base. (2) : ODZ-3-2325m, Trains de rides de courant 3D aggradantes. (3) et (4): LTNE-2-2451.5/2451.7m, ensemble de petites rides de courant 3D, unidirectionnelles, avec une légère composante grimpante (type A).

5.3.6 Faciès 6 : Faciès de décantation

Description :

Silt argileux, finement à très finement laminé, localement en alternance avec des grès très fins de type F5 ou moyens de type F4, voire occasionnellement interstratifié entre deux bancs plus massifs de grès plus grossiers de type F5, F4 voire F3 ; Les niveaux F6 sont le plus souvent encadrés des faciès F5 ou

F4. De très rares grains de quartz millimétriques flottants peuvent parfois être également localement observés, de même que des déformations ductiles (Figure 41).

Processus :

La granulométrie et les fines laminations enregistrent un processus de dépôt par décantation de particules en suspension dans un environnement plus calme venant en drapage des structures sédimentaires. Ces processus sont des épisodes de quiescence, probablement de courte durée étant donné le flux sédimentaire, entre deux épisodes de dépôts plus énergétiques, indiquant des conditions occasionnelles, mais néanmoins fréquentes, de type fin de crue, plus ou moins bien préservées. La présence de particules millimétriques de quartz dispersées dans la matrice témoigne possiblement de processus de dépôt de type « *rain-out* » depuis des icebergs ou de grains détachés de la semelle du glacier. A noter qu'aucune bioturbation n'est observable dans ces niveaux.

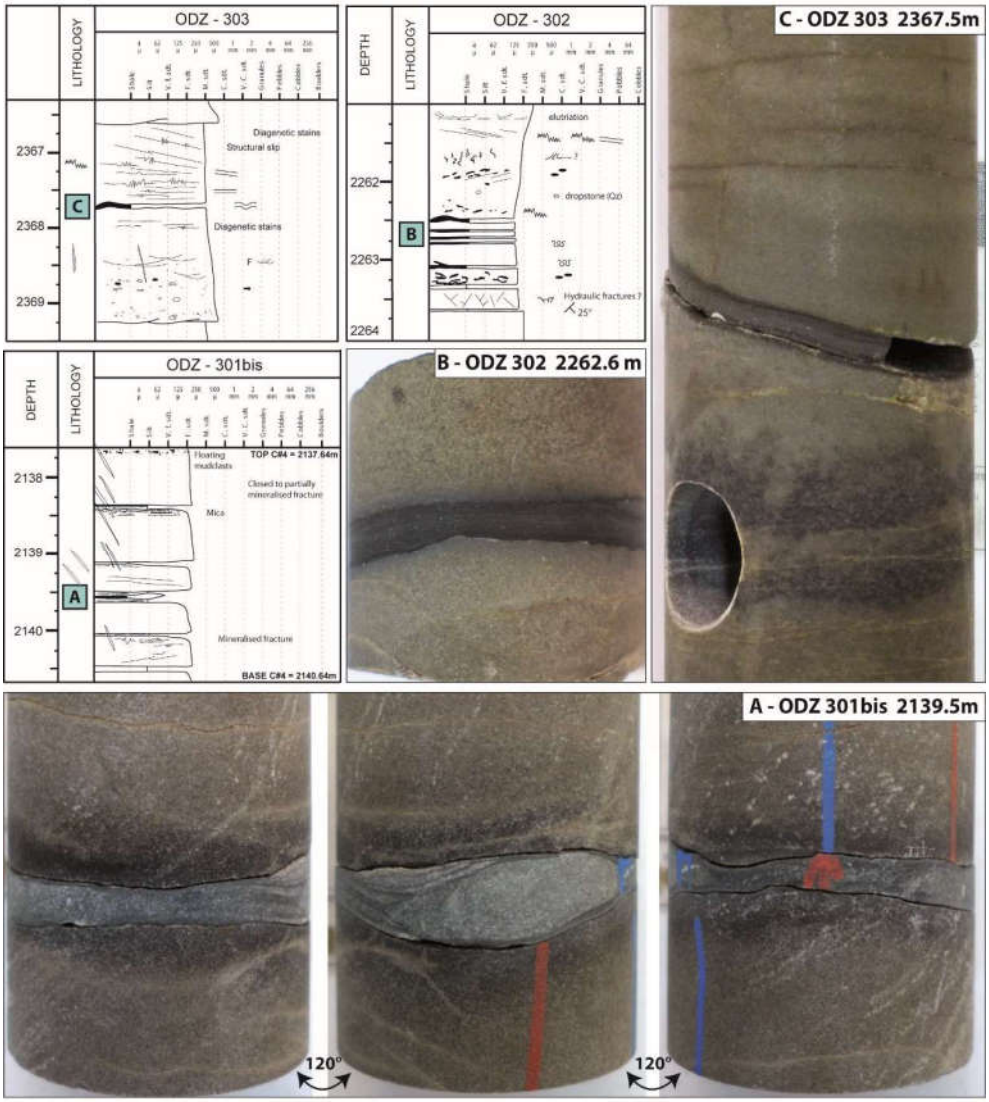


Figure 41 : Faciès F6 de décantation de drapage par décantation. (A) ODZ-301b, Unité IV-3 sup, avec figures de déformation hydroplastique. (B) ODZ-302, Unité IV-3 inf. (C) : ODZ-303, Unité IV-3 inf. Noter la présence des fines laminations parallèles aux épontes. Aucune érosion évidente n'est discernable à la base des bancs supérieurs.

5.3.7 Faciès 7a : Siltstones massifs à grains flottants et grès fins en bancs minces

Description :

Silts argileux, noirs à gris foncé, massifs, contenant de très abondants grains à granules polygéniques (principalement de quartz), occasionnellement des lithiques, de taille millimétrique à centimétrique, généralement organisés en bancs d'un à plusieurs mètres d'épaisseur (Figure 42). Localement, la séquence est interrompue par des très fines laminations planes de grès très fins. Ce faciès est souvent associé à des déformations ductiles, et les géométries des fines passées silto-sableuses sont difficilement interprétables et peuvent présenter une fabrique globale parfois très chaotique (fluidisée).

Processus :

La granulométrie et l'aspect massif de ce faciès indiquent également un processus de dépôt par décantation des particules en suspension, alternant avec quelques rares épisodes de dépôt par des courants tractifs distaux dilués, de faible densité, associés à une plume détritique (courant iso- ou hypopycnal). Les éléments flottants de granulométrie et de lithologie variables sont fréquents dans un contexte glaciaire, et interprétés comme des dropstones déposés par *rain-out*. Les déformations ductiles seront discutées dans la suite du rapport et interprétées comme d'origine glaciogénique.

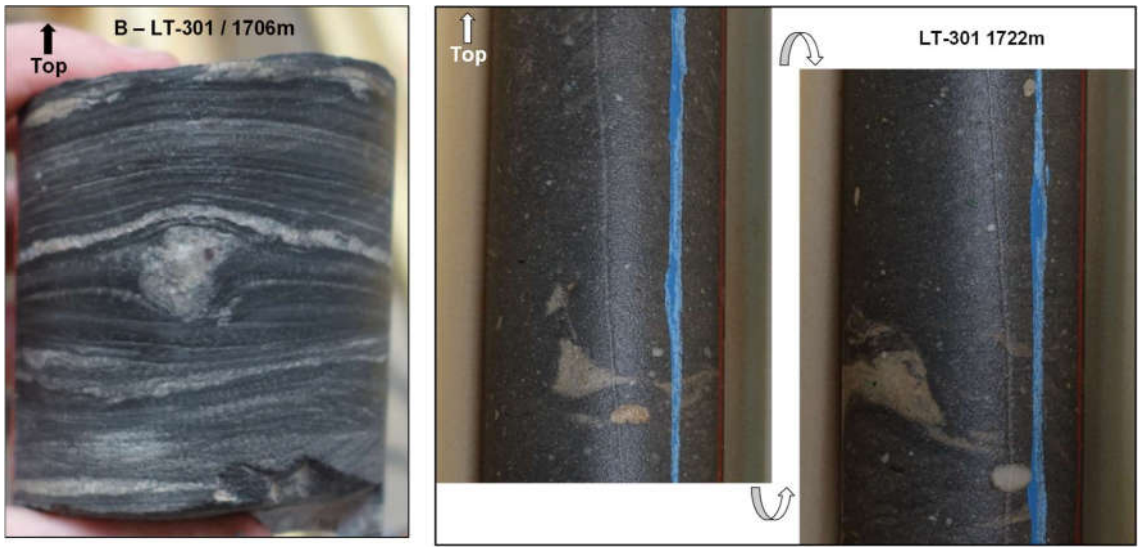


Figure 42 : Faciès F7a. Puits LT-301, Unité IV-2inf. Cote 1706m. Siltstones avec fines passées silto-sableuses avec rides de courant et dropstones venant déformer les lamines. Cote 1722m : Siltstones avec dropstones granules de quartz) et de fines lamines silto-sableuses déformées.

5.3.8 Faciès 7b : Grès fins à intercalations argilo-silteuses (Rythmites)

Description :

Alternances d'argiles silteuses noires, micacées et de grès très fins, silteux, gris clair, agencés en séquences granodécroissantes, composées de très fines laminations planes horizontales, avec localement quelques rares rides de courant. Certaines séquences, de quelques centimètres d'épaisseur débutent par une base localement très légèrement érosive (voir Figure 43A). Plus fréquemment, ce faciès se caractérise par une alternance argilo-gréseuse, composée de fines séquences sableuses, généralement infra-centimétriques (Figure 43B), alternant avec des niveaux argileux infra centimétriques, souvent moins épais que les bancs gréseux, et quasi-systématiquement préservés en sommet de séquences formant un drapage argileux. La succession de ces séquences infra-centimétriques donne une impression générale de rythmicité, bien qu'aucun motif systématique ou régulier ne puisse être mis en évidence. Néanmoins il existe des zones finement stratifiées (quelques mm à <1cm) et des zones où les alternances des litages argilo-gréseux peuvent atteindre quelques centimètres.

La base des séquences est souvent affectée par des déformations ductiles (figures de charges). Localement, les niveaux gréseux sont affectés par des figures d'échappement d'eau. Ces déformations forment des structures verticales, individuelles ou ramifiées en base de séquences (stress pillar, Lowe 1975). Elles sont toujours confinées dans l'intervalle gréseux de chacune des séquences infra-centimétriques et ne recoupent presque jamais plusieurs séquences, et les structures d'échappement fluide semblent scellées par les drapages argileux. La distribution de ces déformations n'est pas aléatoire, et elles peuvent se succéder le long de la carotte (Figure 43C) avec des figures d'échappement, d'abord majoritaires, laissant la place aux figures de déformation ductiles (figures de charges) et des séquences non déformées. On notera également la présence de séquences parfaitement préservées entre des séquences déformées.

Ce faciès, original, n'est reconnu sur carotte que sur les puits LTNE-1 et 2 au sud du bassin, à la faveur d'une séquence IV-2 quasi complète, faiblement érodée par l'Unité IV-3.

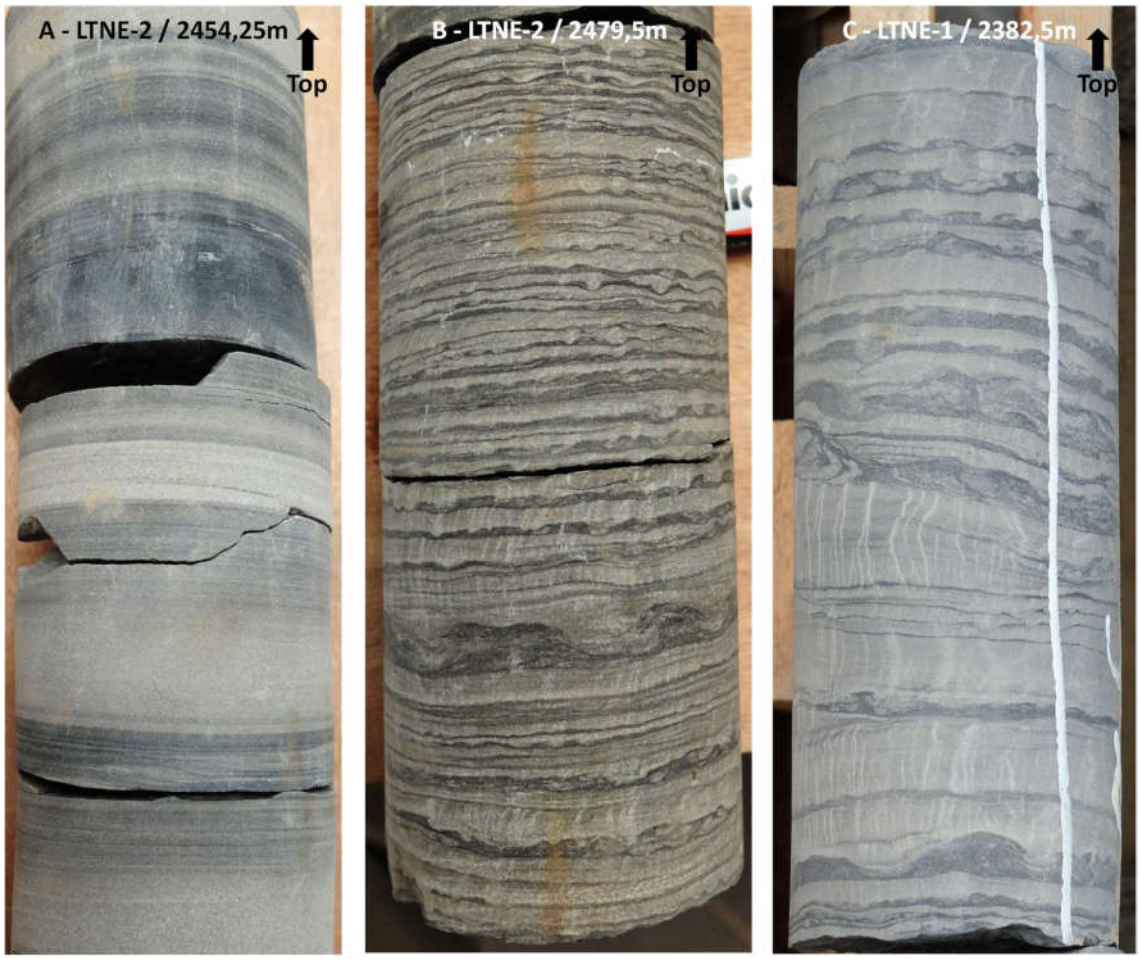


Figure 43 : Faciès 7b. (A), (B) et (C) : puits LTNE-1 et LTNE-2, Unité IV-2 sup. (A, B et C : Unité IV-2sup). (A) : noter l'absence de déformation et les laminations planes ou les rides de courant (à la base) dans les fines passées sableuses. ((B) et (C) : noter l'importance des déformations par échappements fluides sous forme de pilier (stress pillar), blancs, ramifiés ou non, le plus souvent verticaux, et les figures de charges à la base des passées sableuses.

Processus :

Les séquences granodécroissantes enregistrent des courants tractifs de faible densité, associés à un plume détritique (courant iso- ou hypopycnal), dont l'énergie décroit progressivement, puis se marque par un arrêt des courants tractifs permettant le dépôt du matériel fin argileux par décantation. La préservation généralement complète de ces séquences granodécroissantes, lorsqu'elles sont non déformées, indique un espace d'accommodation suffisant pour assurer leur préservation (Clerc *et al.*, 2013).

Les séquences infra-centimétriques indiquent une alternance entre les deux types de processus, (tractifs et décantation). La préservation des drapages argileux, indique néanmoins que l'énergie des courants est faible, permettant de préserver de l'érosion le matériel le plus fin lors de la mise en place de la séquence sableuse suivante.

Cette succession alternant dépôts tractifs et drapage de dépôts fins de décantation pourrait s'apparenter à des faciès tidaux, dont la rythmicité rappellerait celle des marées, avec des courants de

flot ou de jusant (*flow / ebb*) et des périodes de décantations de type marée haute/basse (*slack water*) bien qu'aucune rythmicité claire n'ait pu être établie (de type cycle de vives eaux – mortes eaux). A noter qu'aucune structure pouvant s'apparenter à des bioturbations n'a été observée, et pourrait indiquer un environnement stressé, avec un apport d'eau douce très important. Par ailleurs, la coexistence sur un intervalle réduit, de séquences non déformées et déformées (figures de charges et échappement d'eau) indique que les épisodes de déformations sont contemporains des épisodes de dépôts. La présence de ces déformations indique donc des épisodes de déformations successifs, répétitifs, voire cycliques.

Le type de déformations, lié à des processus d'aplatissement pur plutôt que cisaillement simple, suggère que les déformations pourraient être dues au poids de la glace, qui serait celle de la terminaison d'une calotte glaciaire moribonde, soumises à l'action des marées, tantôt en flottaison, tantôt posées sur ses propres sédiments lors de chaque marée basse. Ce faciès pourrait donc enregistrer un environnement de dépôts influencé à la fois par les courants tidaux et la présence de glace quasi stagnante. Cet environnement original, glaciomarin sous calotte glaciaire peu épaisse, a été qualifié dans ce manuscrit de « glaciotidal ». Il se développerait sur les interfluves des grandes incisions glaciaires, à l'instar de la zone de LTNE. De telle terminaisons glaciaires soumises à l'action des marées, est décrites dans la littérature sous le terme de « tidewater glacier » (Meier et Post, 1987, Ottesen et Dowdeswell, 2006). Il pourrait être associé à l'environnement « lightly grounded icesheet » (Bindschadler *et al.,* 2011, Clerc *et al.,* 2012).

5.3.9 Faciès 8a : Grès grossiers mal triés à stratifications entrecroisées (fluviatile)

Description :

Grès fins à très grossiers, hétérométriques, modérément triés à mal triés, caractérisés par un aspect massif et des stratifications obliques arquées (Figure 44 -A) soulignées par des variations granulométriques, grossièrement rythmées et des fines accumulations de minéraux argileux (Figure 44 -C). Les bancs les plus grossiers présentent souvent des bases érosives nettes et évoluent en sets métriques ou décimétriques granodécroissants. Ce faciès contient quelques granules de quartz flottantes. Ce faciès présente généralement des contacts grains sur grains, mais peut être localement à support matriciel et marqué par la présence de quelques granules de quartz flottantes. La fabrique est fruste, souvent homogène, parfois stratifiée soulignant un litage souvent frustre. Localement, des imbrications de grains peuvent être observées (Figure 44 -A, -C). Ce faciès se caractérise par une bonne porosité visuelle. Il est essentiellement rencontré dans l'Unité IV-4 des puits LTNE-1, -2, -301, uniquement observé dans la partie terminale de l'Ordovicien IV, à proximité des faciès de transition avec le Silurien (Faciès 8b et 9).

Figure 44 : Faciès 8a (A, B et C : Unité IV-4) – (1) : Puits LT-301, cote 2375m. Stratification oblique avec sets pluri-centimétriques granodécroissants. Noter les alignements de grains / granules de quartz, de rares imbrications et le caractère tractif des sets. (2) : LTNE-1, 2335.5m. Grès mal triés, en sets granodécroissants et litage grossier. (3) : LTNE-2, 2411.1m. Grès grossier à petit set. Possibles imbrications de grains. Noter la présence de lamines plus sombres, argileuses.

Processus :

Ce faciès est associé à des courants tractifs unidirectionnels de haut régime, permettant la construction de dunes 3D. Le caractère massif et l'apparente constance de la granulométrie mal triée suggère un flux sédimentaire important (débâcle glaciaire) et des conditions d'écoulement pérennes (« sustained flow »), avec peu de matériel détritique fin pouvant se déposer. Les rares niveaux fins sont observés en sommet de séquence et marquent l'abandon temporaire du corps sédimentaire.

Le caractère globalement granodécroissant, tant dans les sets individuels que dans la séquence globale pourrait être interprété comme le comblement d'un chenal ou la construction d'une barre latérale d'origine fluviatile, type 'braided stream' (Miall, 1977, Miall, 1985). Ce faciès n'est rencontré que sur les puits LTNE-1, 2, 301, à la transition Ordovicien-Silurien, et pourrait être interprété comme le témoin de conditions plus continentales fluviatiles périglaciaires, mises en place à la faveur du rebond isostatique post glaciaire (Beuf et *al.,* 1971, Moreau, 2005, Girard *et al.,* 2012).

5.3.10 Faciès 8b : Faciès hétérolithique déformé à influence tidale

Description :

Faciès hétérolithique composé de grès grossiers à moyens, mal triés, agencés soit en fines alternances avec des silts argileux noirs, légèrement déformés (Figure 45A), soit en dépôts grossiers, d'aspect massif, marbrés, sans figures sédimentaires apparentes, occasionnellement organisés en séquences granodécroissantes (Figure 45B). Les grains flottants (quartz), millimétriques à pluri-millimétriques, sont abondants (Figure 45C). Ce faciès se caractérise également par une déformation assez importante qui semble effacer les figures sédimentaires originelles, surtout sur les puits du champ d'Oued Zine. L'aspect final, apparait complétement remanié (Figure 45B) avec seulement quelques fins niveaux argilo-silteux préservés et quelques variations granulométriques visibles. Enfin, les nodules de pyrite sont très abondants dans ce faciès. La transition avec les argiles siluriennes est nette (LT-301, photo C) ou progressive (A).

Sur LTNE (Figure 45D), les grès sont fins à moyens, à litages obliques, à la base légèrement tangentielle. Les litages sont constitués par de fines séquences, très régulières en épaisseur, inférieures à 1cm et se terminant par de fins drapages silto-argileux. Ces litages plans obliques présentent quelques reprises et bancs faiblement sécants érosifs.

Processus :

Ces faciès hétérolithiques alternent entre dépôt par décantation silto-argileux et courant tractif plus gréseux et relativement énergétique, capable de transporter des grains grossiers à très grossiers. Malgré l'absence de bidirectionnalité et de faisceaux tidaux ('tidal bundles ») évident, ce faciès est interprété comme résultant l'interaction entre des courants fluviatiles « unidirectionnels » et d'une dynamique tidale en remaniement des faciès plus grossier « fluviatile » 8a sous-jacent (Dalrymple et Choi, 2007).

Plusieurs auteurs décrivent ces faciès tidaux à la transition Ordovicien-Silurien remaniant ou en érosion sur les séries précédentes (Beuf *et al.,* 1971, Dixon *et al.,* 2008, Hirst 2016).

L'aspect très diagenétisé pourrait également indiquer un hiatus sédimentaire, démontré sur certains puits (e.g. ODZ-1bis, Le Hérissé et Paris, 2008 ; Videt, 2010). Faute de carottes suffisantes, il est difficile de conclure sur les déformations. Elles se seraient produites post dépôt.

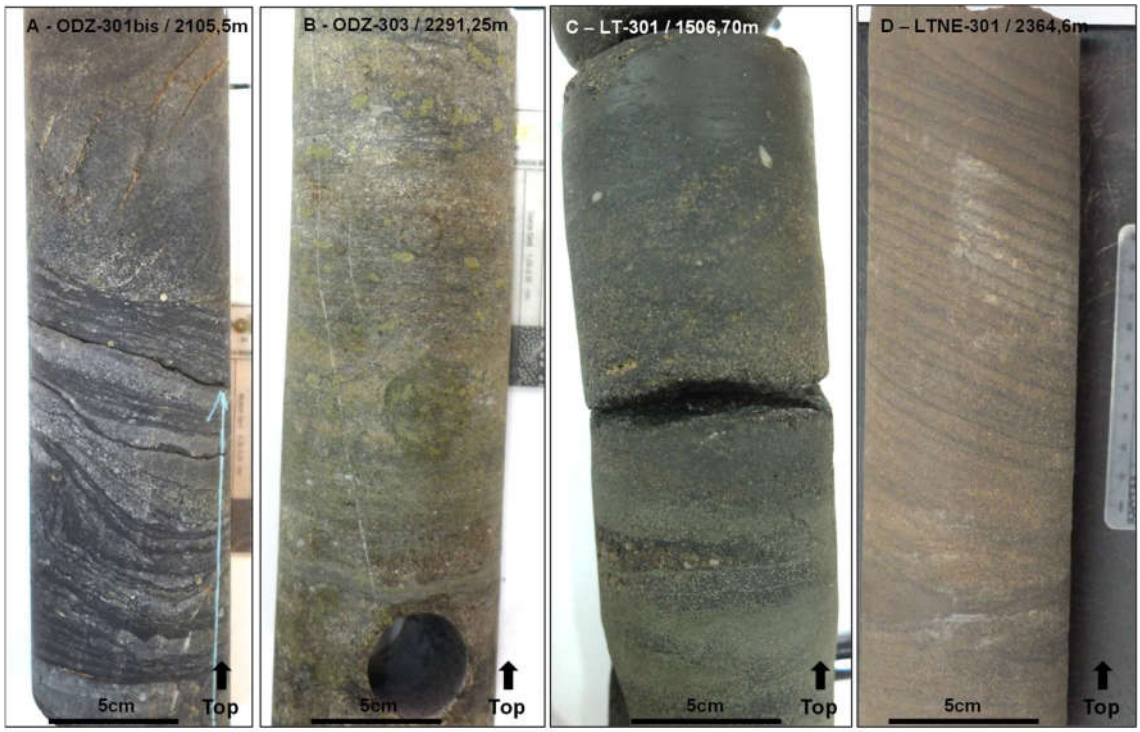


Figure 45 : Faciès 8b – Transition Ordovicien-Silurien. (A) : ODZ-301bis, 2105.5m. Alternance silto-argileuse et gréseuse à grains mal triés, déformés. (B) : ODZ-303, 2291.5m, faciès grossiers avec lamines silto-argileuses horizontales, fortement diagenétisé, avec nodules de pyrites. (C) : LT-301-1506.7m. Alternance grès grossiers – argiles silteuses noires, à grains de quartz flottants, fortement pyritisée. (D) : LTNE-301-2364.6m. Dune gréseuse à grains fins à moyens, avec drapage, à litage sigmoïdal, avec possible influence tidale (aucun faisceau tidal évident n'est observé).

5.3.11 Faciès 9 : Argiles noires à graptolites

Description :

Argiles noires, homogènes, massives, localement très finement laminées, avec de très rares passées silteuses, et caractérisées par la présence d'abondants graptolites et quelques rares coquilles de brachiopodes. Sont également observés de nombreux nodules de pyrite et quelques rares structures circulaires potentiellement associées à une activité bactérienne. La couleur noire est associée à une très importante teneur en matière organique (TOC) qui se marque en diagraphie par une très forte signature Gamma Ray.

Processus :

Processus de dépôt par décantation dans un environnement calme et des conditions anoxiques permettant de préserver la matière organique. Quelques courants de fond (hyperpycnite de faible densité) permettent d'apporter du matériel sédimentaire plus grossier (silts), à l'origine des passées silteuses.

Ce faciès est caractéristique d'un environnement de dépôt en domaine marin offshore, protégé, à l'abri des vagues de tempêtes et de courants de dérive littorale, avec des eaux mal oxygénées, voire anoxiques, typique de la mise en place de la formation radioactive silurienne des Hot Shales. L'anoxie pourrait résulter de l'abondance des minéraux et solutés libérées (nutriments) lors de la fonte de la calotte glaciaire avec un bloom algaire et une chaine trophique associée (Pohl *et al.* 2017).

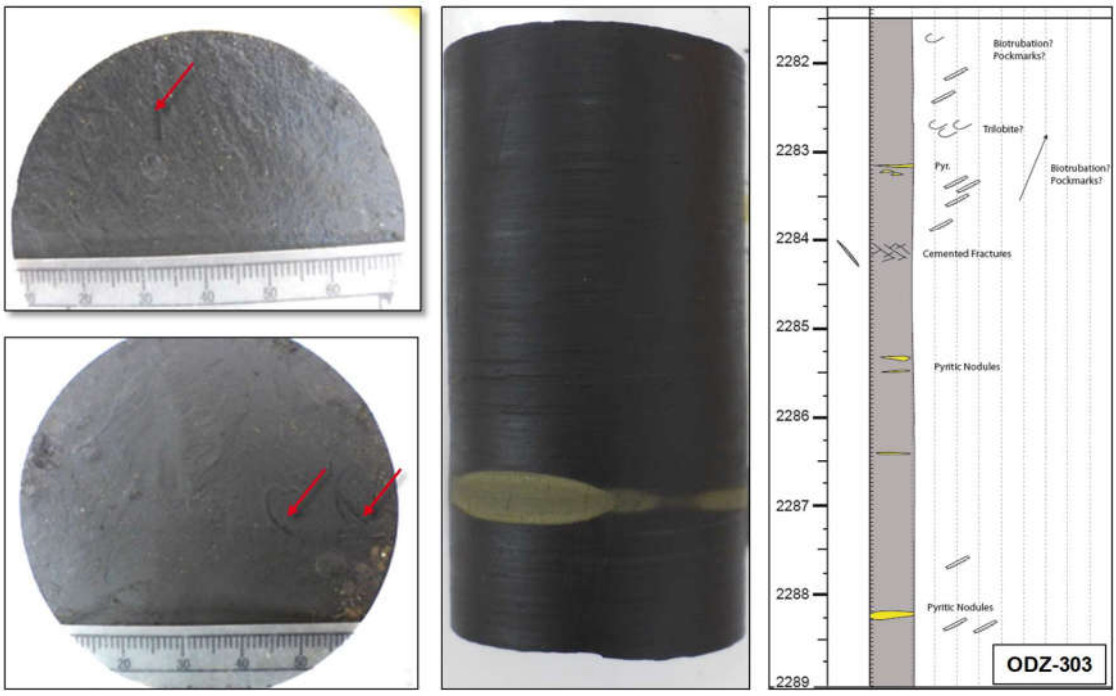


Figure 46 : Faciès F9 – Silurien Black Shales. Faciès massif (ou finement laminé) des argiles noires radioactives du Silurien inférieur – Age Lldandovery. Flèche rouge : Graptolites.

5.4. Déformations sédimentaires associées aux faciès des unités glaciaires Ordoviciennes du bassin de Sbaa

L'observation des nouvelles carottes, mais également le réexamen des anciennes carottes montre que les figures de déformation sont particulièrement abondantes dans le réservoir glaciaire du champ d'Oued Zine et les autres champs de la région. L'approche systématique par une description fine et une bonne compréhension des déformations par surpression du fluide interstitiel a été rendue possible avec les travaux de Ravier 2014, et les travaux publiés par Menzies *et al*. (2016).

Ainsi, les figures de déformation observées lors des premières missions, mal interprétées ou mal comprises, voire non décrites, parfois simplement associées à des déformations gravitaires de type slump ou simple surcharge (load), ainsi que celles observées sur les nouvelles carottes, ont donc été revues et réinterprétées afin de les classer, de les associer à un processus de formation, de comprendre leur signification en termes d'environnement de dépôt et de déterminer leur importance sur les qualités réservoir et leur possible impact sur la diagenèse d'enfouissement.

Pour rappel, lorsque la pression fluide (pression de pore) est nulle ou faible, le sédiment se comporte mécaniquement de manière cassante. Lorsque que la pression fluide augmente, mais demeure inférieure à la pression lithostatique, le comportement est dit hydroplastique. Lorsque la pression de pore excède la pression lithostatique et les forces de cohésion du sédiment, le sédiment peut se déformer de manière fluide. Suivant le degré de déformation, on parlera alors de liquéfaction puis de fluidisation (voir Tableau 2 et Figure 29).

Ainsi, dans la suite du rapport seront décrits successivement les faciès de déformations fragiles à ductiles, les déformations hydroplastiques, et enfin, structures de déformation liées à la liquéfaction et à la fluidisation du sédiment.

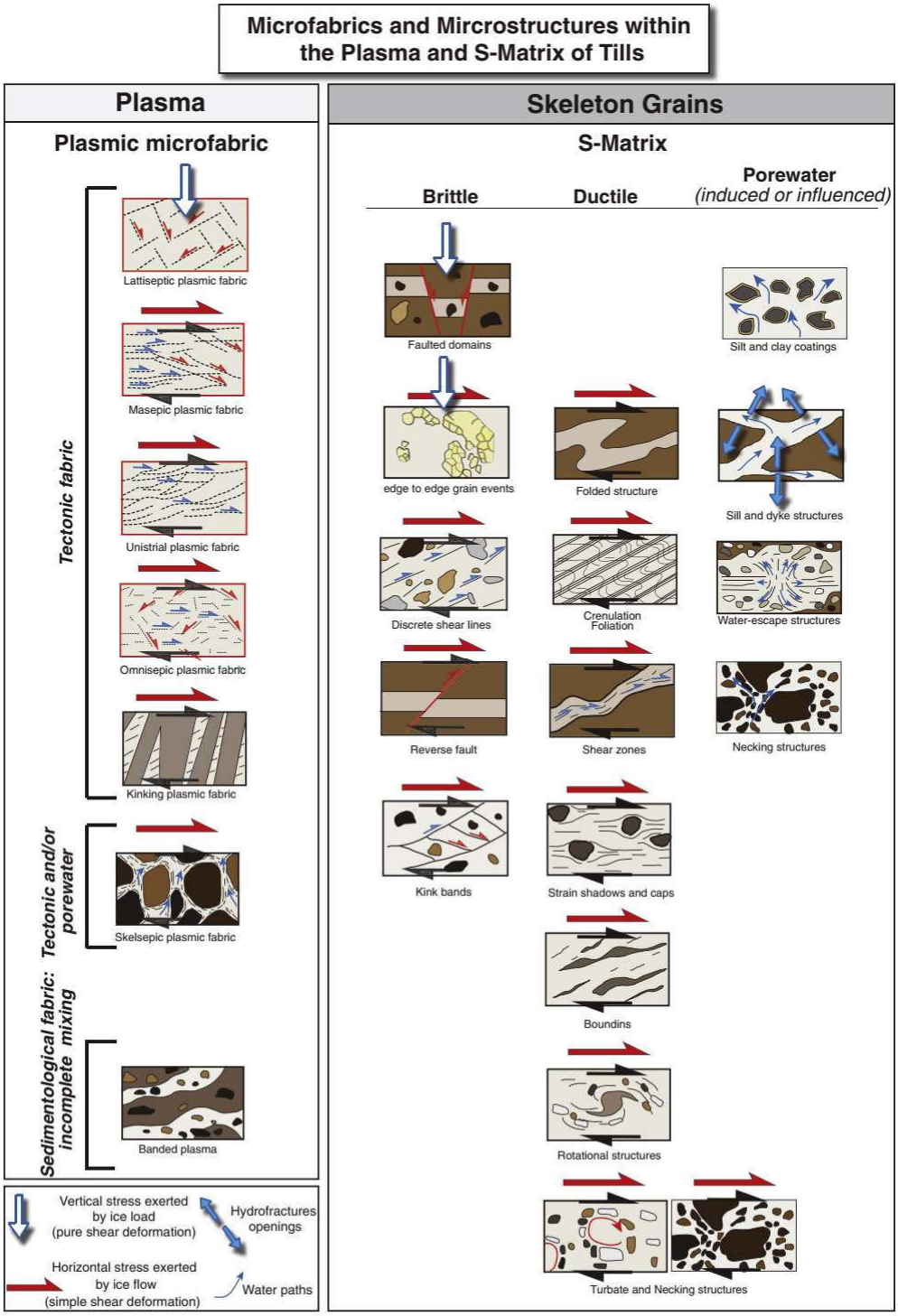


Figure 47 : Classification des microstructures, classées selon leur nature, fragile, ductile, polyphasée, et induite par la (sur-)pression du fluide interstitiel (pore). Seule la colonne « Skeleton Grains » est utilisée et ne concerne que les microstructures observables sur carottes, en absence de lames minces. Modifié d'après Ravier ; 2014, Menzies, 2000, van der Meer, 1993. In Menzies *et al.* 2016.

5.4.1 Figures de déformations fragiles

Ce type de déformations affecte préférentiellement les sédiments meubles et de faible cohésion, lorsque ceux-ci sont bien drainés et donc insaturés, ou partiellement saturés en eau, ou lorsque l'eau est en partie gelée (zone glaciaire périphérique). En environnement glaciaire, ces déformations sont principalement dues au couplage glace – substrat. Trois grandes catégories de déformations fragiles sont distinguées :

- Déformations par aplatissement pur (« pure shear ») liées à la seule pression lithostatique, ici exercée par le poids de la glace. Les déformations associées regroupent les petites fractures normales de taille infra millimétrique à centimétrique, pentées à 60° / horizontale, qui peuvent être radiales ou en échelon, ou encore dihédrales incluant les fractures conjuguées. Lorsque la pression lithostatique est faible à très faible (pile sédimentaire faible ou nulle, poids de la glace limité), des petites fracture ou fentes d'extension verticale peuvent également être générées.

- Déformations par cisaillement pur (« simple shear ») lié à l'entrainement des sédiments meubles par la glace par couplage avec une composante strictement horizontale. Elles sont associées à la mise de plans « S » de schistosité et « C » de cisaillement. Les déformations associées regroupent également des petites fractures inverses plus ou moins inclinées.

- Déformations par cisaillement en mode général ou complexe, « tri-axial » (appelé aussi « general shear ») associé à la fois au poids de la glace (appelé aussi « overburden ») et de l'entrainement par la glace. Selon l'importance de l'un ou de l'autre de ces deux facteurs, les déformations peuvent être très différentes :

    - Quand le cisaillement pur est bien inférieur au poids de la glace : les fractures inverses ou plans S-C sont subverticaux, peu pentés par rapport à la verticale (typiquement 20 à 40°).

    - A l'inverse, quand le cisaillement pur est très supérieur à la contrainte verticale liée au poids de la glace ou de la pile sédimentaire sus-jacente : les fractures inverses générées sont faiblement pentées, subhorizontales, jusqu'à 20-30° par rapport à l'horizontale, menant avec le temps, quand la contrainte se prolonge, à des microstructures de chevauchement, la création de schistosité avec plans S-C-C'. Cette situation se rencontre dans les environnements caractéristiques d'une glace à avance rapide et en périphérie de calotte glaciaire (épaisseur limitée de glace) (Ravier, 2014, Ravier *et al.,* 2015).

Ces déformations fragiles sont souvent associées avec d'autres déformations (voir Figure 48) de type déformations ductiles ou bien associées à des chemins de migration de fluides (échappement d'eau avec ou sans entrainement de particules sédimentaires, de type élutriation argileuse par exemple (voir Figure 50).

Dans les fiches de description des carottes, les symboles utilisés pour indiquer et représenter les déformations fragiles sont : microfractures normales, en gradin, microfailles inverses, plans de cisaillement S-C, schistosité, ou encore fractures de type Riedel.

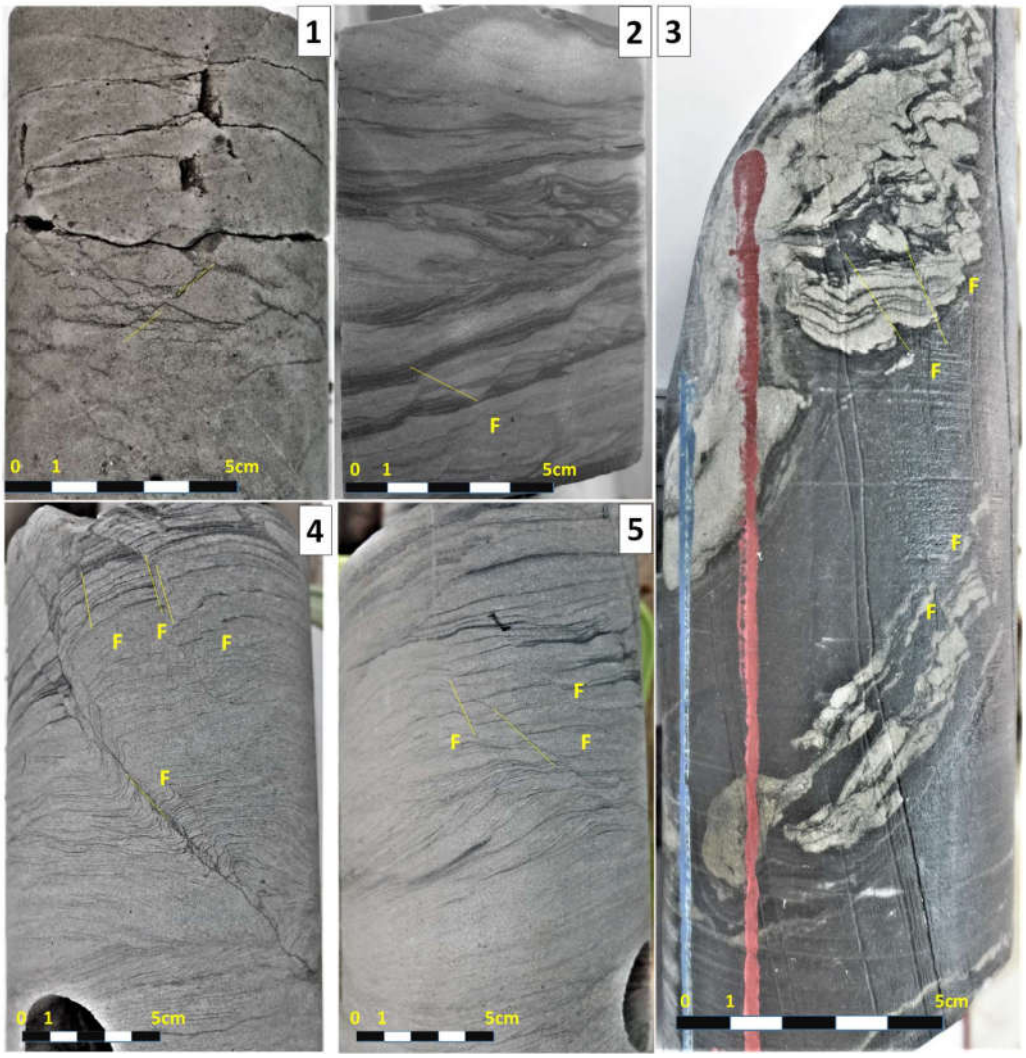


Figure 48 : Exemples de figures de déformations fragiles (F : Fractures, microfailles) : (1) : Puits ODZ-302 – 2270.3m. Petites fractures en extension dans des grès avec élutriations des argiles. (2) LTNE-1-2406.7m : fractures normales en gradins, dans des alternances sables-argiles silteuses. Noter les déformations ductiles juste au-dessus. (3) : LT-301 – 1685.5m : petites fractures en gradin affectant des structures ductiles en « balls » & « pillow » [figures de charge]. (4) et (5) : ODZ-3-2332m : petite faille inverse avec crochons, et failles normales associées (4) et surtout (5) dans le faciès F5.

5.4.2 Figures de déformations hydroplastiques (ductiles) et de couplage glace-substrat (cisaillement)

Les déformations plastiques affectant les grès glaciaires Ordoviciens des puits décrits sont très fréquentes. Les litages sont globalement reconnaissables même si localement il est difficile de reconstituer les figures sédimentaires d'origine et le processus exact de sédimentation. Ces déformations sont également souvent liées au couplage glace – sédiment meuble non lithifié. Suivant le rapport entre la contrainte de cisaillement pur (ou aplatissement lié à la pression lithostatique par le poids de la glace et des sédiments sus-jacents) et la contrainte de cisaillement simple par entrainement, plusieurs types de déformation peuvent être distingués :

- Les figures de déformation liées à la charge sédimentaire : figures de charge (« load cast »), structures en flammes, structure de type « ball & pillow ». Ces structures sont dues à une contrainte essentiellement verticale due au poids de la glace (ou des sédiments) sur un substrat meuble saturé en eau. A noter que suivant l'inclinaison des structures en flammes, il est possible d'estimer l'intensité de la contrainte de cisaillement simple.
- Les figures de déformation de type plis : plis centimétriques à décimétriques, le plus souvent asymétriques (aplatissement > cisaillement simple), obliques, voire couchés (« recumbent folds ») et localement cisaillés (type « sheath fold ») avec surface de décollement, sur quelques centimètres (cisaillement simple >> aplatissement)
- Les figures de déformation hydroplastique liées au cisaillement, plus ou moins intense, qui comprennent le boudinage, symétrique à asymétrique, les structures œillées (« augen structures ») avec déformation de la matrice du sédiment ; occasionnellement, ces formes peuvent avoir une composante rotationnelle (de type « turbate structure »), mais non décrite dans les carottes. Enfin, la schistosité et les plans de cisaillement de type S-C à S-C-C' avec déformations plastiques.

Toutes les déformations ci-dessus ont été rencontrées sur les puits décrits.

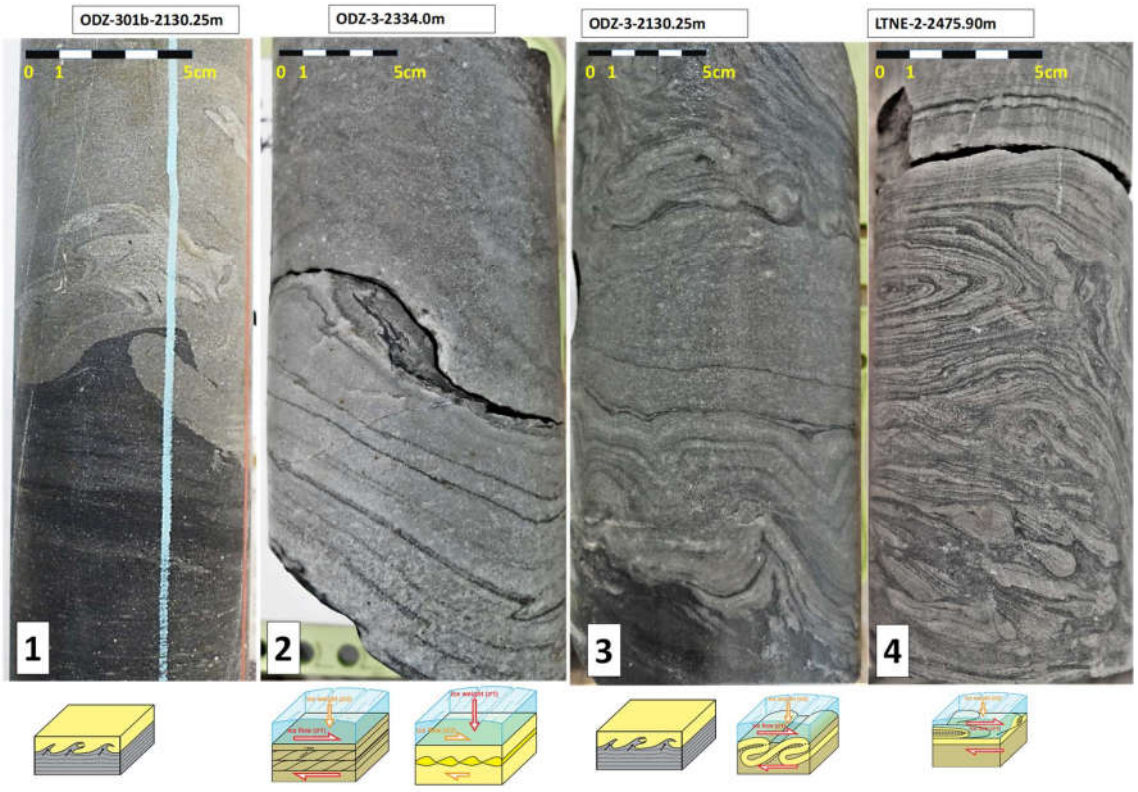


Figure 49 : Exemples de déformation ductile. (1) : ODZ-301b – 2130.3m : Figure de charge type ball & pillow, avec composante cisaillante formant une structure en flamme. (2) : ODZ-3-2334m : Niveau argileux repris en boudinage. Noter la présence de nombreuses petites fractures inverses fortement inclinées à subhorizontales. (3) : ODZ-3-2130.3m : Plis coffrés faiblement déversants et structure en flamme. (4) : LTNE-2-2475.9m : Plis couchés et plis en fourreaux avec structure de charge de type « balls & pillow » à la base avec composante cisaillante.

5.4.3 Figures de liquéfaction et d'échappement d'eau

Les figures de déformation liées à la liquéfaction ou à la fluidisation sont nombreuses et comprennent notamment les figures de type convolute, les structures en tipi (dish), les bandes d'élutriation et les structures d'échappement d'eau. Ces structures sont liées à l'augmentation de la pression du fluide et de l'impossibilité à l'eau interstitielle de s'échapper suffisamment rapidement à cause d'une perméabilité insuffisante ou de la présence de barrière de perméabilité verticale. Cette augmentation de la pression est due à la compaction du milieu poreux par la contrainte lithostatique, ou par couplage du sédiment avec la glace.

Dans les carottes décrites, très fréquemment associés aux faciès de moyenne à faible densité (F4 et F5), il a été observé la présence de matériel fin et sombre (a priori argilo-silteux, ou de type mica, ou minéraux lourds fins), sous forme de voiles diffus, plus ou moins déformés, et localisés dans des bandes horizontales subparallèles au litage. Ces niveaux diffus argilo-silteux, associés à la décélération du courant de densité, peuvent réduire localement et fortement la perméabilité mais aussi constituer des barrières locales de perméabilité. Il en va de même des argiles silteuses de décantation décrites dans le faciès F6.

Lorsque la pression liée au fluide est plus importante que la cohésion des grains, l'eau porale interstitielle est expulsée vers le haut et va briser ces barrières (bréchification), entrainant lors de sa migration une partie de ce matériel argilo-silteux fin. Parmi les différentes figures d'élutriation observées, il est possible de distinguer :

- La présence de niveaux fins diffus peu déformés sans chemin d'entrainement privilégié des particules fines argileuses comme dans l'exemple du puits ODZ-301 (Figure 52-1) ;
- Les figures ou bandes d'élutriation, qui se caractérisent par l'alignement de matériel argilo-silteux le long des chemins d'expulsions d'eau ; voir l'exemple remarquable observé sur la carotte du puits LT-301 à 1705.8 m (Figure 50-1) ; à noter que les conduits d'élutriation empruntent des directions privilégiées potentiellement associées à des plans à 60° de fractures normales d'extension et de petite échelle et caractérisant des périodes où le cisaillement pur est dominant.
- Les tipis d'expulsions d'eau, avec les cupules (ou en assiettes ; voir exemple Figure 52-4 et 5) qui marque la rupture d'anciennes petites barrières de perméabilité locales dues à la présence d'un drapage argileux ou à l'accumulation de particules argileuses (Lowe, 1975).
- Les structures d'échappement d'eau en pilier ('pillar') ou en fente (plan), ramifiées vers le bas, puis déformées suite à la compaction, et mimant la forme d'éclair sur carotte, qui marquent le chemin préférentiel d'expulsion d'eau après migration et expulsion des fines (voir par exemple les formes remarquables de la Figure 52-6 ou la Figure 53, puits LTNE-1&2). Ces échappements d'eau forment des réseaux de fentes qui s'ouvrent parallèlement à la contrainte horizontale la plus faible. Ces structures d'orientation préférentielle associées à un champ de contraintes horizontales anisotropes sont appelées « stress pillar » par Lowe (1975). Ces structures sont très abondantes dans le faciès F7b des puits de LTNE. Ils sont très similaires aux facies des « grès cloisonnés » au sens des descriptions faites par Beuf *et al.,* 1971 (voir aussi Désaubliaux *et al.,* 2004, Girard *et al.,* 2015).

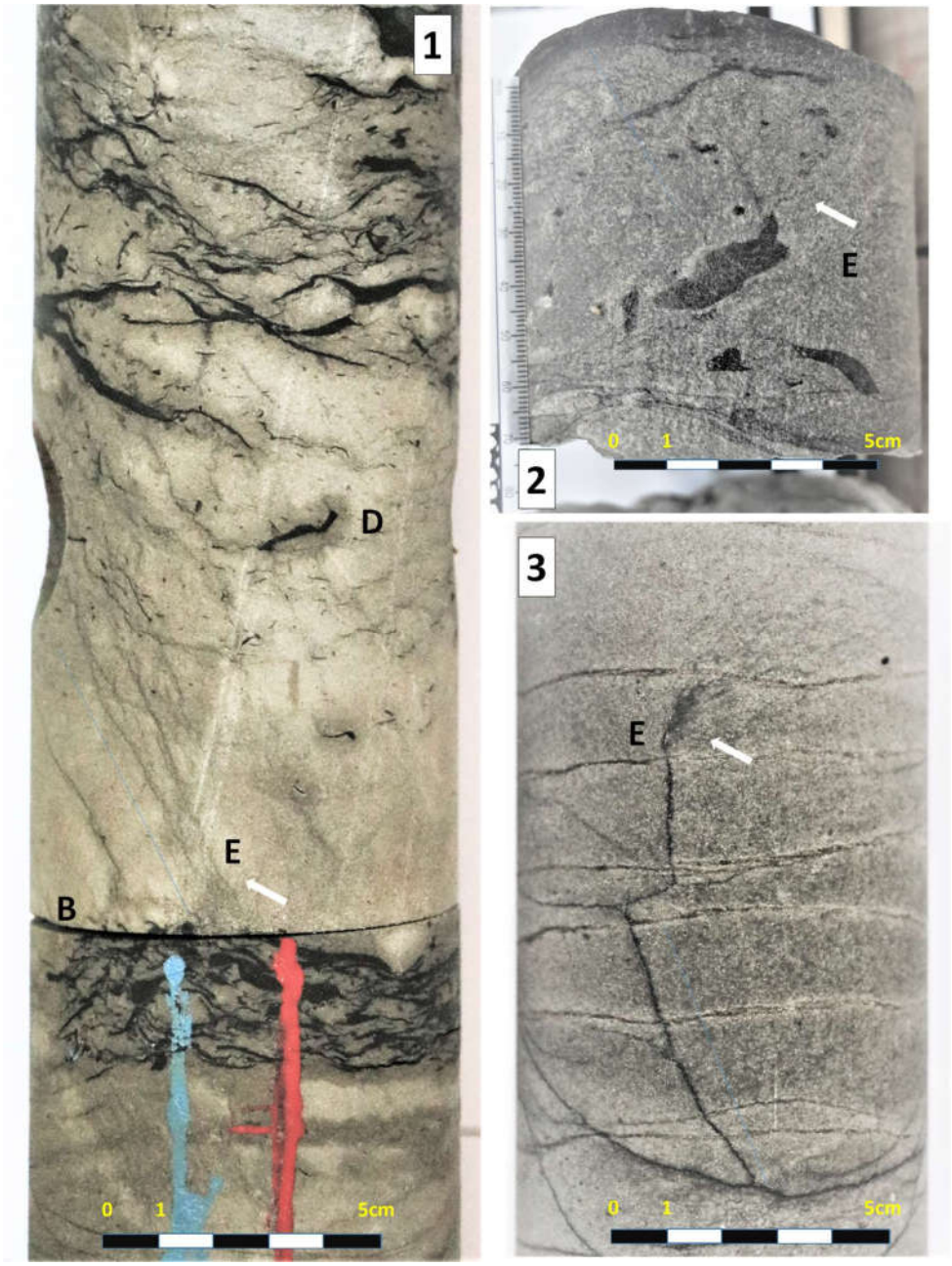


Figure 50 : Figure d'échappement fluide et élutriation du matériel fin dans les faciès F4 à F5 ; (1) : LT-301-1757m : Bréchification (B) d'un niveau argileux (F6) et entrainement des argiles par élutriation (E) selon des plans à 60°/horizontale (plan de fracture normale). Noter la présence d'une auréole de diffusion (D) argileuse autour du claste / fragment argileux. (2) : ODZ-3-2339.1m « galet » mou / fragment argileux avec élutriation selon des plans à 60°/horizontale (contrainte de type aplatissement pur). (3) : ODZ-302-2255.4m : Fractures à remplissage argileuse, avec élutriation (E) argileuse à l'apex (tip) de la fracture (flèche).

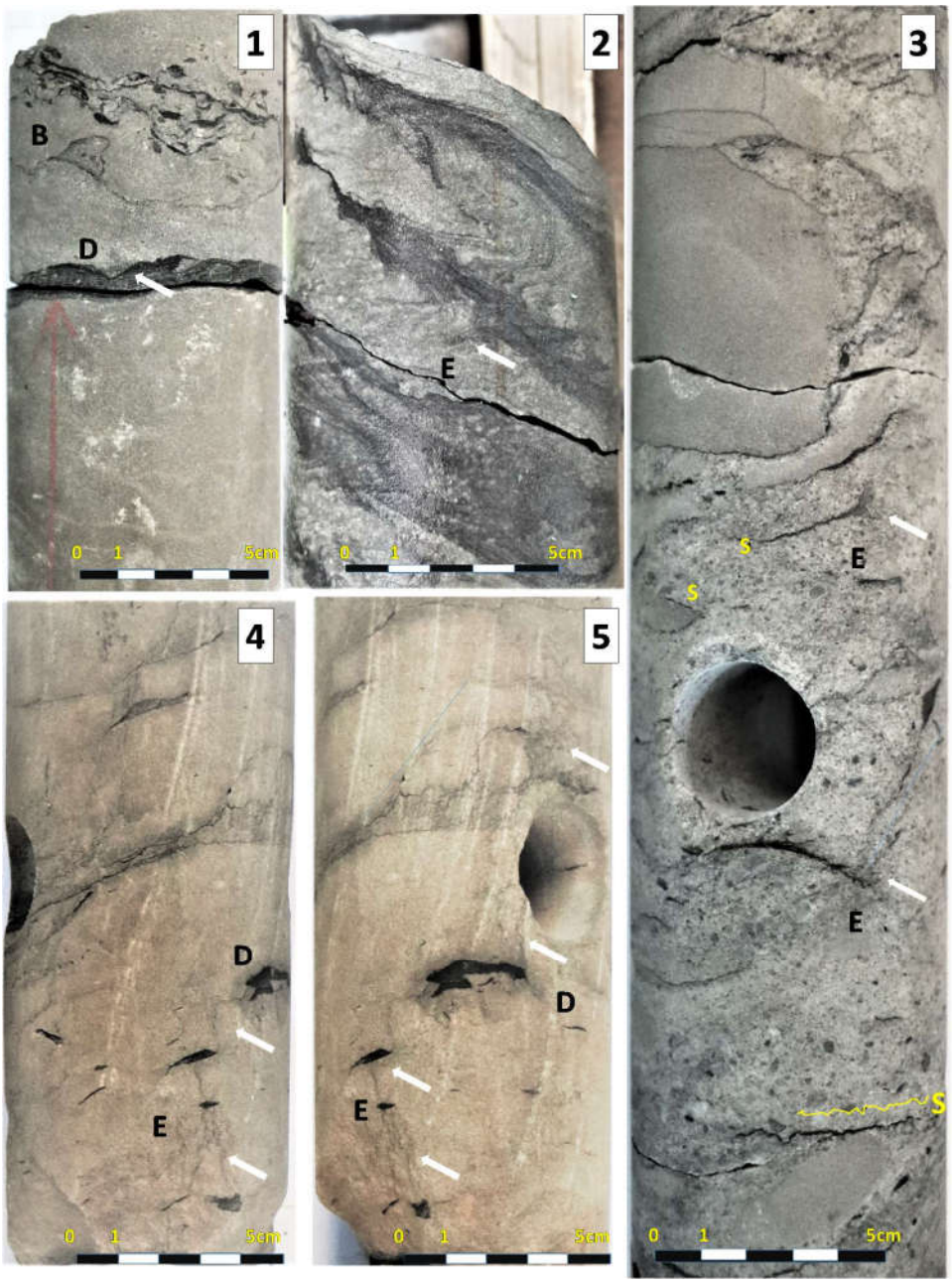


Figure 51 : Figures d'élutriation du matériel fin dans les faciès F3 à F5 ; (1) : ODZ-301bis-2136.75m : Bréchification (B) d'un niveau de décantation F6 et auréole de diffusion (D). (2) : ODZ-3-2331.6. Lamines du faciès F5 « rebroussées » par un fluide sous pression (« oversteepened beds », Lowe et Guy, 2000). (4) et (5) : LT-301-1755m. Auréole de diffusion (D) des argiles autour des clastes argileux (encaissant d'une injectite ?) et chemins verticaux d'élutriation (E) et flèches blanches dans un faciès F4. (6) : ODZ-302-2268.4m. Elutriations d'argiles à partir de clastes / galets mous argileux, et stylolites (S) associés, montrant un lien possible entre élutriation et stylolitisation, au sein d'un sable fluidisé injecté.

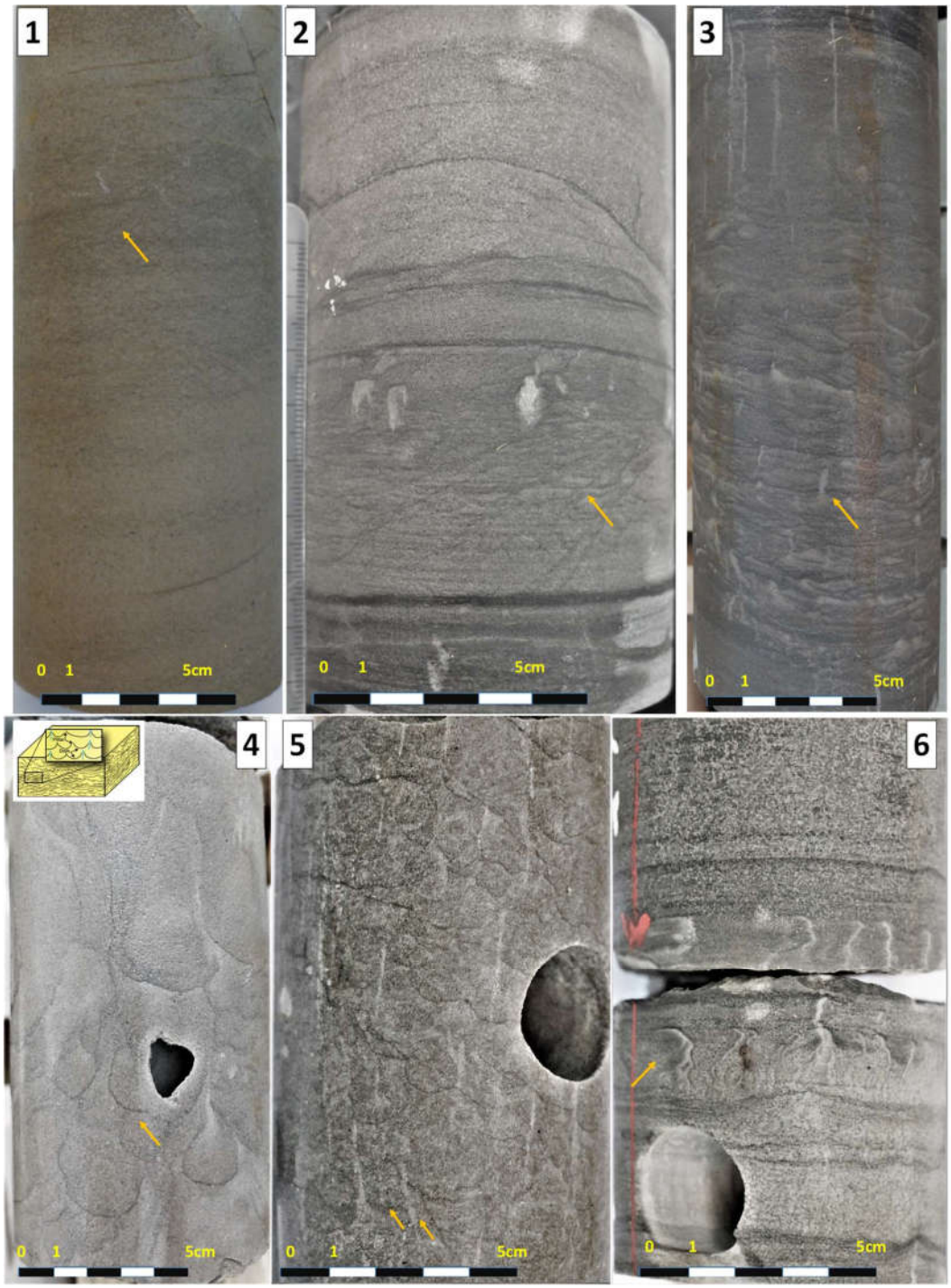


Figure 52 : Figures d'échappement fluide. (1) ODZ-301b-2297m : Voile diffus et structure et petit dish (tipi). (2) LTNE-2-2453.3m : Figures d'échappement fluide avec élutriation des argiles. (3) LTNE-1-2387m : Petit pilier d'échappement fluide, au sein d'un sable très fin avec lamines argileuses. (4) LTNE-1-2355.5m : Structure d'échappement d'eau en cupules centimétriques (dish) et conduit d'échappement d'eau. (5) LTNE-2-2391.7m : Echappement d'eau en cupule et pilier (blanc). (6) LTNE-1-2377.8m : Structure en pilier ramifié. Noter que le sable dans les piliers est « nettoyé » des argiles qui s'accumulent plus haut. Noter également que les niveaux encadrant les échappements d'eau ne sont pas déformés.

Figure 53 : Figure d'échappement fluide en tipi et cupule, ou pilier - faciès F4 à F5. (A), (B) : ensemble de structures verticales d'échappement d'eau, ramifiées vers le bas. La compaction mécanique a donné à ces structures un aspect d'éclair. (C) vues en plan, ces structures sont orientées et forment des fentes qui s'ouvrent selon des plans de faiblesse bien déterminés. Ces structures sont appelées 'stress pillar' (Lowe 1975). (D) : Petits piliers verticaux d'échappement fluide dans des sables très fins à silteux, disposés de manière diffuse, pouvant être confondus avec des bioturbations.

5.4.4 Figures de fluidisation et d'homogénéisation

Les figures de fluidisation / liquéfaction sont associées avec des pressions du fluide interstitiel très élevées. Ces figures surviennent quand la pression de pore devient supérieure à la contrainte verticale exercée par le poids de la glace et supérieure à la cohésion du sédiment. Elles se rencontrent plus particulièrement dans les faciès réservoir « hétérolithiques » caractérisés par la présence de barrières de perméabilité. Les structures sédimentaires élémentaires deviennent alors non identifiables et sont littéralement effacées (rides de courant, litages etc…). Les épontes des couches sédimentaires ne sont plus nécessairement respectées en cas d'injection du sédiment liquéfié, sous forme de sill (subhorizontal) ou de dyke sédimentaire (obliquement ou verticalement au pendage des couches).

Homogénéisation et niveau « fluidisé » (fluidized beds)

Ce type de figure est fréquemment rencontré sur les carottes décrites. Les couches sédimentaires sont complètement déstructurées (« structureless ») et aucune structure sédimentaire élémentaire ou litage n'est identifiable. Chaque banc sédimentaire est homogénéisé et la composante argileuse dispersée, potentiellement redistribuée sous forme de tapissage autour des grains de quartz des bancs sableux. Néanmoins, la stratigraphie reste globalement respectée et l'alternance des couches (épaisses) argiles-sables est toujours bien identifiable.

A noter qu'à l'échelle de l'observation des carottes, il est difficile (voire impossible) de distinguer sur carottes si ces bancs fluidisés / homogénéisés sont en place (i.e. dans l'ordre stratigraphique de dépôt) ou s'ils ont été injectés horizontalement sous forme de sill.

Figures de fluidisation et d'injection (liées aux surpressions fluide)

Lorsque les contraintes deviennent supérieures à la cohésion des épontes (argileuses) confinant le banc « fluidisé », le matériel sédimentaire, essentiellement sableux peut alors être injecté dans l'encaissant, le plus souvent constitué des niveaux plus fins ou argileux, sous forme d'injectites (sill ou dyke). Les injections se font le long de fractures qui s'ouvrent selon la contrainte la plus faible. Si les injectites sont horizontales (sill), c'est la contrainte verticale qui est la plus faible ; si elles sont verticales, on est alors dans un régime d'aplatissement pur et on parle de dyke. Si enfin elles sont pentées (présentant un angle avec la verticale), c'est qu'on est alors en régime de cisaillement en mode général ou mode complexe, combinant l'aplatissement pur et un cisaillement horizontal lié à l'entrainement de la glace, l'angle avec la verticale indiquant l'importance d'une contrainte par rapport à l'autre.

Ces figures sédimentaires d'injection sont difficiles à observer sur carottes car elles sont souvent d'échelle décimétrique à plurimétrique. Il n'est pas toujours facile de distinguer le matériel injecté de celui encaissant. De même, l'identification du banc parent à l'origine du matériel injecté ou le sens d'injection (per ascensum ou per descensum) est incertaine, surtout quand il s'agit de sables injectés dans des sables plus fins. Les meilleurs exemples ont été observés sur les carottes du puits ODZ-302 (le matériel injecté étant ici le sable grossier à mud clasts argileux et galets de sable gris homogénéisé, Voir Figure 54).

Les dykes sableux décimétriques à millimétriques sont visibles surtout lorsqu'ils sont injectés dans un encaissant de nature bien différente comme des argiles - voir Figure 54 (1) à (4).

La plupart des dykes décrits sont interprétés comme des dykes per ascensum, depuis un banc sédimentaire parent vers le haut de la série sédimentaire.

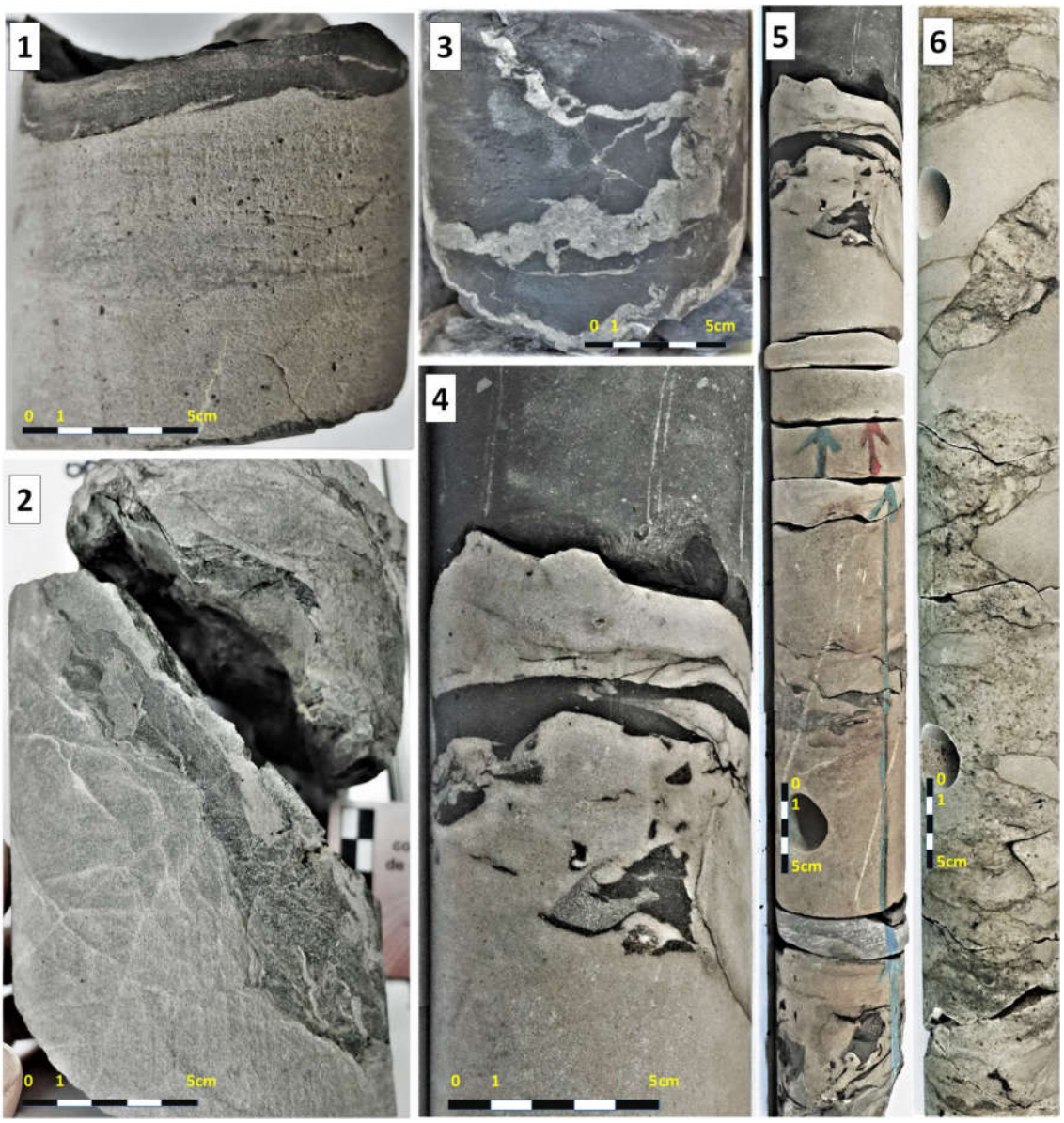


Figure 54 : Figures d'injection liées à la pression fluide. (1) ODZ-3 – 2326.4m : Sill. Noter les petites injections sableuses à l'interface sable-argile. (2) ODZ-3- 2321.7m : Dyke sableux dans un niveau silto-argileux. Noter les fractures cimentées (en bas à gauche). (3) ODZ-3-2325.8m : Injections sableuses dans des niveaux sombres silto-argileux du faciès F7a. (5) : LTN-301-1708m : Sill sableux. Noter les lambeaux sub-anguleux de l'encaissant argileux entrainés lors de l'injection des sables. (4) Zoom du toit du sill de (5). (6) ODZ-302-2268.50. Niveau gréseux grossier avec micro-galets mous injecté dans un sable homogénéisé formant des morceaux entrainés dans l'injectite.

5.5. Synthèse des faciès et des déformations synsédimentaires

Les principaux faciès rencontrés sur le puits du bassin de Sbaa sont résumés dans le Tableau 3. Une tentative de correspondance est faite entre les associations de faciès proposés par Clerc *et al.,* 2013 et cette étude.

Les faciès F1 à F5 sont associés à des courants tractifs de densité (variable), voire des écoulements en masse qui s'apparentent aux associations de faciès décrits dans les turbidites (Lowe 1982, Mutti *et al.,* 2003, Mulder *et al.,* 2010, Etienne *et al.,* 2013), et dans les hyperpycnites (Mulder et Alexander 2001, Mulder *et al.* 2003, Zavala *et al.,* 2011). Ces dépôts sont clairement sous aquatiques et sont associés à des faciès de crues glaciaires, plus ou moins pérennes (événement de longue durée), présentant des fluctuations du flux sédimentaire.

Leur géométrie est difficile à reconnaitre sur carotte ou en absence d'une sismique de résolution suffisante. Par analogie avec les faciès décrits au Maroc sur la vallée d'Alnif, ils rappellent les dépôts confinés (cas des faciès F1 à F4, F6) ou déconfinés (F4 à F6) décrits dans l'unité glaciaire GU2, principalement en raison de la granulométrie moyenne à grossière et compte tenu de l'énergie du système. Exceptés les faciès F5 à F7, les faciès montrent plutôt des environnements énergétiques, avec des flux sédimentaires importants. Par ailleurs, les niveaux fins sont peu épais, et la proportion d'argiles-silts par rapport aux sables est globalement faible, inférieure en général à 15%, 7% en moyenne d'après les interprétations diagraphiques.

Si tous les faciès décrits peuvent être proglaciaires tel que défini par Ravier *et al.,* (2015b), sur Foum Larjame (Le Héron 2007, Loi *et al.,* 2010) ou sur le Bled El Mas en Algérie (Désaubliaux *et al.,* 2004), ils sont probablement majoritairement sous-glaciaires (Ravier *et al.,* 2015b) lorsqu'ils présentent des déformations. En effet les très nombreuses surfaces de réactivation, les déformations confinées à un banc ou quelques bancs, obtenues, soit par aplatissement pur, soit par des contraintes cisaillantes, montrent des phases de couplage / découplage. Il est rare qu'un seul type de déformation s'applique et il peut être montré que la déformation est généralement polyphasée, obtenue en plusieurs étapes, suivant des cycles de « chargement », tels que décrits par Ravier *et al.* 2014, 2015. Par ailleurs, les très nombreuses surfaces de réactivation, le caractère érosif et la forte mobilité des systèmes chenalisés, les séquences granocroissantes du faciès F3, étayent l'hypothèse d'un espace sédimentaire d'accommodation limité et confiné. Tous ces éléments, ainsi que l'intensité des déformations par surpression du fluide dans le milieu poreux, sont interprétés comme autant d'indicateurs d'un espace confiné sous-glaciaire, témoignant de phases de couplage / découplage de la glace avec son substrat, qui sont caractéristiques d'un environnement de dépôt interprété comme sous-glaciaire (Clerc *et al.,* 2012, Ravier *et al.,* 2014).

Lorsqu'aucune déformation n'est observée, il est difficile de conclure sur le caractère sous-glaciaire des dépôts (Ravier *et al.,* 2014a).

Le faciès F7a est en revanche le faciès proglaciaire typique, siltites avec dropstones. Il correspond aux « argiles micro-conglomératiques » décrites par Beuf *et al*. (1971). Il est interprété comme un faciès déposé en environnement marin déconfiné ouvert ou bien sous une plateforme glaciaire (ice shelf).

Dans tous les sédiments décrits, aucune structure sédimentaire liée à l'influence des vagues de beau temps ou de tempête (rides d'oscillation, « low angle », ou bien de structures en coussin – SCS ou bien HCS) n'est rencontrée. Aucune forme de bioturbation n'est observable, bien que qu'elle ne puisse être totalement exclue dans les faciès les plus fins du faciès F7b, contrairement à ce qui est observé aujourd'hui en Antarctique. La possibilité de passer d'un environnement sous-glaciaire à un environnement offshore sans passer par un environnement subaérien (fluviatile) ou très peu profond (et soumis à l'action des vagues) peut s'expliquer de la manière suivante : Les modalités de la déglaciation passeraient par différents stades intermédiaires : depuis un environnement purement glaciaire avec une calotte glaciaire couplée sur son substrat (et des cavités / conduits sous-glaciaires) passant progressivement à une calotte à faiblement couplée (« lightly grounded », Clerc *et al*., 2013) ; puis, par un travail de sape d'amincissement de la glace par l'intrusion d'eaux marines plus tempérées sous la calotte glaciaire, la calotte glaciaire devient progressivement flottante et un environnement proglaciaire protégé et déconfiné sous plateforme glaciaire (ice-shelf) se met en place. Une eau saumâtre due au mélange d'eau douce et d'eaux salée, est stressante pour les organismes vivants et expliquent l'absence de bioturbations. Enfin, la glace devenant trop mince, après la mise en flottaison rapide de l'ensemble de la calotte et sous l'effet de contraintes exercées par les marées et les tempêtes, elle se disloque, formant des icebergs et provoque une débâcle glaciaire de grande ampleur. C'est une hypothèse défendue par Ferry *et al.* (2013). Ce scénario par sape sous glaciaire dans un continent dont le niveau de base topographique est sous le niveau marin est actuellement étudié au niveau de la calotte ouest Antarctique et fait l'objet de diverses modélisations (Bindschadler *et al*., 2010, Favier *et al*., 2014).

L'influence glaciaire reste donc dominante, et à l'exception des faciès possiblement influencés par les marées comme F7b et F8b et les faciès interprétés fluviatiles (F8a) qui pourraient correspondre à des dépôts sur les interfluves post-rebond isostatique, l'essentiel du cortège sédimentaire serait donc déposé en domaine, sous glaciaire, puis lightly grounded, et enfin sous plateforme glaciaire (ice shelf).

Sur le champ d'Oued Zine, objet de cette étude, les faciès les plus classiques sont les faciès F1 à F7a. Les faciès F7b à F9, plus marginaux et associés à la phase transgressive post déglaciation ne sont pas (ou très rarement) représentés ou carottés.

Le Tableau 3 récapitule l'ensemble des faciès rencontrés, leurs caractéristiques et les interprétations en termes d'environnement de dépôt. Leur organisation verticale est reproduite sur une séquence glaciaire idéalisée en remplissage de chacune des incisions et des unités décrites (IV-1 à IV-4) – voir Figure 55 : Synthèse des faciès, processus et environnements de dépôt agencés dans une séquence-type idéalisée complète (modifié d'après Portier et Clerc, 2017).

Page suivante :

Tableau 3 : Récapitulatif des différents faciès décrits dans l'Ordovicien glaciaire et la base du Silurien dans le bassin de Sbaa. Correspondance avec les associations de faciès décrites dans Clerc *et al.*, 2013.

Facies ID	Assemblage	Geometry	Description	Process	Depositional environment	FA equiv. (*)
F1	Massive conglomeratic sandstones to granules	1-2m beddings, erosive at base, channelized	Polygenic coarse to very coarse sandstones, with floating granules/pebbles/cobbles, very poorly sorted. Faint trough cross-bedding, locally massive, with floating grains, locally imbricated (apparent macrofabric). Deformed soft clasts (mud and fine-gr sandstone)	Subaqueous mass flow, debrites and high-energy tractive hyperconcentrated currents. Flow freezing.	Subglacial to juxtaglacial debris flow.	FA1
F2	Medium to very coarse sandstones	20 to 50 cm thick, channelizsed or small scour.	Medium to coarse grained sandstone, moderately to poorly sorted. Mainly through-cross bedded with clear erosive base. Generally fining-up. Abundant granules of quartz. Locally floating granules	Unidirectional tractive current. High to moderate density flow, wanning flow, scour and fill.	Subglacial channels (when deformed) or proglacial environment	FA2 / FA4
F3	Medium to coarse	Massive or graded, >1 m beds, locally homogeneous, amalgamated channels	Frequent coarser interval, occasionally with diffuse / graded boundaries with erosive base. Alternatively coarsening-up, or fining-up, possibly ending with bypass surfaces.	Wanning or waxing density currents associated with sustained and fluctuating high density flow (or hyperpycnite in unconfined settings)	Subglacial channels (when deformed) or channelized lobes in proximal proglacial environment	FA2 / FA4
F4	Fine to medium grained sandstones	Thick massive and tabular or channelised plurimetric beds.	Fine to medium grained sandstone, very well sorted. Generally planar to oblique cross-bedded, with local through cross beds. Locally underlined by subtle macrofabric. Locally faint cross-bedding	High to moderate tractive current (high flow regime) assocated to medium to low density flow (hyperpycnite, in brackish water)	Proximal to median lobe deposits, channelized lobe, in proglacial environment	FA2 / FA4
F5	Fine to very fine	20-50 cm beds, fining-up., tabular	Fine to very fine grained sandstones, well sorted, ripple-cross bedded (current and climbing ripples). Visible draping by mica and clay. Slightly deformed.	Low density flow, waning current	Median to distal lobe deposits, in unconfined proglacial environment	FA5
F6	Laminated silty clay	Centimetric draping clay	Finely laminated/thin bedded silty clay with mica (muscovite) and silt of heavy minerals, draping sedimentary structures.	Fall out during quiescence period between two more energetic events / glacial floods	Subglacial to proglacial environment (not specific)	All FA: FA2 to FA5
F7a	Siltstones with dropstones	Massive, several meters thick silty mudrock, "background"	Massive siltstone with very abundant polygenic outsized clasts/ granules. Occasional very fine to fine-grained sandstone, intensely deformed	Fall of sediment plume with occasional low density current, and clasts rain-out.	Glacimarine environment, with iceberg rain out.	FA3
F7b	Aletrnation of silty claystones with vf sandstones	Probable sandy mud flats geometry	Alternation of black to dark grey silty clay with micaceous very fine sandstones to siltstones. Planar horizontal crossbedding, occasional rare small cm scale current ripples. Very frequent small pressure induced deformations due to water escapes (vertical pilar type A) limited to individual beds.	Apparent rhythmicity of very fine sands with silty clay drapes. Possible tidal influence. Abundant deformations suggests glacial loading	Lightly grounded icesheet interfluve, possibly submitted to tidal influence.	*N/A - No equivalent*
F8a	Medium to very coarse sandstones, poorly sorted, x-stratified	Cm to dm sets, metric fining up faint through cross bedded, point bar geometry	Coarse to very coarse sandstones, moderately to badly sorted, massive or faintly through cross bedded, with occasional floating grains and clay drapes, organised in in cm to dm sets, in global fining-up sequences.	Tractive high energy current, locally tidally influenced.	Fluvial environment with tidal influence (estuarine). Associated to isostatic rebound.	*N/A - No equivalent*
F8b	Heterometric, alternation of silty clay with f to vc corase sands	Not defined. Transgressive system tract, tidally influenced (?)	Alternation of coarse to fine sandstones, 0.5 to 2 cm thick fining up current-rippled beddings, with draping silty clay, highly diagenetised, locally deformed or reworked. Abundant small pyrites with occasional to locally abundant floating outsized granules.	Rhythmicity and bimodality sandstones with draping clay suggests influence of tide in a more open environment (dropstones).	Estuarine to deltaic environment , tidally influenced / dominated possibly associated to a tidal ravinment surface (TST)	*N/A - No equivalent*
F9	Silurian 'hot' shales	Thick massive apparently homogeneous.	Massive black silty to argillaceous mudstones, with rare horizontal laminations and frequent graptolites, possible microbial laminations, occasional large pyrite nodules, rich in organic matter.	Fall out of very fine material in an anoxic quite restricted marine environment.	Offshore	FA6

AF: Facies association after Clerc et al . 2013

in Italic: faciès poorly represented, associated to TST or post isostatic rebound. No direct equivalent in Clerc et al. 2013

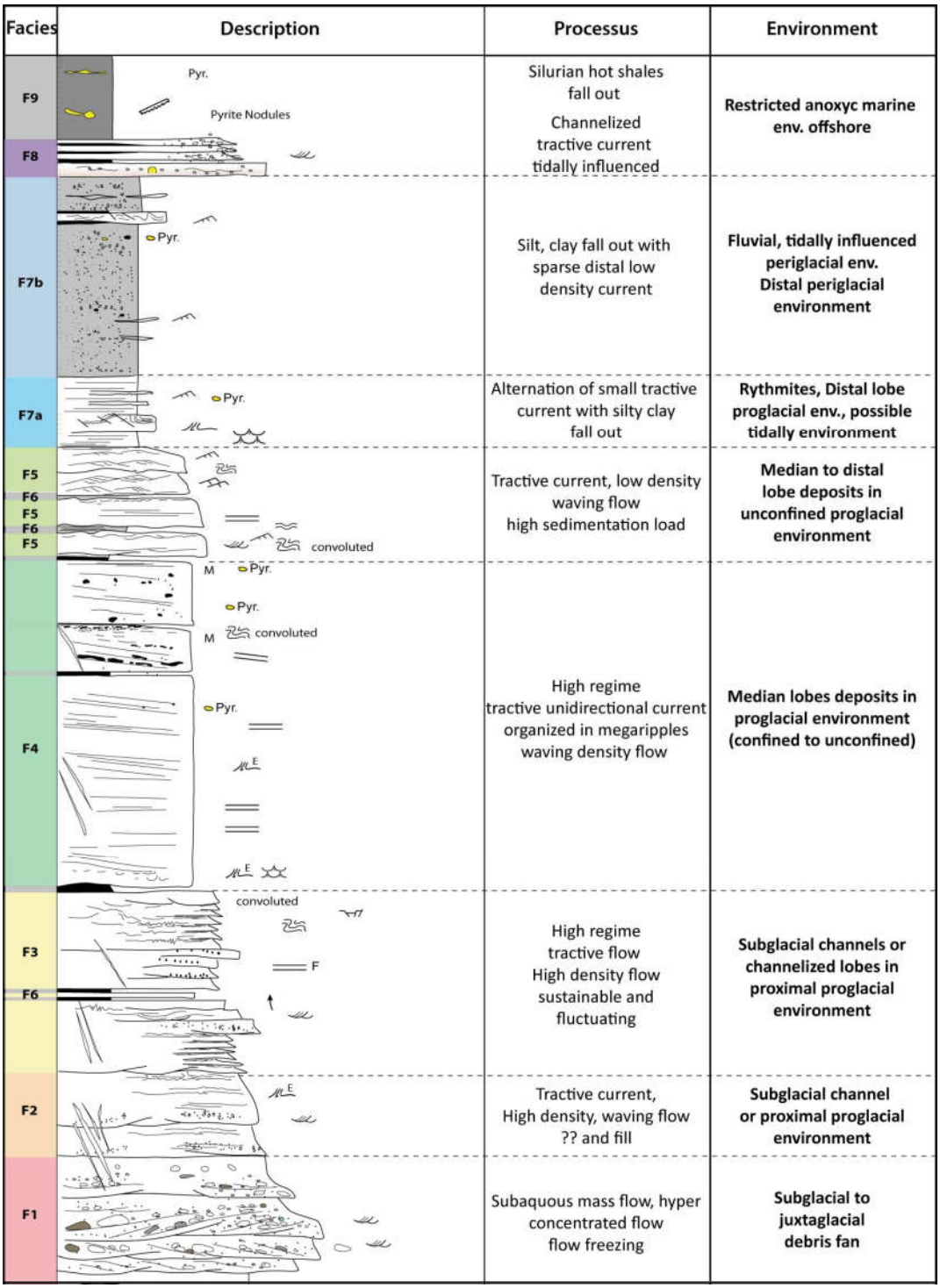


Figure 55 : Synthèse des faciès, processus et environnements de dépôt agencés dans une séquence-type idéalisée complète (modifié d'après Portier et Clerc, 2017)

5.6. Présentation du puits ODZ-302 et évolution des qualités réservoir

Le puits ODZ-302, sur le champ d'Oued Zine a été choisi comme objet d'étude pour bien comprendre le lien possible entre qualités réservoir et intensité des déformations.

Le puits, foré en 2013, situé au centre du champ rencontre les unités IV-4, IV-3 sup. et IV-3inf. Il n'a pas pu atteindre la profondeur prévue dans l'Unité IV-1 en raison de difficultés techniques en cours de forage. Situé non loin (à 146 m) du puits ODZ-1, qui avait été largement carotté dans sa partie supérieure (IV-4 et IV-3 sup. surtout), le puits ODZ-302 devait donc être intégralement carotté dans l'Unité IV-3 inf. afin d'obtenir un jeu de données complet de carottes de référence sur le champ d'Oued Zine. Au final, 74,5 m de carottes en continue ont été récupérées sur 75,6 m carottés en continu, permettant d'évaluer finement l'évolution verticale des qualités réservoir (Figure 57).

Ces carottes ont fait l'objet de descriptions sédimentologiques détaillées, avec revue des figures de déformation affectant le sédiment. Les descriptions sont fournies en annexe 2.

Par ailleurs, des mesures pétrophysiques conventionnelles ont été réalisées sur plug de diamètre 1 pouce (2.54 cm) et long d'environ 6 cm, après nettoyage et séchage complet à 105°C. Ces mesures incluent :

- La porosité, mesurée à l'hélium par la loi de Boyle Mariott (gaz parfait) ;
- La densité des grains (matrice) par mesure du poids et du volume total de l'échantillon corrigé de la porosité ;
- La perméabilité à l'air en régime permanent et sous pression de confinement de 200 psi à l'aide d'un perméamètre Corelab CMS 300.

Au total, 328 points de mesures ont été réalisés, dont 261 sur plugs horizontaux, les autres sur plugs verticaux.

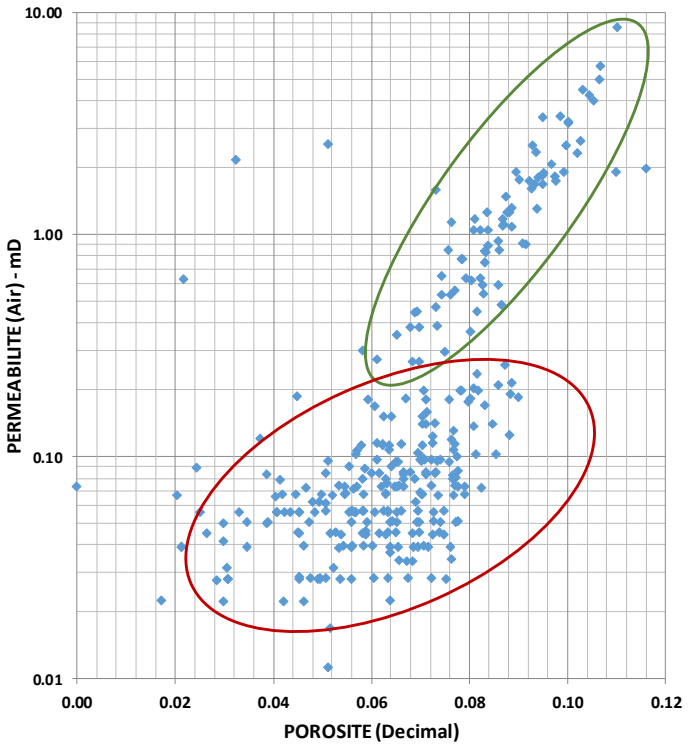


Figure 56 : Mesures pétrophysiques porosité – perméabilité du puits ODZ-302. L'ellipse en rouge rassemble les points dont la porosité est comprise entre 2 et 9% et la perméabilité < 0,2 mD. L'ellipse en vert rassemble les points dont la porosité est comprise entre 6 et 11%, et la perméabilité entre 0,2 et 10 mD.

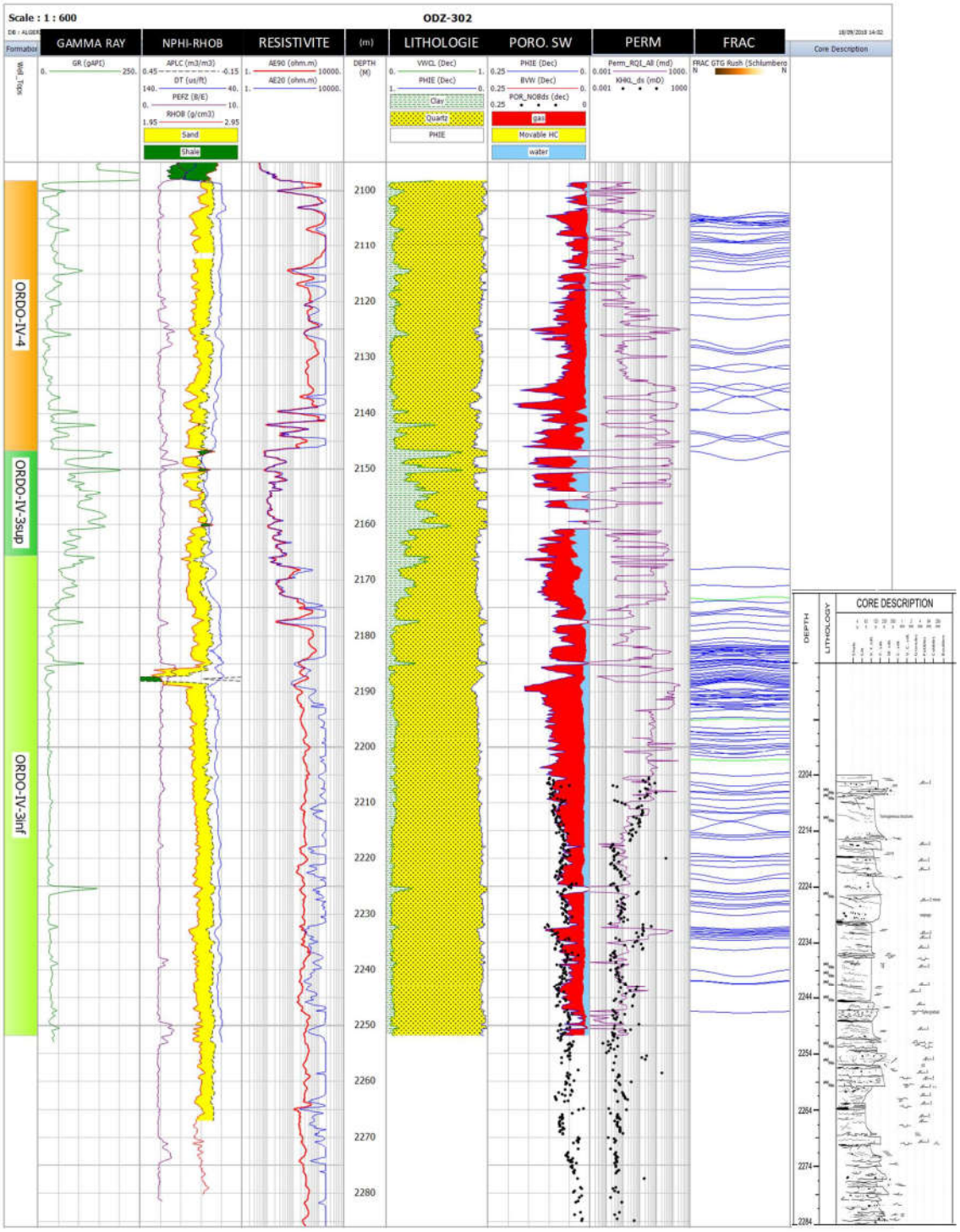


Figure 57 : Données de carottes et diagraphiques du puits ODZ-302. Colonne 1 : Découpage selon les unités stratigraphiques IV-3 inf., IV-3 sup.et IV-4. Col. 2 : Gamma Ray. Col. 3 : Neutron-Densité. Col. 4 : Résistivité (mid et far). Col. 5 : Profondeur en m/table de rotation. Col. 6 : Lithologie (sable / argile) et en blanc, porosité. Col. 7 : Porosité calculée, saturation en gaz (rouge) et en eau (bleu) avec calage sur les données carotte. Col. 8 : Perméabilité calculée et calage avec les données pétrophysique de carotte. Col. 9 : Plans de fractures d'après imagerie. Col. 10 : Description sédimentologique des carottes.

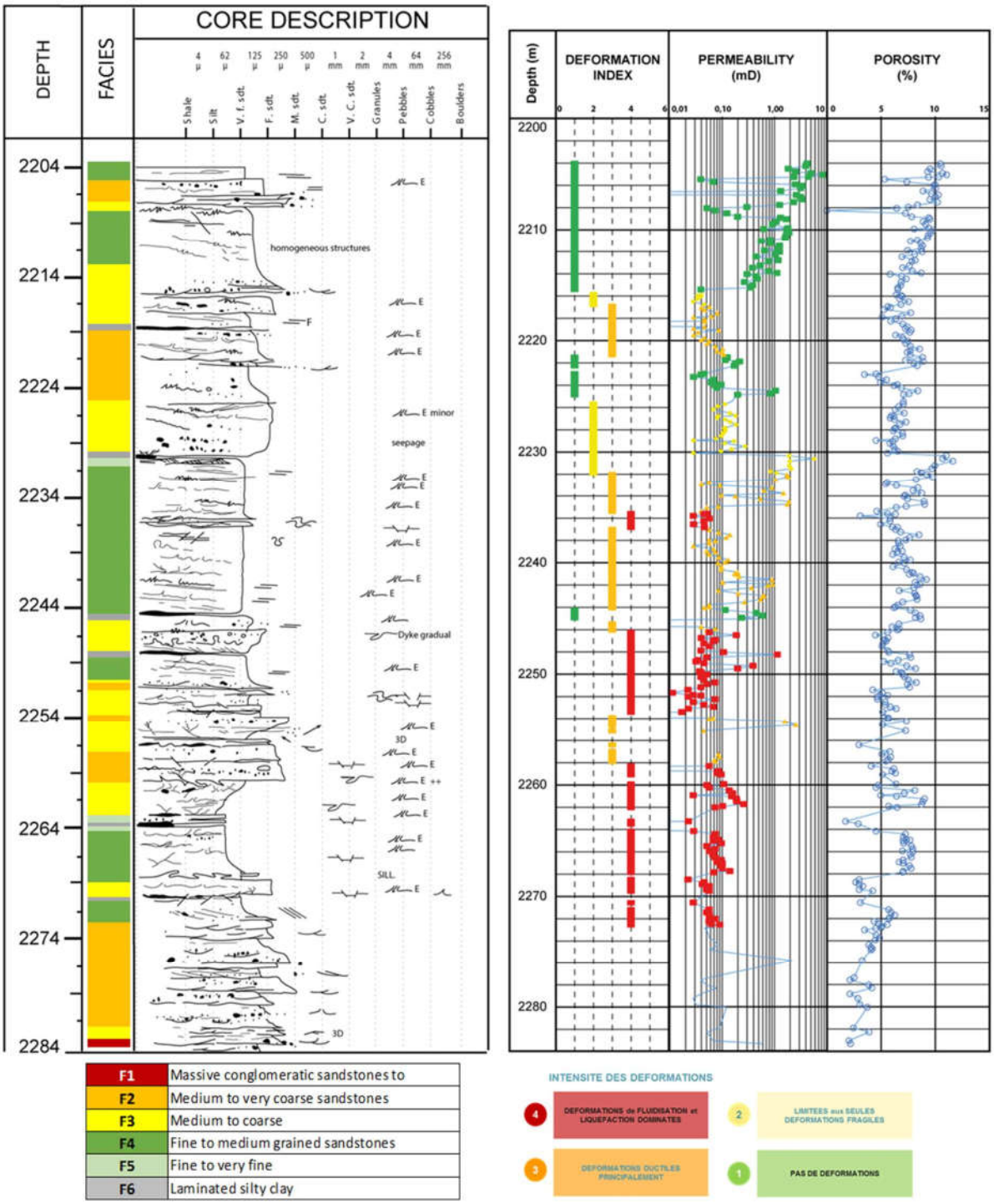


Figure 58 : Puits ODZ-302 : Log sédimentologique simplifié des carottes avec faciès et évolution des qualités réservoir et de l'intensité des déformations par surpression fluide selon la profondeur. (1, vert : pas de déformation observée ; 2, jaune : quelques déformations, rares, fragiles ou ductiles ; 3, orange : niveaux moyennement à très déformés, liquéfaction et indication de fluidisation. 4, rouge : niveaux très déformés, nombreuses indications d'élutriation, de figures de fluidisation, niveaux injectés). Détails sédimentologiques fournis en annexe 2 avec signification des symboles.

La porosité varie de 2 à 11% tandis que la perméabilité varie de 0.01 à 10 mD. Deux ensembles distincts de pétrofaciès et de qualités réservoir différentes sont visibles :

1. Les niveaux compacts ou de faible qualité réservoir avec une perméabilité comprise entre 0.01 et 0.2 mD et des porosités comprises entre 2 et 9% (ensemble entouré en rouge, Figure 56).
2. Les niveaux réservoirs avec une perméabilité qui évolue plus ou moins linéairement avec la porosité, de 0.2 à 10mD (perméabilité intergranulaire), avec des porosités comprises entre 6 et 11% (ensemble entouré en vert).

L'ensemble des mesures, description sédimentologique simplifiée, découpage stratigraphique retenu, et diagraphies fondamentales (neutron, densité, gamma-ray) sont représentés sur les fiches puits synthétiques des Figure 57 et Figure 58 ci-après.

On peut remarquer en restant focalisé sur l'Unité IV-3 inf. (seule unité ayant été carottée sur ce puits) que :

- Le Gamma Ray ne montre pas de réelles variations et il n'existe pas une signature diagraphique nette permettant de caractériser les différents faciès ;
- Les diagraphies de densité et de saturation (neutron) montrent une augmentation de la porosité en montant dans l'Unité IV-3 inf., bien calée sur les données de carottes, depuis des valeurs moyennes à 6% à des valeurs pouvant atteindre 10% à 2190 m. Une exception peut être faite autour de 2232-2238m qui correspond à un intervalle particulièrement fracturé.

Habituellement, pour comprendre la distribution des qualités réservoir, il est classique de corréler les classes de porosité et de perméabilité avec les faciès. Sur l'ensemble des carottes réalisées sur le puits 302, les faciès les plus représentés sont les faciès F2 à F4. Les grès très grossiers à conglomératiques du faciès F1 et les grès fins à rides de courant ou rides grimpantes ne sont pas bien représentés ici. Les niveaux argileux de décantation du faciès F6, non réservoir, ne sont pas échantillonnés.

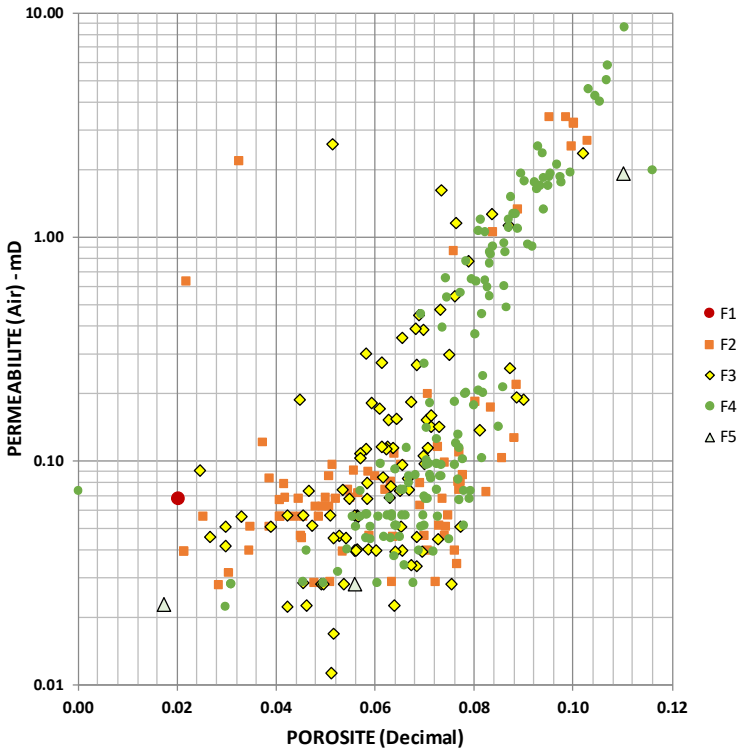


Figure 59 : Puits 302 - Qualité réservoir en fonction des faciès (F1 à F5)

Le graphique de la Figure 59 montre que les meilleures qualités réservoirs sont plutôt rencontrées dans le faciès F4, mais aussi plus occasionnellement dans les faciès F2 et F3. En revanche, dans le groupe des faibles qualités réservoir, il n'existe absolument plus de corrélation entre faciès sédimentaire et qualité réservoir.

Il apparait ainsi que les seuls faciès sédimentaires ne sont pas suffisants pour expliquer la distribution des qualités pétrophysiques, contrairement aux conclusions d'études récentes menées sur des réservoirs glaciaires Ordoviciens (Wells *et al.* 2018), et il est donc nécessaire de considérer d'autres éléments caractérisant le réservoir.

L'étape suivante a consisté à évaluer d'autres paramètres pouvant caractériser le réservoir. L'importance des déformations fluides et en particulier des figures d'élutriation a donc été évaluée par un paramètre, l'intensité de la déformation, qui a été découpée en quatre classes, numérotées de 1 à 4, et définies de la manière suivante (voir Figure 58) :

- Code 1 : Niveaux très peu à pas déformés ('null', en vert, structure sédimentaire préservée et encore bien visible).
- Code 2 : Niveaux faiblement déformés ('Low', en jaune) qui ont subi des déformations fragiles, ductiles voire de liquéfaction. Les structures sédimentaires sont encore visibles ou la fabrique bien organisée, avec des petites indications d'élutriation occasionnelle, limitée à quelques fissures ou niveaux plus argileux.
- Code 3 : Niveaux moyennement à très déformés ('medium to high', en orange), qui ont subi une fluidisation partielle, pour lesquels les figures d'échappement d'eau (dish) et d'élutriation sont fréquentes, associées à des fissures stylolitisées ou à des niveaux argileux et la présence d'auréoles de diffusion autour des galets mous argileux.
- Code 4 : Niveaux fortement déformés à injectés ('high', en rouge) ayant subi une fluidisation ou bien une homogénéisation, sans structure sédimentaire, avec de très fréquentes figures d'élutriation, des évidences d'injections (sill, dykes).

Les qualités réservoir ont ensuite été comparées à cette intensité de la déformation.

Sur la base du graphique perméabilité en fonction de la porosité (Figure 60) il est possible de retrouver plus ou moins les deux ensembles de pétrofaciès observés précédemment :

- Les bonnes qualités réservoir peuvent être associées à des intensités de déformations faibles ou à l'absence de déformation (codes 1 à 2).
- A l'inverse, les niveaux compacts ou à faibles qualités réservoir sont associés très majoritairement à des niveaux faiblement, moyennement ou très fortement déformés (codes 2, 3 et 4).

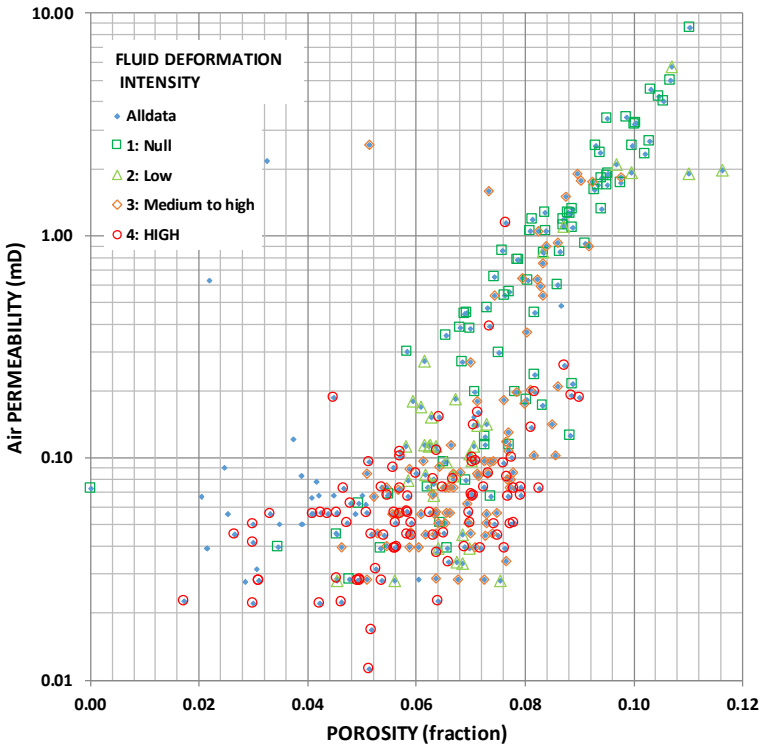


Figure 60 : Puits 302 : Evolution des qualités réservoir en fonction de l'intensité de la déformation par surpression fluide. Codes 1 à 4, variant entre l'absence de déformation (1) à très déformé (4).

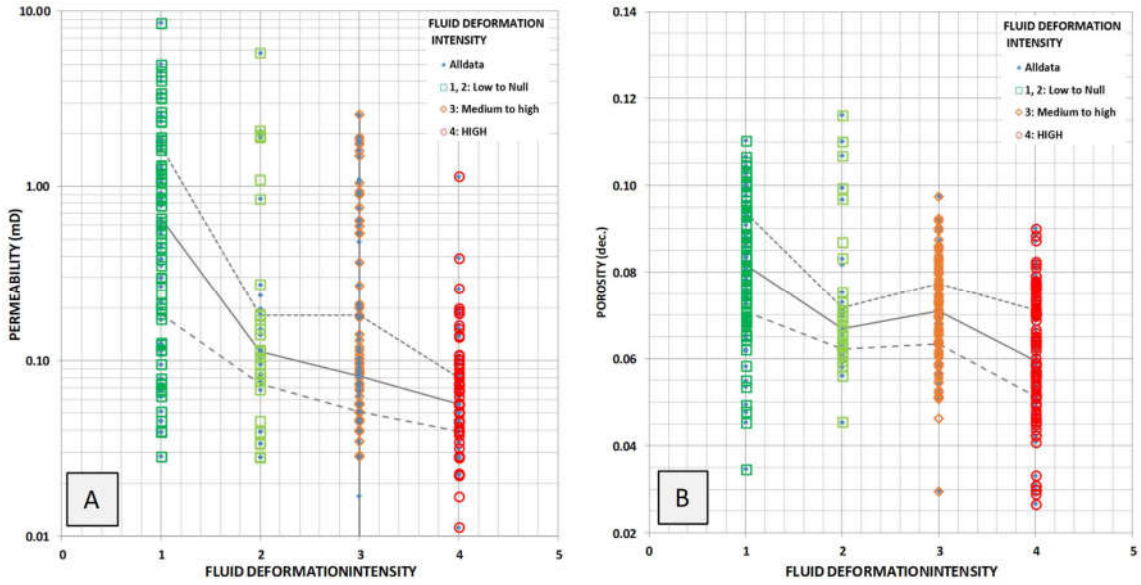


Figure 61 : Puits 302 - (A) : Evolution de la perméabilité en fonction de l'intensité de la déformation (codes 1 à 4). Courbe grise continue : médiane. Courbes pointillées : premier et troisième quartiles. (B) : Evolution de la porosité en fonction de la déformation. Médiane et quartiles : même légende.

	Perméabilité (mD)				Porosité (%)			
Intensité déformation	1	2	3	4	1	2	3	4
Moyenne	1.19	0.51	0.29	0.08	8%	7%	7%	6%
Ecart type	1.82	1.49	0.55	0.20	2.4%	2.5%	1.7%	1.8%
QUARTILE 1 -------	0.18	0.07	0.05	0.04	7.1%	6.2%	6.3%	5.1%
QUARTILE 2 (médiane) ———	0.65	0.11	0.08	0.06	8.2%	6.7%	7.1%	6.0%
QUARTILE 3 – – – –	1.68	0.18	0.18	0.08	9.4%	7.2%	7.7%	7.1%
QUARTILE 4	8.58	5.77	2.56	1.14	11.0%	11.6%	9.7%	9.0%

Tableau 4 : Puits 302 - Statistiques descriptives de la perméabilité et de la porosité en fonction de l'intensité de la déformation.

En ne considérant qu'un seul paramètre à la fois (voir Figure 61 et Tableau 4), la perméabilité montre une nette diminution en fonction de l'intensité de la déformation, la médiane passant de 0.65 mD à 0.06 mD, soit une réduction d'un facteur 10. Pour le quartile supérieur regroupant les meilleures perméabilités, la réduction est encore plus nette, les perméabilités passant de 1.7 à 0.08 mD, soit un facteur 20. Pour le quartile inférieur, ce facteur vaut 4.

Pour la porosité, la réduction est également très significative, puisque la médiane passe de 8.2% à 6%, soit une réduction de 25% de la porosité. Les chiffres sont comparables pour le premier et dernier quartile, la porosité perdant environ 2 points de porosité. Si les écarts sont nets entre les faciès non déformés (code 1) et les faciès moyennement à très fortement déformés (codes 3 et 4), il faut cependant noter que la seule présence de déformations, même limitées, (code 2) abaisse déjà sensiblement la porosité et qu'il n'y a pas de différence statistique de porosité entre les points des codes 2 et 3 (sauf valeurs extrêmes).

Les deux ensembles de mesures pétrophysiques sont ainsi interprétés comme l'équivalent des pétrofaciès définis par Tournier *et al.* (2010), à savoir les faciès QS1 (peu compacté, cimenté mais poreux et perméable) et QS2 (fortement compacté par pression-dissolution et très peu poreux et perméable).

En conclusion :

Le puits ODZ-302 constitue un très bon exemple pour comprendre le rôle et l'impact des déformations fluides sur les qualités réservoir.

Le puits est en effet un puits très bien carotté (~75m), sur une section continue et montre une claire évolution de la porosité et de la perméabilité avec la profondeur. Les faciès décrits dans l'étude sédimentologique varient peu, les faciès F2, F3 et F4 étant les faciès les plus représentés.

Les faciès sédimentaires ne permettent pas à eux seuls de décrire la variabilité de la porosité et de la perméabilité. En considérant une nouvelle variable, l'intensité des déformations fluides, il devient alors possible de distinguer les différentes classes de porosité et perméabilité, et en particulier d'isoler les niveaux présentant les meilleures qualités réservoir, avec une évolution linéaire de la perméabilité avec la porosité (intergranulaire), qui sont non déformés ou très marginalement, des niveaux compacts ou de faibles qualités réservoir, déformés à très déformés par l'effet des surpressions fluides.

Quel renseignement pouvons-nous tirer de ces déformations et de leur intensité, particulièrement nette en-dessous de la profondeur de 2234 mMD sur le puits ODZ-302 ?

En revenant sur le modèle sédimentologique proposé par Clerc *et al.* (2013), et adapté au cas du champ d'Oued Zine (Portier et Clerc, 2017), le modèle le plus simple consiste à supposer que :

- Les niveaux les plus profonds (sous la cote 2234 m) sont déposés en domaine sous-glaciaire confiné (Figure 62-A). La répétition des phases de couplage et découplage de la glace sur son substrat par fluctuation de la pression fluide et à l'interface glace-substrat a pour conséquence de déformer les sédiments glaciaires meubles tout juste mis en place. La cote 2234m apparait alors comme la dernière surface de couplage de la glace avec son substrat, à l'instar de la cote 100m mise en évidence sur la vallée d'Alnif (voir fig. 7A, in Clerc *et al*., 2013).
- Au-dessus, la glace devenue insuffisamment épaisse n'est plus couplée avec son substrat et se mettent alors en place des dépôts de moyenne à faible densité de type lobe / fan proglaciaire (voir Figure 7B). L'intensité des déformations est faible à nulle, limitées à de rares échappements fluides, classiques dans les turbidites ou les hyperpycnites.
- Enfin, le cycle glaciaire se clôt avec la mise en place d'un environnement proglaciaire distal, avec les dépôts des sables très fins et les courants dilués ou de faibles densités, la décantation des fines (argiles, silts) du plume (hypopycnal) et la sédimentation des dropstones (associés aux icebergs) [dépôt des niveaux micro-conglomératiques]. Ce stade correspond à la mise en place de l'Unité IV-3 sup.

Ce modèle permet en particulier de rendre compte de l'intensité plus forte des déformations, dans la moitié inférieure de l'Unité IV-3 et particulièrement sous la dernière surface de couplage de la glace avec son substrat.

Il devient alors possible d'avoir une approche plus prédictive des qualités réservoir, puisque reliées à l'intensité des déformations. Néanmoins, ces déformations qui varient dans le temps et dans l'espace, comme l'ont montré divers auteurs (Boulton *et al.,* 2007a, Piotroswksi *et al.,* 1997 par exemple) n'est pas chose aisée. Un modèle conceptuel peut alors aider à décrire les zones de plus fortes déformations.

Enfin, des modèles numériques d'écoulement de glace sur substrat meuble pourraient également aider à mieux localiser ces zones de fortes déformations et donc aider à la prédiction des qualités réservoir dans les plays glaciaires.

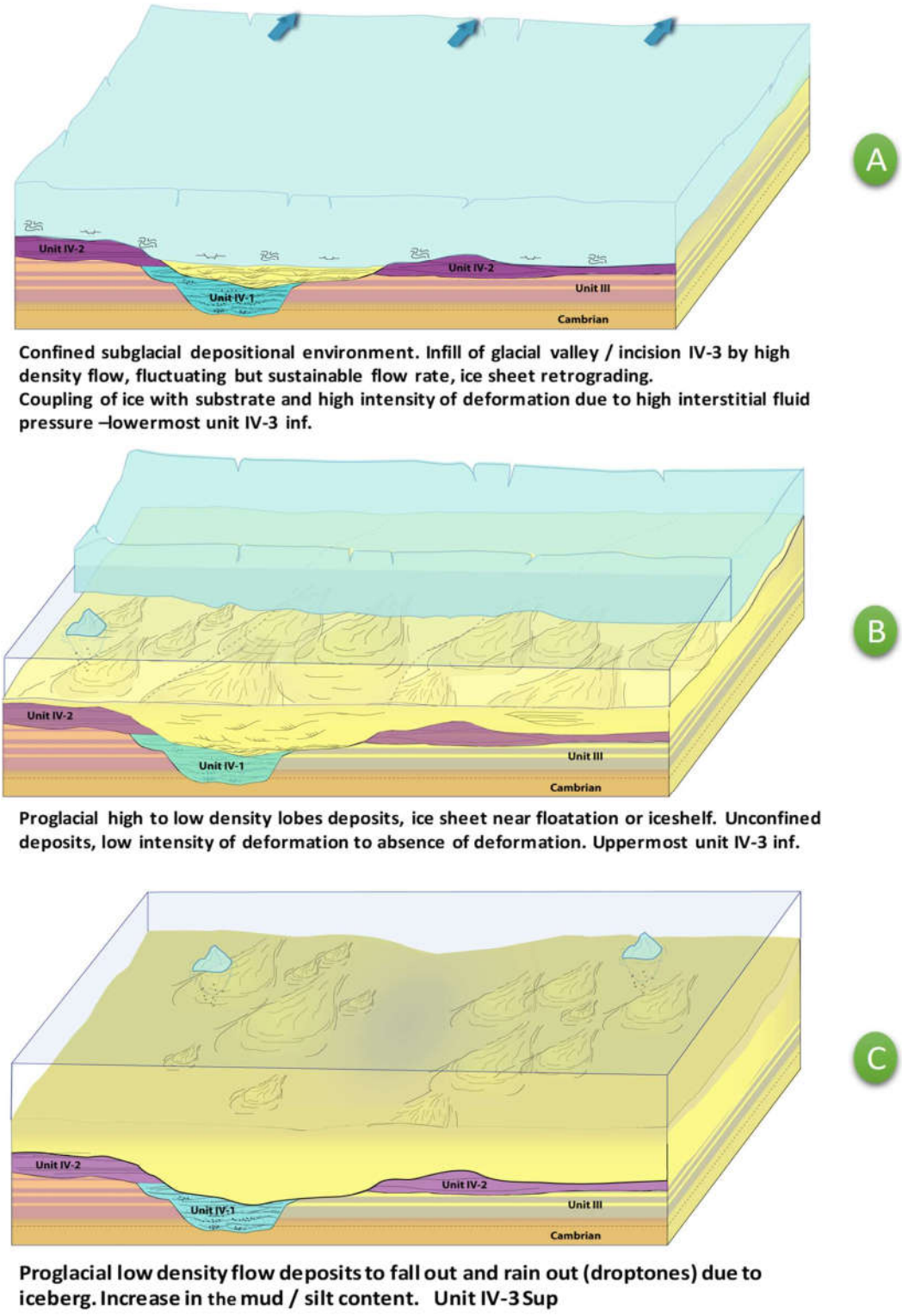


Figure 62 : Modèle de dépôt de l'Unité IV-3 et importance des déformations. (A) : domaine sous glaciaire confiné avec forte intensité des déformations, sur les épontes (IV-2) mais également sur les sédiments déposés dans l'axe de l'incision et juste avant le découplage « définitif » de la calotte glaciaire (cote 2420m). (B) : domaine proglaciaire (et probablement sous ice-shelf), déconfiné, et peu à non déformé par la glace. (C) : domaine proglaciaire distal, non confiné, avec dépôt des sables fins, des fines et dropstones.

5.7. Conclusions sur la diagenèse en domaine glaciaire

L'étude du champ d'Oued Zine permet de montrer que la distribution des qualités réservoir n'est pas directement reliée avec les faciès sédimentaires mais plutôt avec l'intensité des déformations associées aux surpressions fluides. Ces surpressions du fluide interstitiel sont essentiellement dues au poids de la glace exercé sur ses propres sédiments et aux nombreuses surfaces de couplage et d'entrainement lors de l'avancée de la glace.

L'intensité des déformations fluides semble jouer un rôle majeur dans la distribution des qualités réservoir. En effet, via l'expression des argiles, sous forme d'enrobage de grains, ou de tapissage de pores, elles contribuent à leur dispersion (Duranti et Hurst, 2004, Ravier, 2014). Ces enrobages sont ensuite responsables de la compaction chimique (Renard *et al.* 1997; Fisher *et al.* 2000, Tournier *et al.,* 2010) et de la réduction importante de porosité et de perméabilité. La présence d'un enrobage argileux des grains est également observée au sein des niveaux fluidisés sur les quelques lames minces étudiées[9] faites sur les nouvelles carottes des puits de développement de Touat depuis 2012 (Figure 63).

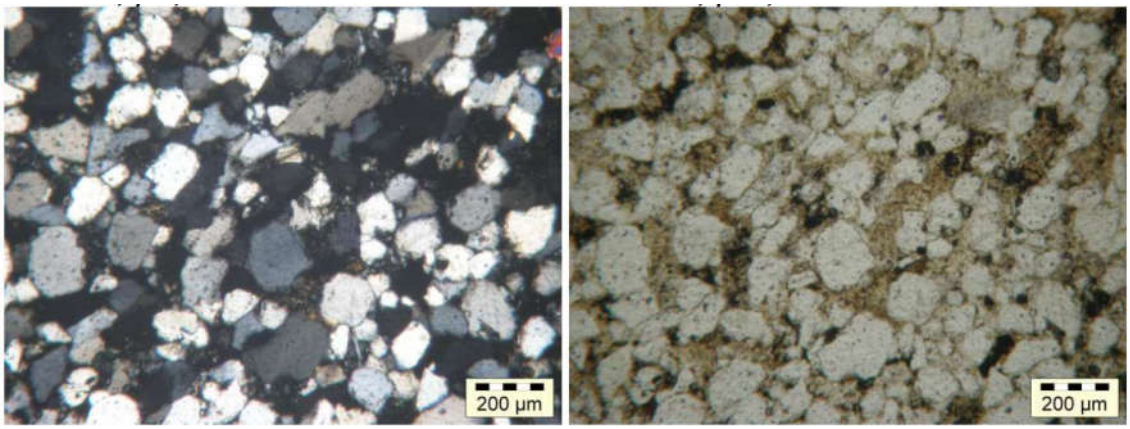


Figure 63 : Puits LT-301-Cote 1684.3m – Sable liquéfié, puis homogénéisé, montrant la présence d'une matrice argileuse, non homogène autour des gains de quartz. Possible enrobage argileux des grains avant enfouissement et compaction tel qu'il apparait sur ODZ. Photo microscope lumière naturelle et polarisée – D'après Etude diagénèse GTG-Berdioui *et al.*, 2016.

Pour qu'il y ait élutriation des argiles il faut :

1. Que des argiles (ou des fines) soient disponibles. D'après les observations faites sur les carottes des sédiments glaciaires d'Oued Zine, l'origine la plus probable de ces argiles est due à la remobilisation des argiles *in situ*, au sein même du sédiment. Il s'agit alors d'une source endogène. La sédimentation en environnement glaciaire permet le dépôt d'argiles, y compris en environnement sous-glaciaire. Bien documentés dans le Quaternaire (e.g. Winsemann *et al*., 2009, Lang *et al.,* 2012, Clerc *et al.,* 2012, Knight, 2015, …), les exemples de dépôts argileux décrits en environnement sous glaciaire sont plus rares dans l'ancien et l'Ordovicien en particulier (Ferry *et al*., 2013, Girard *et al.,* 2015). La présence de dépôts fins est fonction de l'intensité du courant qui dépend du flux d'eau de fonte, de la conductivité hydraulique du substrat (Clerc, 2012, Ravier *et al.* 2015) et du rayon hydraulique de l'espace d'accommodation et donc de la vitesse du courant.

[9] *Malheureusement, aucune étude diagenétique complète n'a pu être menée récemment à cause de l'impossibilité d'exporter les échantillons et faute de supervision localement. Il n'existe aucune lame mince sur le puits ODZ-302.*

2. Cette situation de remobilisation sédimentaire des argiles in-situ est particulièrement nette pour les injectites (sills et dykes) sur le champ d'Oued Zine, car elles sont le plus souvent injectées au sein d'unités plus argileuses ou à travers des barrières de perméabilité. Les éléments constitutifs des épontes peuvent alors être intégrés sous forme de clastes mous dans le sédiment fluidisé. Il existe de nombreux exemples sur les carottes où de tels clastes, sous forme de galets anguleux, subissent des phénomènes d'élutriation au sein des sables fluidisés (voir Figure 51 & Figure 52), avec diffusion et transport des particules argileuses. Ces élutriations se font essentiellement vers le haut (per ascensum) suivant la circulation de l'eau le long de conduits générés par de petites fractures normales ou des plans de faiblesse.

3. D'autres sources d'argiles sont constituées par les niveaux fins de décantation qui ont subi des phénomènes de bréchification, et qui une fois démantelés sous forme de fragments anguleux, voient une circulation d'eau sous pression permettant la diffusion des argiles par élutriation. Par ailleurs, ces barrières de perméabilité favorisent les surpressions fluides, avec des gradients de pression parfois importants entre l'eau à l'interface glace-substrat et les niveaux sédimentaires meubles plus profonds.

4. Les observations faites sur les carottes d'Oued Zine montrent que les petites fractures synsédimentaires, et plus généralement, les plans fragiles ouverts selon la contrainte minimale, permettent l'échappement et la circulation de l'eau et constituent autant de chemins d'élutriation des argiles. De très beaux exemples d'élutriation à l'apex des factures dans des sédiments liquéfiés à fluidisés sont rencontrés dans certains puits (ODZ-302). L'entrainement de particules argileuses dans des plans de fracture est documentée dans les roches indurées, au comportement fragile (par exemple Schleicher *et al.*, 2006) mais elles y restent confinées. Elles s'observent beaucoup plus rarement dans les sédiments meubles (Philips *et al.,* 2013) avec élutriation dans les sables encaissants.

5. Il a été observé que les argiles des dépôts fins de décantation (F6) – barrières de perméabilité pouvaient également diffuser dans les sables homogénéisés ou fluidisés (voir précédemment). Le cas des sables homogénéisés est intéressant mais ils n'ont pas été étudiés suffisamment, en particulier sur lames minces. Pourraient-ils correspondre à un mélange homogène dans le lequel les argiles sont en enrobage de grains comme dans les niveaux injectés ?

6. Enfin, dans le cas de la formation IV-3 sup, qui présente souvent des qualités réservoir modestes, la proposition d'un modèle de couplage / découplage associé à une sédimentation sous-glaciaire n'est pas adaptée. Il s'agit de niveaux plutôt hétérolithiques sédimentés dans un environnement de dépôts proglaciaire distal déconfiné, composés d'alternance de niveaux fins de décantation et de sables fins à très fins associés à des courants dilués. La stratonomie est très favorable à la génération de surpressions fluides de par la présence de nombreuses barrières de perméabilité. Les déformations observées montrent qu'il s'agit très fréquemment de niveaux fluidisés ou d'injectites (dykes et sills) comme sur le puits ODZ-3. Ces déformations ne peuvent donc se produire que lors des ré-avancées glaciaires, et sont donc très certainement non contemporaines des dépôts.

L'ensemble de ces conclusions et leurs impacts sur la distribution des qualités réservoir, classées selon les deux principaux pétrofaciès définis par Tournier *et al.* (2010) sur le champ d'Oued Zine, est résumé dans le schéma de la Figure 64.

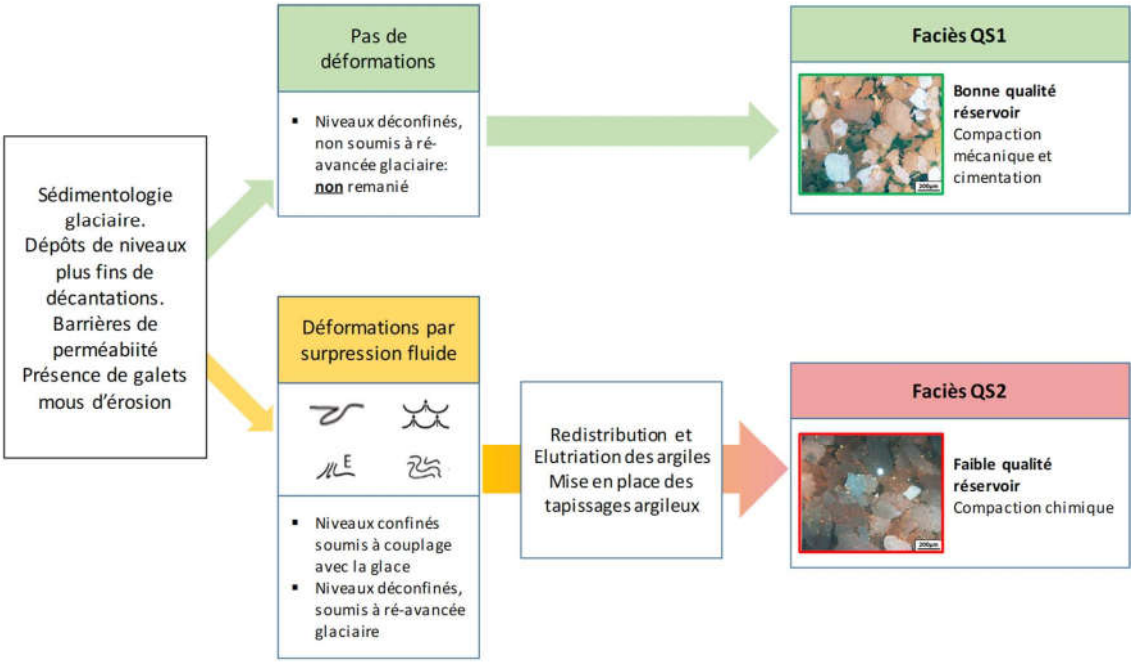


Figure 64 : Schéma récapitulatif du contrôle des qualités réservoir par les déformations fluide au sein du sédiment dans le réservoir glaciaire Ordovicien du champ d'Oued Zine.

Les questions posées dans le chapitre 4 étaient les suivantes :

1) *A-t-on des faciès sous-glaciaires ou au contraire exclusivement des faciès proglaciaires tels que décrits en 2005 (voir chapitre 3) ? Existe-t-il des faciès sous-glaciaires sur le champ d'Oued Zine avec association de structures de déformations par surpression fluide ?*

Les faciès et associations de faciès décrits sont très comparables à ceux observés sur la vallée glaciaire d'Alnif, à savoir des courants de densité plus ou moins concentrés, depuis des transports en masse à support matriciel à des courants tractifs, formant des mégarides et des lobes proximaux chenalisés ou des lobes distaux.

Les très nombreuses déformations, et notamment les figures de déformations de type fluidisation et injectites, l'association de déformations fragiles et ductiles, mais également l'existence de déformations limitées à des bancs individuels, sont autant d'éléments qui suggèrent la présence de dépôts sous-glaciaires confinés. D'autant que les mêmes faciès, déposés au-dessus de certains niveaux remarquables comme la dernière surface de couplage de la glace avec son substrat sur le puits 302, qui marque le passage d'un environnement de dépôt confiné à un environnement déconfiné, ne montrent pas ou quasiment plus de déformations par surpression fluide. L'intensité des déformations, très variable pour un même faciès et pour un même processus sédimentaire, la présence de figures de déformation témoignant de contraintes cisaillantes polyphasées écartent l'hypothèse de déformations uniquement associées à des échappements d'eaux qui seraient juste associés aux termes Tc/Td au sein de dépôts turbiditiques (Bouma, 1963, Lowe et Guy, 2001, Etienne *et al.,* 2013) ou à des déformations générées par des variations dans l'orientation et l'intensité des courants de turbidités avec le relief sous-marin (Tinterri *et al.*, 2016, Cunha *et al.,* 2017).

2) *Existent –il des surfaces de couplage / découplage de la glace sur son substrat lors de la mise en place des différentes unités glaciaires ? Comment expliquer les qualités réservoir réduites observées loin des planchers glaciaires, avec comme corolaire, la coexistence des deux types de faciès QS1 et QS2 sous un plancher glaciaire à substrat argileux ?*

L'existence de surface remarquable comme sur le puits 302 (à 2234m), permettant de distinguer des niveaux déformés à fortement déformés d'une part, de niveaux au-dessus non-déformés d'autre part, pour lesquels les structures sédimentaires sont préservées, de même que l'alternance de niveaux fortement déformés avec des niveaux moins déformés, permet de montrer qu'il existe bel et bien une succession de surfaces de couplage / découpage de la glace avec son substrat sur le champ d'Oued Zine. Cet empilement de surfaces et de sables déformés peut atteindre la centaine de mètres sur le champ d'Oued Zine, ce qui est le même ordre de grandeur que sur la vallée tunnel d'Alnif (Clerc *et al.,* 2013) ou de quelques dizaines de mètres sur la vallée tunnel d'Ihérir (Deschamps *et al*., 2013, Ferry *et al.,* 2013). La succession de tels cycles de couplage / découplage permet de comprendre pourquoi les niveaux confinés, et notamment ceux bien contraints à l'intérieur des incisions glaciaires présentent généralement des qualités réservoirs plus faibles (à l'instar de l'Unité IV-1).

Il permet de montrer aussi que pour des puits comme ODZ-302 (ou ODZ-4), il est possible d'avoir la coexistence des bons faciès de type QS1 sous les planchers glaciaires sur niveaux argileux et des pétrofaciès de faibles qualités réservoir de type QS2 plus profonds, dans l'axe des incisions glaciaires, et sur des épaisseurs parfois très significatives (sur ODZ -302 on peut estimer l'épaisseur des zones type QS2 à plus de 60 m).

3) *Il existe des déformations fluides qui ont été observées sur les carottes des puits du champ, mais quelle en est leur nature ? Quelle en est l'intensité ? A-t-on des phénomènes de fluidisation du sédiment ? Où se localisent les déformations fluides ?*

Les déformations observées sur le champ d'Oued Zine couvrent un large spectre, depuis un pôle fragile à un pôle ductile, des figures de liquéfaction, de fluidisation avec injectites ou d'homogénéisation. L'importance des déformations et notamment les fréquentes injectites sont très certainement sous estimées de par la difficulté à les reconnaitre sur carotte et par l'absence de carottes dans de nombreux intervalles.

Les déformations par surpression fluide semblent se rencontrer principalement dans les environnements confinés et au sein des incisions, plus rarement dans les sections débordantes sur les interfluves (environnement déconfiné, calotte flottante). Les observations tendent à montrer que l'intensité des déformations est plus importante dans les sables au sein des incisions, comme sur le puits ODZ-302, en dessous de la cote 2234m qui marque la dernière surface de couplage. Cette observation est également valable pour l'Unité IV-1, confinée. En revanche, elles sont beaucoup plus rares dans l'Unité IV-4 au niveau du puits ODZ-6 par exemple (Portier et Clerc, 2017, Ravier, 2014), puisqu'une dizaine de mètres au-dessus du plancher glaciaire de l'Unité IV-4 elles ne sont plus rencontrées. Il faudrait alors envisager pour l'Unité IV-4 un modèle proglaciaire tel qu'il a été défini sur le secteur de Foum Larjame au Maroc (Le Héron *et al.,* 2007), et pour lequel, le flux des eaux de fonte est très largement supérieur à la conductivité hydraulique du substrat, laissant à l'interface glace substrat une colonne d'eau empêchant le couplage de la glace avec son substrat (Clerc, 2012, Ravier *et al.* 2015).

4) *Observe-t-on dans ces niveaux (déformés) des indices d'infiltrations argileuses liées aux eaux de fonte dans le substrat, qui pourraient renseigner sur la source des argiles nécessaires à la mise en place des tapissages en enrobage des grains détritiques ? Et si non, la source des argiles est-elle locale, par remobilisation sédimentaire des niveaux fins et des niveaux grossiers à galets mous et matrice argileuse déposés en masse (débrites) ?*

   Ces figures de déformations et d'échappement d'eau peuvent-elles entrainer une fluidisation de la matrice et une élutriation des argiles, voire d'homogénéisation sédimentaire ? L'élutriation des argiles est-elle le seul mécanisme responsable de la mise en place des tapissages argileux ?

   Peut-on corréler les qualités réservoir et l'intensité de la déformation, notamment l'importance de la fluidisation ?

Les conclusions de cette étude indiqueraient que l'essentiel de l'argile en enrobage de grains provient de la remobilisation et de la redistribution des argiles détritiques, contemporaines du dépôt des sables, par bréchification des barrières de perméabilité argileuses, d'élutriation des clastes argileux dans les injectites ou dans les faciès associés aux courants de haute densité (présentant de très nombreux galets mous) ou encore, par homogénéisation des sables avec les niveaux fins de décantation. La question est maintenant de savoir s'il s'agit de l'unique source, locale, endogène, ou bien existe-t-il des évidences d'infiltration ou d'injection d'argiles associée aux eaux de fonte. Il n'existe pas de preuve, et les travaux réalisés par Ravier en 2014 sur le puits ODZ-6 tendraient à prouver que ces infiltrations ne sont pas observées. C'est en tout cas ce qui est observé sur les lames minces réalisées sur des échantillons situés sous le plancher glaciaire de l'Unité IV-4 qui ne montre aucun gradient d'argilosité ou une fréquence du nombre de grains enrobés qui diminuerait sous les planchers glaciaires en s'approfondissant.

Pour répondre complètement à la question, il pourrait être utile de réaliser un bilan de masse sur les argiles en tapissage et le comparer aux niveaux faiblement déformés, sachant que, de par le fort taux d'amalgame et les très nombreuses surfaces de réactivation, toute quantification de l'argile dans des séries non déformées est nécessairement un minorant.

5) *Et enfin, si les déformations par surpression fluide ont un impact sur la distribution des qualités réservoir, peut-on alors définir un modèle prédictif de leur distribution ?*

Un modèle prédictif des qualités réservoir suppose dans le modèle proposé que nous puissions cartographier ces déformations, et en donner une estimation de l'intensité. Ce n'est pas si simple et il est important de comparer nos résultats avec ceux d'autres sites ou d'autres affleurements et d'avoir une approche quantitative. Néanmoins, il est possible de proposer des cotes (z) au sein du modèle à partir desquelles les dépôts deviennent déconfinés et non affectés par les planchers glaciaires ultérieurs. De même, une modélisation numérique des déformations fluides au sein des incisions glaciaires, dans un modèle de glace pourrait aussi apporter des éléments de réponses sur leur répartition spatiale.

Un certain nombre de questions restent en suspens.

- Peut-on estimer quantitativement l'intensité des déformations ? Le proxy utilisé ici est étalonné sur la nature des déformations observées, qui sont classées de faible intensité lorsqu'elles se limitent à des déformations fragiles, à de forte intensité lorsqu'elles sont

associées à la fluidisation du sédiment, la plus forte intensité étant atteinte pour les injectites, avec tous les stades intermédiaires, de déformations ductiles à liquéfaction. Peut-on améliorer ce critère d'intensité ? Une des voies possibles dans l'estimation de ce critère consisterait à réaliser des essais analogiques en bac à sable, en injectant de l'eau dans des alternances argiles – sables. Il faudrait alors associer aux déformations (ou plutôt aux associations de déformations, à l'instar des associations de faciès) des valeurs de surpression fluide qui auront été mesurée au préalable à l'aide de manomètres lors des essais d'injection d'eau sous pression. Des essais similaires dans le cadre du projet i-SOFTSED pour reproduire ces déformations et savoir si elles peuvent être responsables de la formation de tapissage argileux au sein des sables sont actuellement en cours de réalisation par Ravier et collaborateurs à l'université du Mans en collaboration avec Neptune Energy (Ravier *et al.,* 2017)

- Peut-on aussi faire un bilan de masse de la quantité d'argiles produites par élutriation des épontes argileuses, des clastes entrainés dans les injections sableuses ou créés par bréchification des barrières argileuses ? Les quantités d'argiles redistribuées sont-elles suffisantes pour expliquer la totalité des argiles en enrobage de grains ou en tapissages de pores ? Par ailleurs, il existe un biais statistique puisque cela dépend aussi de l'échantillonnage et de la proximité avec des bancs argileux et de l'estimateur de l'intensité de la déformation qui est ici visuel, basé sur l'observation des figures de déformation, qu'elles soient associées à la fluidisation, liquéfaction, ou qu'elles soient ductiles ou fragiles.

En perspective, établir un critère plus rigoureux et plus quantitatif de l'intensité des élutriations et des déformations fluides est encore à rechercher. Il faudra commencer par étendre la méthodologie à d'autres puits ou à d'autres champs. L'observation au microscope des lames minces en particulier pourrait aider à cette quantification, notamment sur l'argilosité résultante de ces élutriations. Enfin, la description fine de ces déformations à différentes échelles est sans doute essentielle pour comprendre l'importance de ces tapissages argileux et leur contrôle sur la distribution des qualités réservoir.

Pour conclure, pour prédire les qualités pétrophysiques, il faut faudrait connaitre ou replacer dans un modèle sédimentologique l'intensité des déformations fluides et donc modéliser les zones de plus fortes pression fluides de l'eau interstitielle. Sont-elles systématiquement situées dans les zones de dépôts confinées, en position axiale ou sur les épaulements des vallées ?

Comme il a été vu également précédemment, si la source principale des argiles est endogène, il faut également que le modèle sédimentologique soit capable de prédire avec une certaine confiance le contenu en argiles des dépôts, en particulier de prévoir le ratio sable argile du réservoir. Le prélèvement d'échantillons et la réalisation de lames minces sur affleurements pourraient notamment permettre d'avoir une approche plus quantitative sur ces phénomènes.

Des méthodes d'investigation indirectes telles que des inversions géophysiques sur la porosité réservoir ou les propriétés mécaniques pourraient permettre d'avoir également une meilleure vision à plus grande échelle.

CHAPITRE 6

Contrôle des qualités réservoir en milieu estuarien. Exemple du champ de Petrel

Photographie : Succession d'une barre tidale, d'une barre de méandre hétérolithique et d'un faciès de plage (shoreface) (du bas vers le haut). Formation du Sego, Crétacé Inférieur (Néocomien), Utah, Septembre 2017 – Photo : E. Portier

6. Contrôle des qualités réservoir en milieu estuarien. Exemple du champ de Petrel

Ce chapitre est consacré à l'étude des principaux mécanismes diagenétique affectant le réservoir déposé en environnement estuarien dominé tidal du champ de Petrel, en Australie. La particularité de ce champ est de présenter de nombreux tapissages argileux de type chlorite, et de fortes hétérogénéités dans les qualités de réservoir.

L'objectif de ce chapitre est de répondre aux questions exposées ci-après et de réaliser un parallèle avec les facteurs de contrôle des qualités réservoir dans les réservoirs d'origine glaciaire au terme de ces travaux.

Les questions posées sont les suivantes :

- Existe-t-il un lien entre l'environnement de dépôt et les qualités du réservoir ?
- Quels est le lien entre tapissage argileux de chlorite et l'environnement de dépôt ? Existe-t-il un contrôle sédimentaire dans la mise en place et la distribution des tapissages argileux ?
- D'où vient l'argile et quelle est sa nature ? Quels sont les précurseurs argileux possibles ?
- Comment l'argile est –elle incorporée dans le sédiment ?
- Existe-t-il des zones privilégiées pour la mise en place des tapissages argileux ?
- Quels sont les paramètres de préservation des qualités réservoir ? Peut-on prédire les qualités réservoir dans l'exemple du champ de Pétrel et plus généralement dans les réservoirs déposés en environnement estuarien ?

Le principal réservoir du champ de Petrel est nommé R1. Il appartient à la formation du Cape Hay qui est d'âge Permien Supérieur, et il est enfoui à une profondeur actuelle de 3500 à 3600m. Il présente des qualités réservoir très hétérogènes. Il est constitué par l'aggradation de deux niveaux réservoirs, le réservoir inférieur R1B, déposé en plaine deltaïque ou en fond de baie sous forte influence tidale, et le réservoir supérieur, R1A, constitué par l'empilement de plusieurs barres tidales amalgamées.

Le champ de Petrel est un champ offshore, situé dans le sous bassin de Petrel, dans le bassin de Bonaparte, au NO de l'Australie, à 260 km à l'ouest de Darwin (Territoires du Nord). Découvert en 1969 par le forage du puits Petrel-1, il a été l'objet de plusieurs phases d'exploration et appréciation par plusieurs opérateurs dont Arco, Elf Aquitaine et Santos. Il est en phase d'appréciation / pré-développement depuis 2009 par ENGIE, et par Neptune Energy depuis 2018.

Les raisons des longues phases de recherche-appréciation résident essentiellement dans son isolement par rapport aux installations gazières existantes, aux conditions géotechniques du plancher marin (très argileux, nécessitant des barges flottantes de forage malgré une faible profondeur d'eau d'environ 100m), à la profondeur de son réservoir, mais surtout, à l'hétérogénéité des qualités pétrophysiques du réservoir. En effet, les puits montrent des performances très contrastées sur un champ très vaste (40 x 15 km). La réalisation du puits Petrel-7 en 2011 a permis d'avoir accès à un nouveau jeu complet de carottes dans le R1A, de réaliser de nouvelles descriptions sédimentologiques des puits et de mener une étude diagenétique complète, montrant l'importance des tapissages argileux de chlorite dans la préservation des qualités réservoir.

6.1. Présentation du champ du champ de Petrel et distribution des qualités réservoirs.

6.1.1 Cadre structural

Le champ de Petrel est situé dans le sous bassin de Petrel, dans la partie SSE du bassin de Bonaparte, sur la marge continentale NO de l'Australie, à la frontière entre l'état d'Australie de l'Ouest (« Western Australia ») et les Territoires du Nord (« Northern Territories »), à 260 km à l'Ouest de Darwin. Le bassin de Bonaparte est un bassin intracratonique délimité au nord par les plateformes et les hauts structuraux de Sahul et Ashmore, à l'Ouest par le haut structural de Londonderry, à l'Est par la plateforme de Darwin, et sa terminaison Sud par les affleurements sur le continent du socle Précambrien (Figure 65).

Les grandes failles qui affectent le bassin sont orientées NO-SE (N150). Le champ de Petrel est situé sur un axe anticlinal de même direction au centre du bassin (Ambrose, 2003, voir Figure 66).

Le sous bassin de Petrel a une structure globale de rift oblique (Baxter, 1998), qui commence à s'ouvrir à partir du Dévonien selon une direction NE-SW, s'accommodant sur de petites failles transverses E-O. Le pré-rift est marqué par le dépôt dès le Silurien de séries salifères. La subsidence s'accélère à partir du milieu du Dévonien et jusqu'au début du Carbonifère avec des séries en érosion ou tronquées sur les épaulements du graben (Bloc du Kimberley au SO, et de la plateforme de Darwin au NO, voir Figure 67).

La subsidence continue au Carbonifère mais selon une direction NO-SE (Baxter, 1998, Goncharov 2004, Figure 67). Des mouvements en décrochement se développent le long des failles NO-SE et les séries s'épaississent considérablement, avec l'océanisation et l'ouverture de la Néo-Téthys à partir du Sakmarien (Base du Permien, 280 Ma, Stampfli et Borel, 2002) au Nord-Ouest des bassins de Carnavon et Canning (Figure 67). La très forte subsidence du bassin au Carbonifère permet d'accumuler des quantités significatives de sédiments sur plus de 10 km, avant un ralentissement de la subsidence au Permien, subsidence qui se marque par un amincissement lithosphérique et la création d'une anomalie gravimétrique positive significative sous le bassin de Petrel (Kennard *et al.,* 2002, Goncharov 2004).

Le Permien est caractérisé par une subsidence plus lente et la mise en place d'aires de sédimentation marine silicoclastique peu profonde à influence tidale, alimentées par une source sédimentaire continentale fluviatile en provenance du SE dans l'axe du bassin, ou transversalement par les zones de relais au niveau des épaulements de socle.

Le Trias, très peu subsident, caractérisé par la mise en place de séries continentales, se termine par une inversion tectonique de faible ampleur, la réactivation des linéaments de socle et un soulèvement des épaules du graben, appelée inversion du Fitzroy et datée entre le Carnien et le début du Jurassique (qui voit la séparation du bloc de Lhassa-Tibet, Lech, 2013). Cette inversion est visible sur la ligne sismique de la Figure 67.

La subsidence, essentiellement thermique (Kennard *et al*., 2002) reprend lentement et continue jusqu'au Miocène, avec une dernière petite phase d'inversion tectonique au Miocène (phase compressive Irian-Papoue avec la formation de l'arc volcanique de Banda).

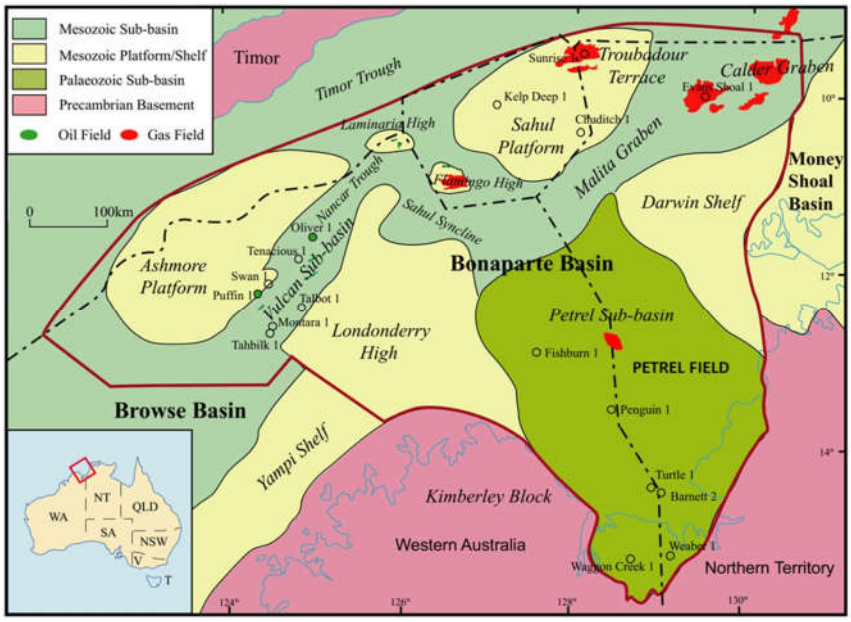


Figure 65 : Localisation du champ de Petrel dans le sous bassin de Petrel, Bassin de Bonaparte. En rose, le socle Précambrien. Modifié d'après la carte structurale publiée par le service géologique de 'Western Australia' (http:// www.ga.gov.au/oceans/rpg_Bonaparte.jsp)

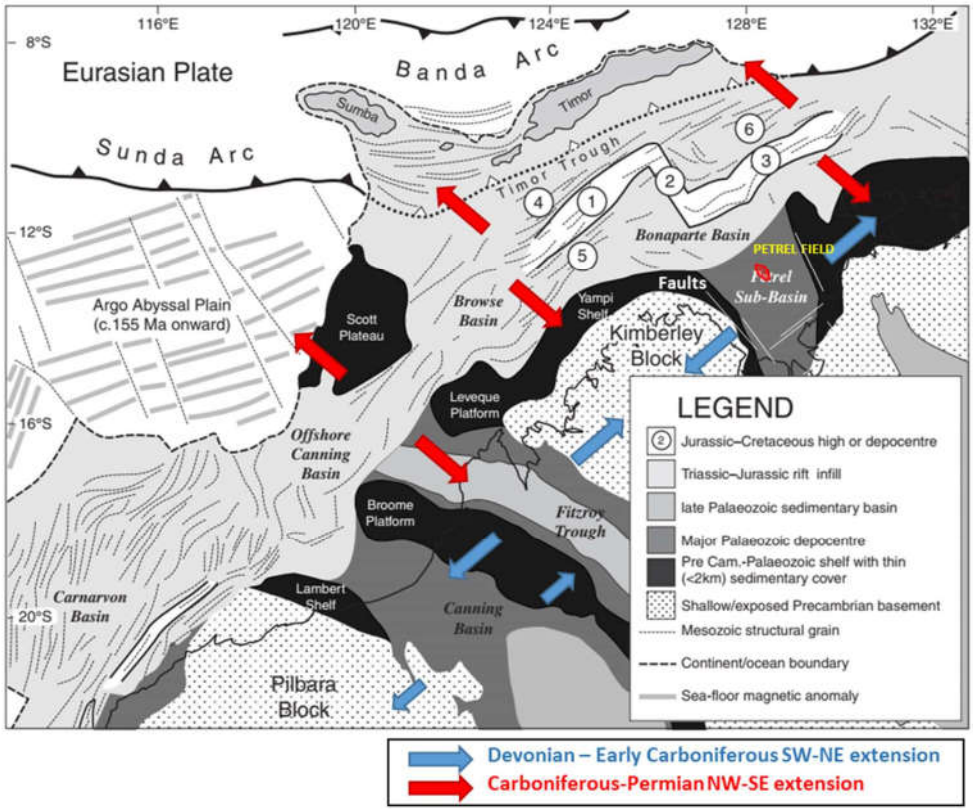


Figure 66 : Principaux linéaments et bassins paléozoïques et mésozoïques de la marge NO Australienne. Les flèches en bleu indiquent l'extension du Dévonien au début du Carbonifère ; Les flèches en rouge indiquent l'extension NO-SE de la fin du Carbonifère jusqu'au Permien. La position du champ de Pétrel est indiquée dans le sous bassin de Petrel (au NE). Modifié d'après Keep *et al.*, 2007 et Harrowfield *et al.*, 2003.

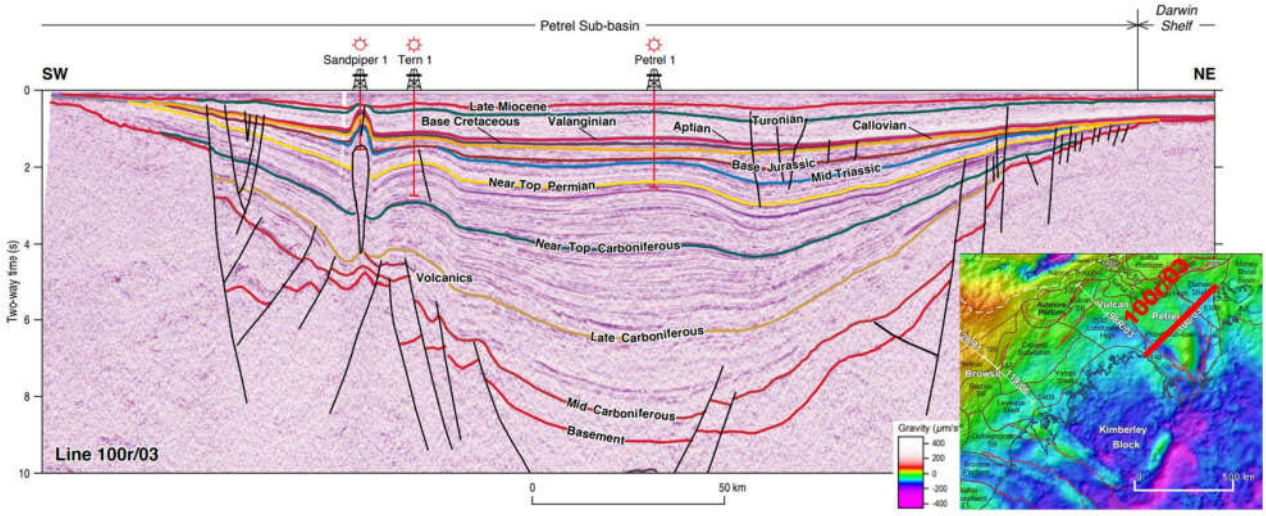


Figure 67 : Ligne sismique AGSO 100r/03 SO-NE passant par le puits Petrel-1 avec interprétation des différents marqueurs sismiques par AGSO 2001. Le Dévonien (marqueur rouge du bas) se situe vers 9 sec temps double (TWT), soit presque 20 km (Goncharov 2004). Ligne sismique issue du Australian Government Geosciences - Australia. En bas à droite, plan de position de la ligne sismique sur carte d'anomalie de gravimétrie, tirée de Goncharov, 2004.

6.1.2 Cadre géologique et sédimentologique

Le contexte structural du bassin de Bonaparte et du champ de Petrel, sur un rift avorté et une subsidence forte, particulièrement au Carbonifère, a permis d'accumuler au centre du sous-bassin de Petrel près de 20 km de séries sédimentaires (Goncharov, 2004).

La colonne stratigraphique est donnée sur les Figure 68 et Figure 69.

Elle débute par la mise en place des séries salifères du Silurien, qui sont à l'origine d'un diapirisme mal daté sur les bordures SO du bassin, dès le Carbonifère et le Permien, comme observé sur les champs de Tern, Frigate, Lacrosse et Turtle au SO du bassin (Figure 67). Elle continue par d'épaisses séries calcaires et argilo-silteuses au Dévonien et au Carbonifère.

Le Permien voit des conditions moins subsidentes et permet la mise en place de séries de plateforme peu profonde avec la mise en place de séries continentales de type plaines côtières ou alluviales, deltaïques ou estuariennes, en alternance avec des séries marines peu profondes argileuses ou calcaires. C'est durant cette période que se met en place la formation du Hyland Bay à laquelle appartient la formation du Cape Hay et le réservoir du R1 (Barett *et al.,* 2003).

La formation du Cape Hay au sens strict est encadrée par deux niveaux marins calcaires, la formation du Pearce à limite du Permien Inferieur et du Permien Supérieur, et la formation calcaire du Dombey datée de la fin du Permien et qui marque l'ennoiement de la plateforme (Robinson et Mc Inerney, 2003).

Le bassin est ensuite recouvert par une mer épicontinentale avec le dépôt de la formation argileuse du Mont Godwin) -séparée par plusieurs cycles eustatiques d'ordre 2 et le dépôt des sables des formations de Tern et Pengouin- avant la mise en place d'une épaisse série régressive continentale (les 'Red Beds' de la formation de Malita) durant l'inversion tectonique de la seconde moitié du Trias (Robinson et Mc Inerney, 2003).

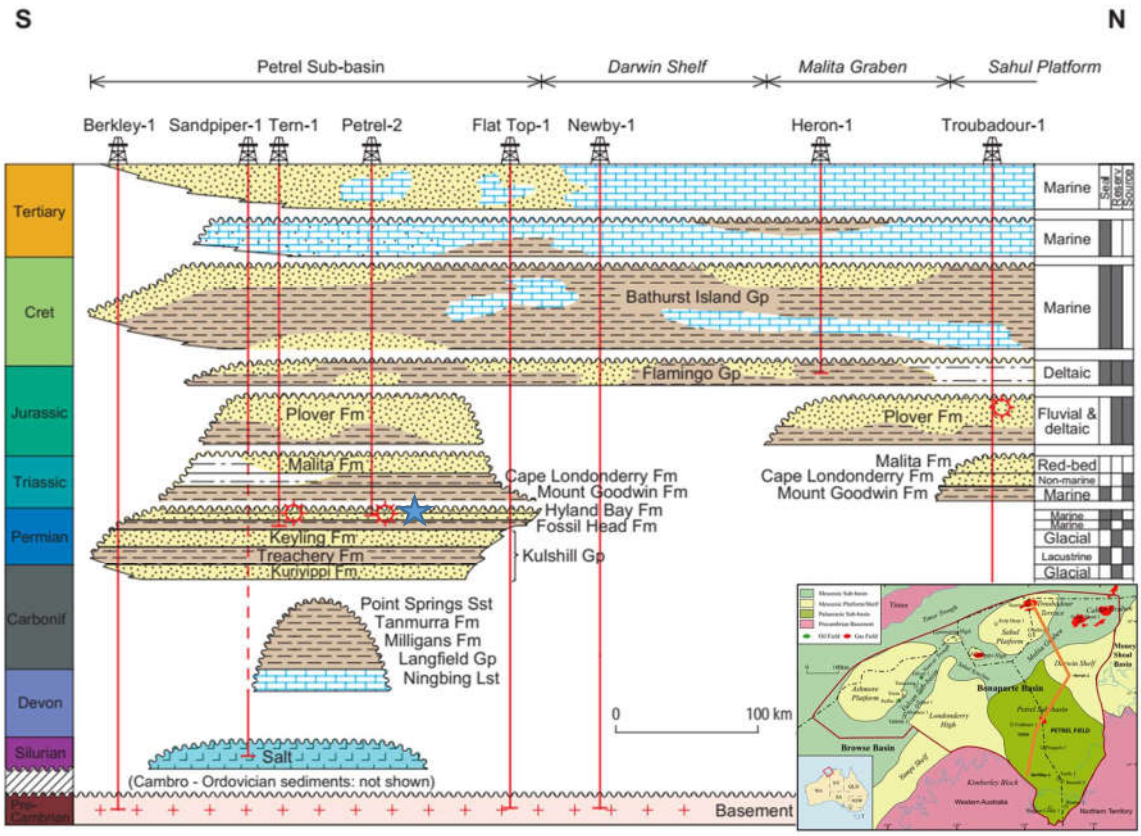


Figure 68 : Charte chronostratigraphique du bassin de Bonaparte (coupe Sud-Nord, depuis le sous bassin de Petrel à la plateforme de Sahul). Modifié d'après Barrett *et al.*, 2003. ★ : Cape Hay Fm ou équivalent (i.e. Hyland Bay Fm).

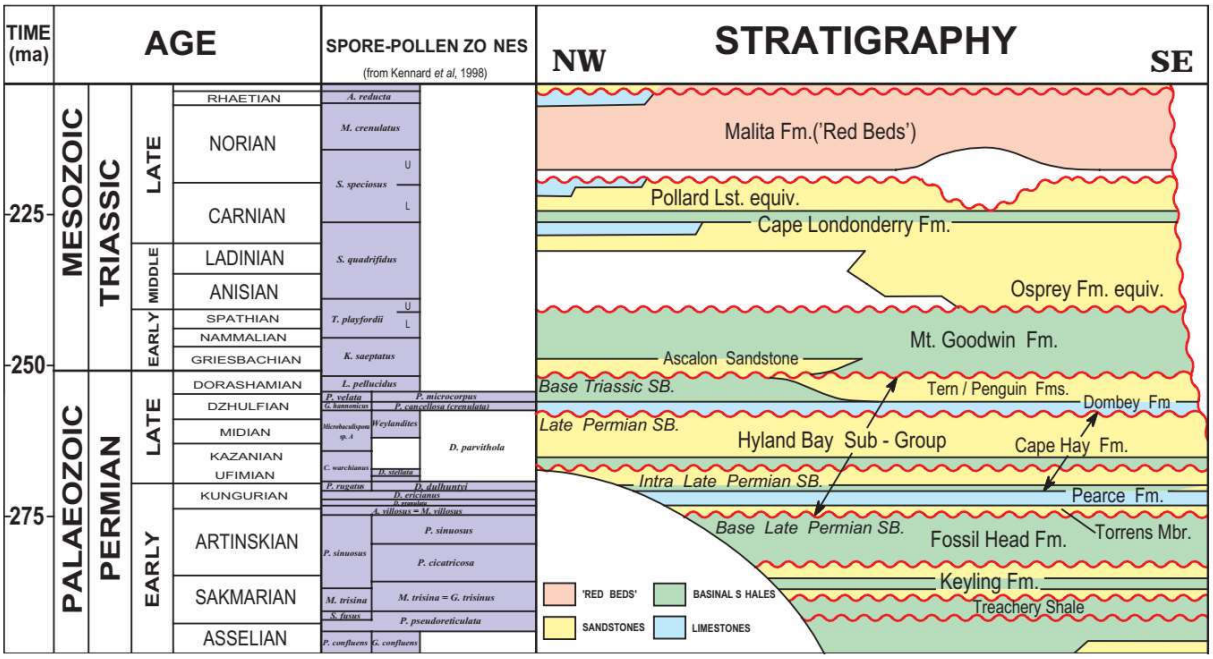


Figure 69 : Cadre bio et lithostratigraphique du sous bassin de Petrel. Biozones d'après Kennard *et al.,* 1998. Nomenclature des formations d'après Gorter et *al.,* 1998. In Robinson et Mc Inerney, 2003.

La sédimentation qui se poursuit jusqu'à l'actuel est essentiellement une sédimentation marine peu profonde sur une marge continentale devenue marge passive avec le dépôt des formations du Bathurst Island Group et du Woodbine Group, essentiellement argileuses ou composées par une boue fine calcaire, déposée en environnement offshore à offshore supérieur (AGSO 2014).

La formation du Cape Hay est une formation essentiellement argilo-sableuse, épaisse d'environ 330m dans le centre du bassin, avec un maximum d'épaisseur atteint dans les puits Petrel-4, -7 et -3, et avec un amincissement en allant vers le NO vers Petrel-5 où pourrait se situer un ancien seuil (O'Brien et Higgins, 1996) contrôlant les échanges sédimentaires entre la pleine mer (ouverte) et les environnements côtiers plus confinés au sein des anciennes vallées incisées d'origine glaciaire (Désaubliaux et Del Negro, 2010).

Le réservoir du Cape Hay a été traditionnellement divisé en 5 unités numérotées A à E par Bathia *et al.* (1984) et plus récemment en trois unités, Lower, Middle et Lower Zones par Kloss *et al.* (2004) afin de mieux rendre compte des 3 cycles d'ordre 3 de la stratigraphie séquentielle établie par Kloss *et al.* (2004) (voir Figure 71).

Les sédiments des 'Middle et 'Lower Zone' ont été décrits comme déposés en environnement fluviatile ou de plaine côtière, avec notamment la présence de sable grossier conglomératique, des fragments anguleux argileux témoignant de l'érosion de sol ou d'argiles de type plaine alluviale (Kloss *et al.,* 2004). Les palynomorphes étudiés, essentiellement des spores, acritarches et quelques rares algues témoignent d'un environnement d'eau douce ou d'eau saumâtre qui est largement dominé par les apports fluviatiles (Kloss *et al.,* 2004). Le maximum de régression est atteint dans la 'Middle Zone' ou la base de l'unité D définie par Bathia *et al*. (1984) – Figure 71.

L'unité supérieure, correspondant à l'Upper Zone et aux unités D et E de Bathia *et al.* (1984), montre globalement un enrichissement en sables et des séquences gréseuses de plus en plus épaisses. Elle constitue le principal réservoir gréseux du Cape Hay. Cette unité a été étudiée d'un point de vue sédimentologique par divers auteurs :

(A) Bathia *et al.* (1984) proposent pour l'unité D des environnements composés par des replats de marée et de barres tidales déposés dans un lagon protégé par les vagues et pour l'unité E, un environnement de type delta de fond de baie ('Bay Head Delta') ou de type barre de méandre hétérolithique influencée par les marées. Pour Robinson et Mc Inerney (2003), l'Lower Zone est déposée au sein d'un immense système deltaïque, dominé tidal, né de la coalescence de plusieurs fleuves côtiers en provenance du SE (Figure 70). Ce modèle suppose une progradation du cortège sédimentaire vers la mer située au NNO.

(B) Pour d'autres auteurs comme Kloss *et al*. (2004), l'influence marine est de plus en plus marquée, avec des faciès hétérolithiques et des chenaux de marées. La partie supérieure est décrite comme constituée par des replats de marée mixtes ou sableux, et latéralement, vers l'Ouest sur les puits Petrel-4 et -5, par des « complexes tidaux » non définis, mais qui peuvent être interprétés comme un delta tidal à l'entrée d'une baie protégée des vagues par une flèche littorale ('spit'). Les derniers mètres sous les calcaires du Dombey montrent clairement un remaniement par les vagues avec le dépôt d'un fin lag coquiller caractéristique d'un environnement marin. Ce schéma en transgression est étayé par les observations des biomarqueurs et des palynomorphes (Kloss *et al.,* 2004) -voir Figure 72.

(C) Ce modèle est aussi celui proposé par Désaubliaux et Del Negro (2010), avec un environnement de type estuarien protégé par une flèche littorale (spit), et l'aggradation de

barres tidales, granocroissantes et stratocroissantes, remaniées dans leur partie supérieure par les vagues, chacune correspondant aux cycles transgressifs mineurs d'ordre 4. Les derniers niveaux sont également interprétés comme étant des dépôts de type delta tidal, influencé par les vagues, et latéralement, par des dépôts de replats de marée sableux ou mixtes (voir Figure 75 : et comparer avec le schéma de corrélation proposé par Kloss *et al.* (2004) de la Figure 72).

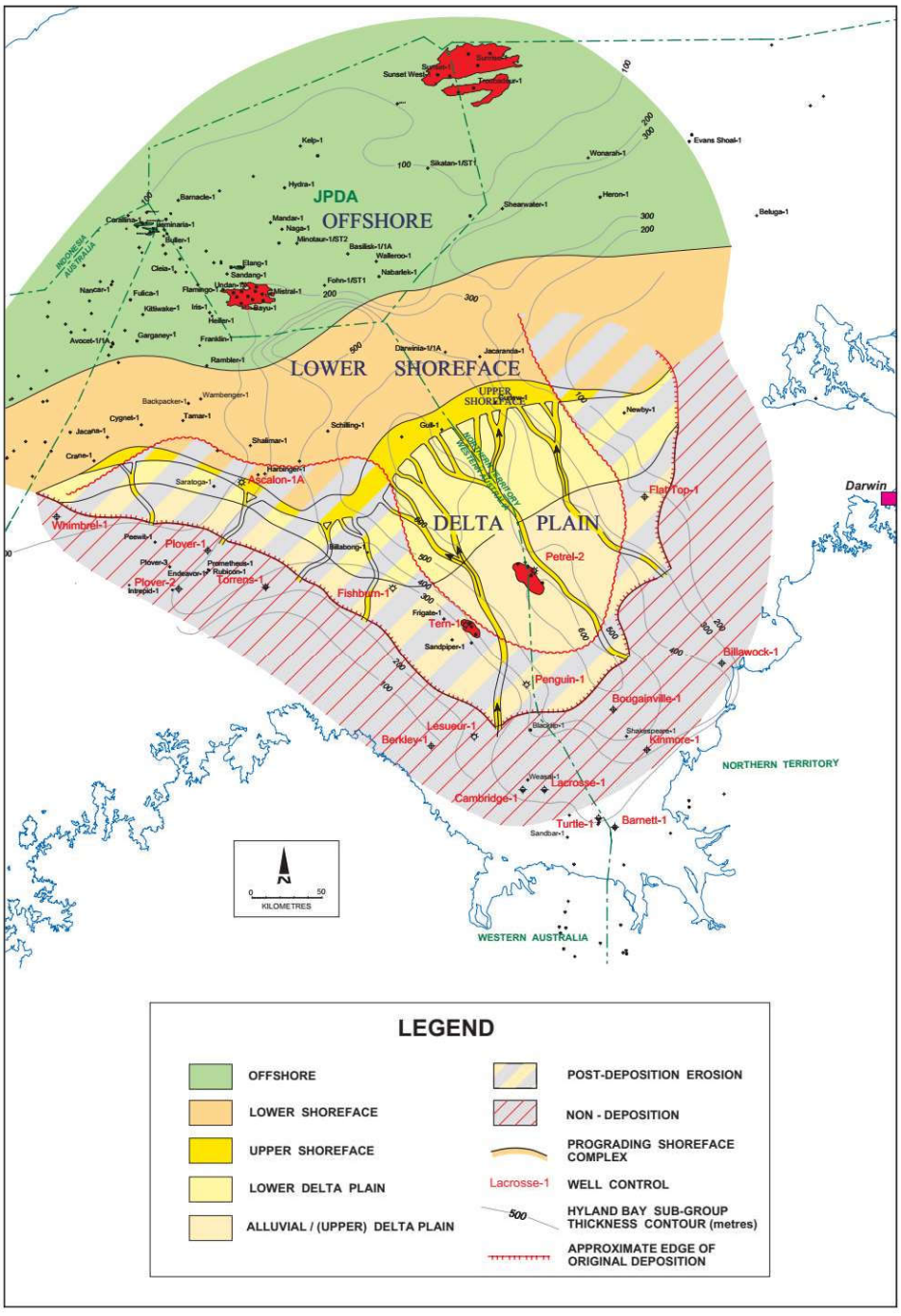


Figure 70 : Modèle de dépôt et paléogéographie du membre R1 de la formation du Cape Hay (supérieur) dans le sous bassin de Petrel, juste sous les calcaires du Dombey (biozone à *D. Parvithola*, Permien terminal). D'après Robinson et Mc Inerney, 2003.

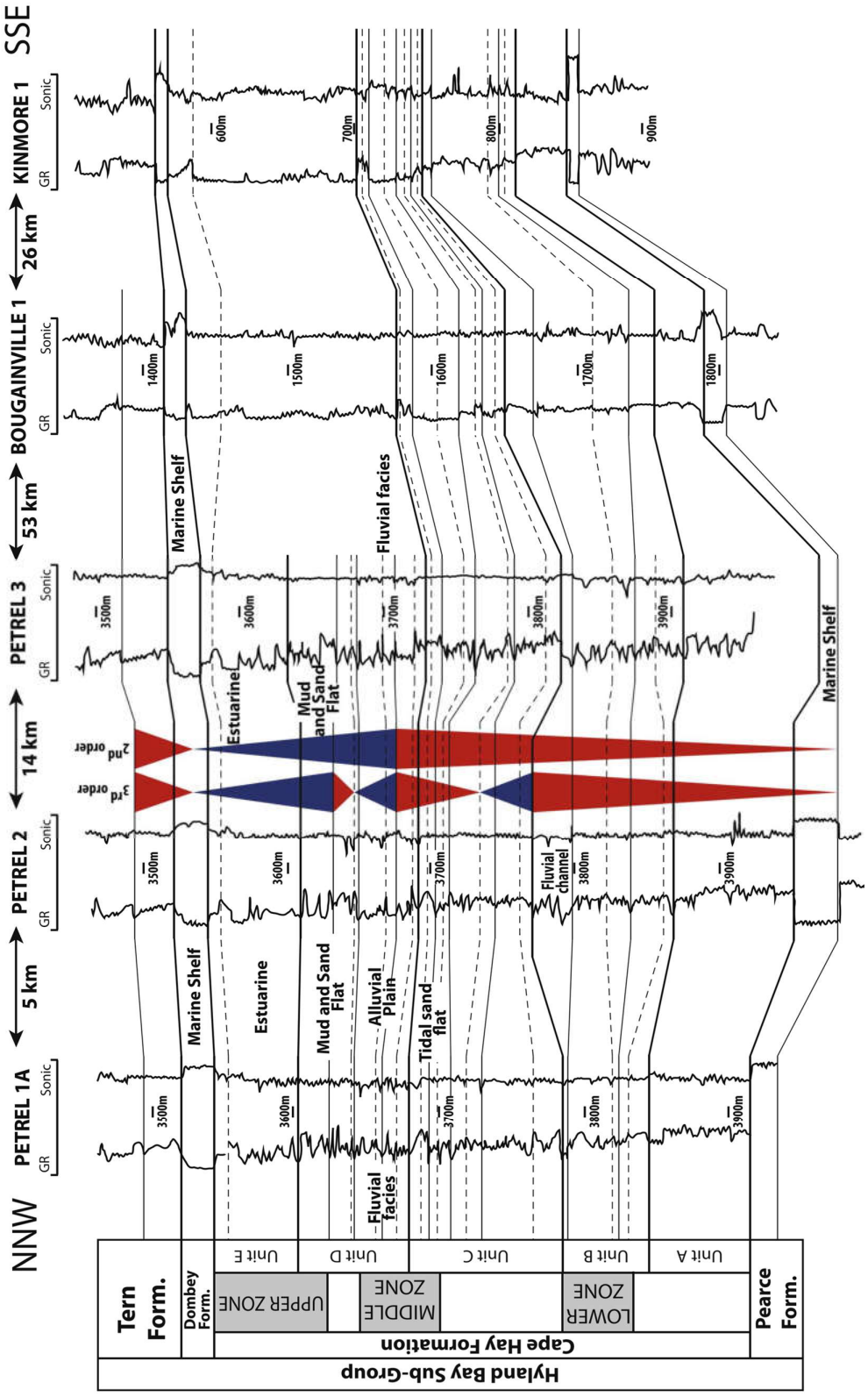


Figure 71 : Modèle stratigraphique de la formation du Cape Hay avec els sous unités A à E définies par Bathia *et al.* (1984) et les séquences stratigraphiques 'Lower,', 'Middle' et 'Upper' proposée par Kloos *et al.* (2004) entre les puits Petrel-1, -2, -3, Bougainville-1 et Kinmore-1 (selon un axe NNO-SSE).

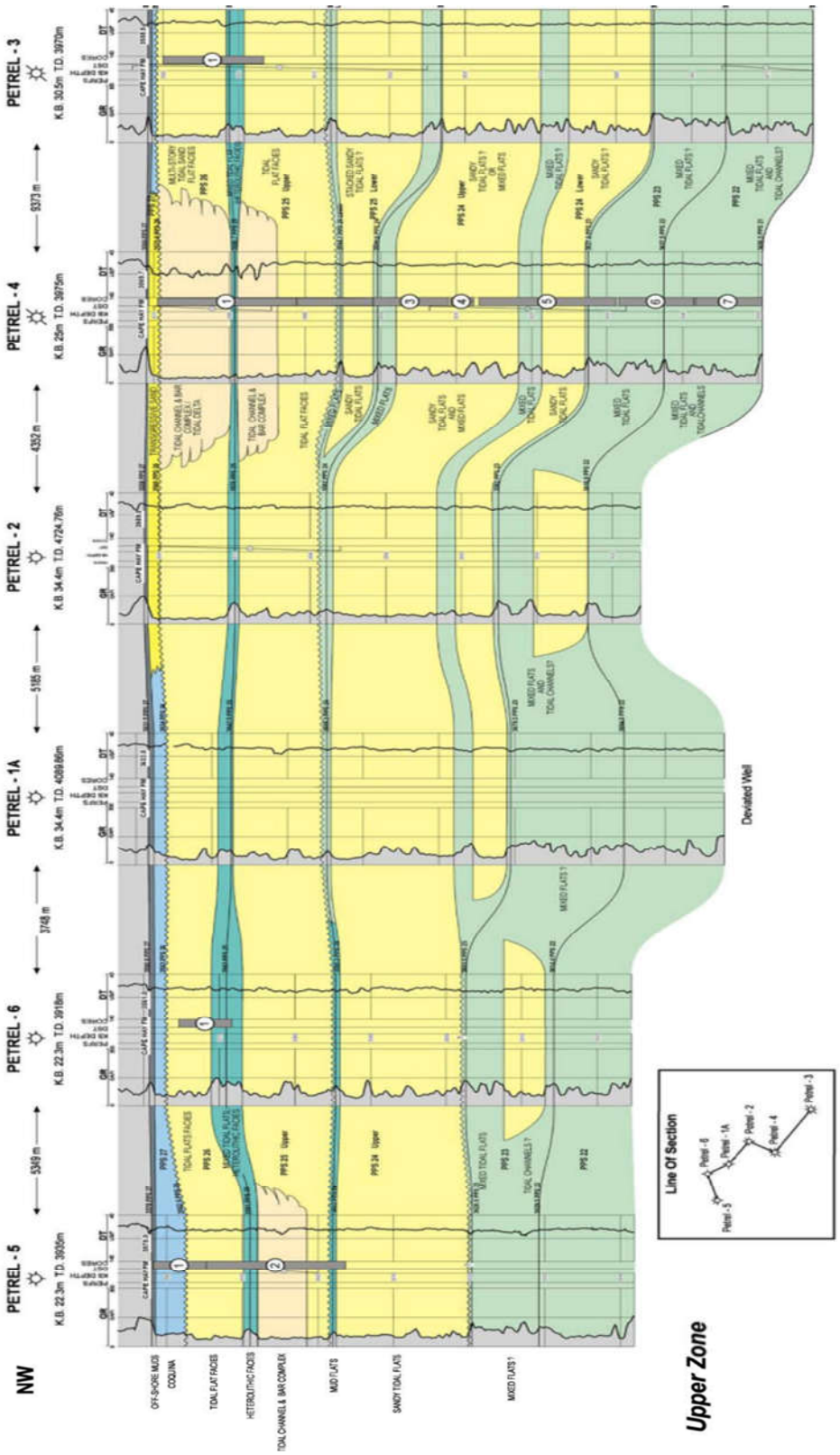


Figure 72 : Schéma de corrélation proposé par Kloos *et al.* (2004) entre les puits Petrel-5, -6, -1, -2, -4 et -3 suivant une direction NO-SE. Longueur : 29 km. Epaisseur du réservoir : 80m au puits Petrel-4 – 10m entre marqueurs.

6.1.3 Présentation du champ de Petrel et des qualités réservoir

Le champ de Petrel est une vaste structure anticlinale symétrique (d'environ 500 km²) et de faible amplitude (<80 m), d'axe NO-SE, longue de 40 km sur 15 de large. Cette structure, au centre du bassin, est en apparence peu faillée et détachée de toutes failles importantes de socle dont la structuration aurait été acquise lors de l'inversion Fitzroy à la fin du Trias (O'Brien et Higgins, 1996).

Le réservoir, composé des sables de la formation du Cape Hay est à une profondeur variant entre 3500 et 3700 m et qui correspond à la profondeur maximale atteinte par ce réservoir. Il a été rencontré par 7 puits, le premier foré par Arco Australia en 1969, qui s'est terminé par une éruption du puits et la nécessité de forer un second puits, le puits 1A, pour le contrôler. Les puits suivants ont été réalisés en 1971, 1982, 1988 (par Elf Aquitaine), 1994, 1996 (par Santos) et en 2011 par GDF SUEZ, avec le forage du puits Petrel-7. La distance moyenne entre les puits est d'environ 5km. Le champ est couvert par une sismique 3D retraitée en 2010 et 2011 (Figure 73).

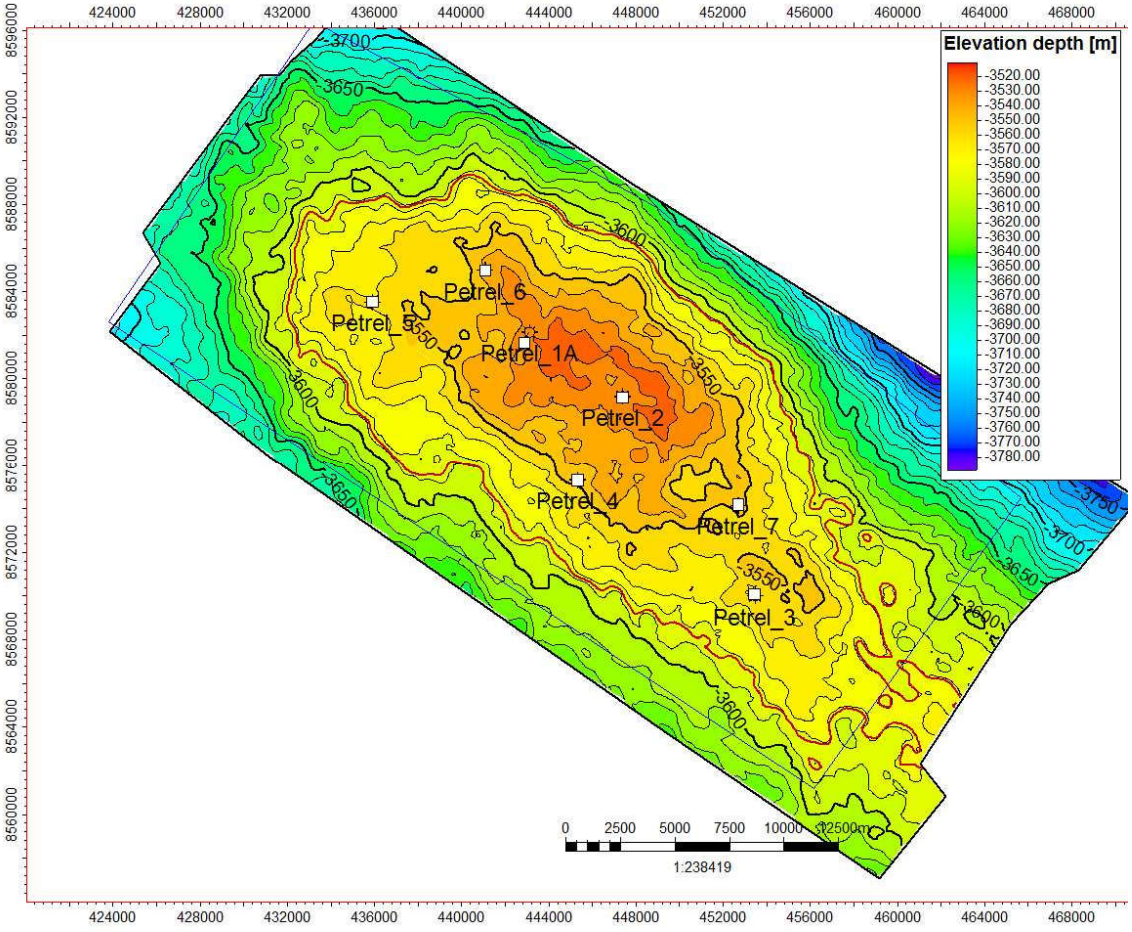


Figure 73 : Carte structurale au toit de la formation du Cape Hay. Profondeur en m/mer. Echelle horizontale en mètres. Carte FDP 2013. Source : BLNG 2013.

Le réservoir est découpé en 4 unités, numérotées R1, R2, R3 et R4 (Désaubliaux et Del Negro, 2010, voir Figure 75 :) correspondant aux unités E, D/C, B et A respectivement, telles que définies par Bathia *et al.*, (1984). Le maximum de régression est à la base de l'unité D (Figure 71) ou au milieu de la 'Lower Zone' telle que définie par Kloss *et al.,* (2004) avec le développement de chenaux identifiés par tous les auteurs comme étant des sables fluviatiles (Figure 75).

Le réservoir principal R1 se dépose donc dans une séquence de deuxième ordre globalement transgressive qui voit l'ennoiement de la plateforme par les calcaires du Dombey. Le Réservoir R1 est épais en moyenne de 80m, et il est subdivisé en deux sous unités (Figure 75 et Figure 74):

- Le réservoir R1B, composé de grès fins à moyens, organisés en bancs minces, en alternance avec des argiles, l'ensemble étant déposé en environnement deltaïque à influence tidale, Les faciès sont constitués par des foresets et bottomsets deltaïques, des replats de marée argileux ou mixtes ou enfin par des barres de méandre hétérolithiques. L'argilosité moyenne est comprise entre 10 et 15% (sur roche totale). Les qualités réservoir n'excèdent jamais plus de 15% (porosité) et 10 mD (perm.).
  Le réservoir R1A, qui est plus massif, granocroissant, avec un ratio sable-argile qui augmente vers le haut est essentiellement composé par des barres tidales, de chenaux tidaux (ici tidal inlet) et de replats de marée (sableux ou argileux entrecoupés par des chenaux tidaux, Désaubliaux et Del Negro, 2010). L'argilosité est en moyenne faible (<10%) et la radioactivité sur les Gamma Ray est ici largement due aux minéraux lourds riches en Thorium et aux éléments minéraux lithiques. Le réservoir R1A est composé par 6 séquences de 4ème ordre (ou inférieur) avec la mise en place de 6 séquences (de barres) tidales amalgamées sur 40-45m, soit une moyenne de 7m par barre. Le réservoir R1A est également le réservoir le mieux carotté, et l'objet de cette étude. Le sommet des barres est érodé et marqué par l'influence des vagues (Désaubliaux et Del Negro, 2010). Cette érosion est associée à une surface de transgression d'ordre 4.

Les puits ont tous été carottés à l'exception des deux premiers. Les puits Petrel -4, -5 et -7 ont particulièrement été bien carottés avec pour chacun plus de 25m réalisés dans le R1A, servant de référence aux études (Figure 74). Le puits Petrel-4 (foré en 1988) a été intégralement carotté sur le R1A et le R1B.

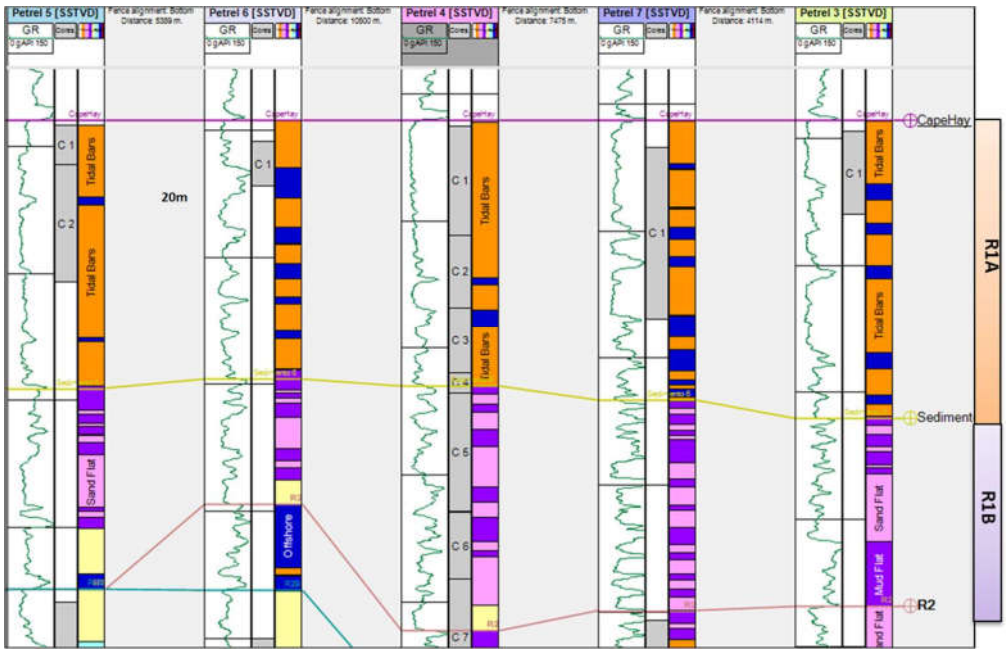


Figure 74 : Intervalles carottés pour les puits Petrel-5, 6, 4, 7 et 3 (du NO vers le SE) et découpage selon les unités R1A et R1B. Echelle verticale : 20m entre deux marques. Les intervalles carottés sont en gris, à droite des courbes de Gamma Ray en vert, et numérotés de C1 à C7 selon les puits. Document interne.

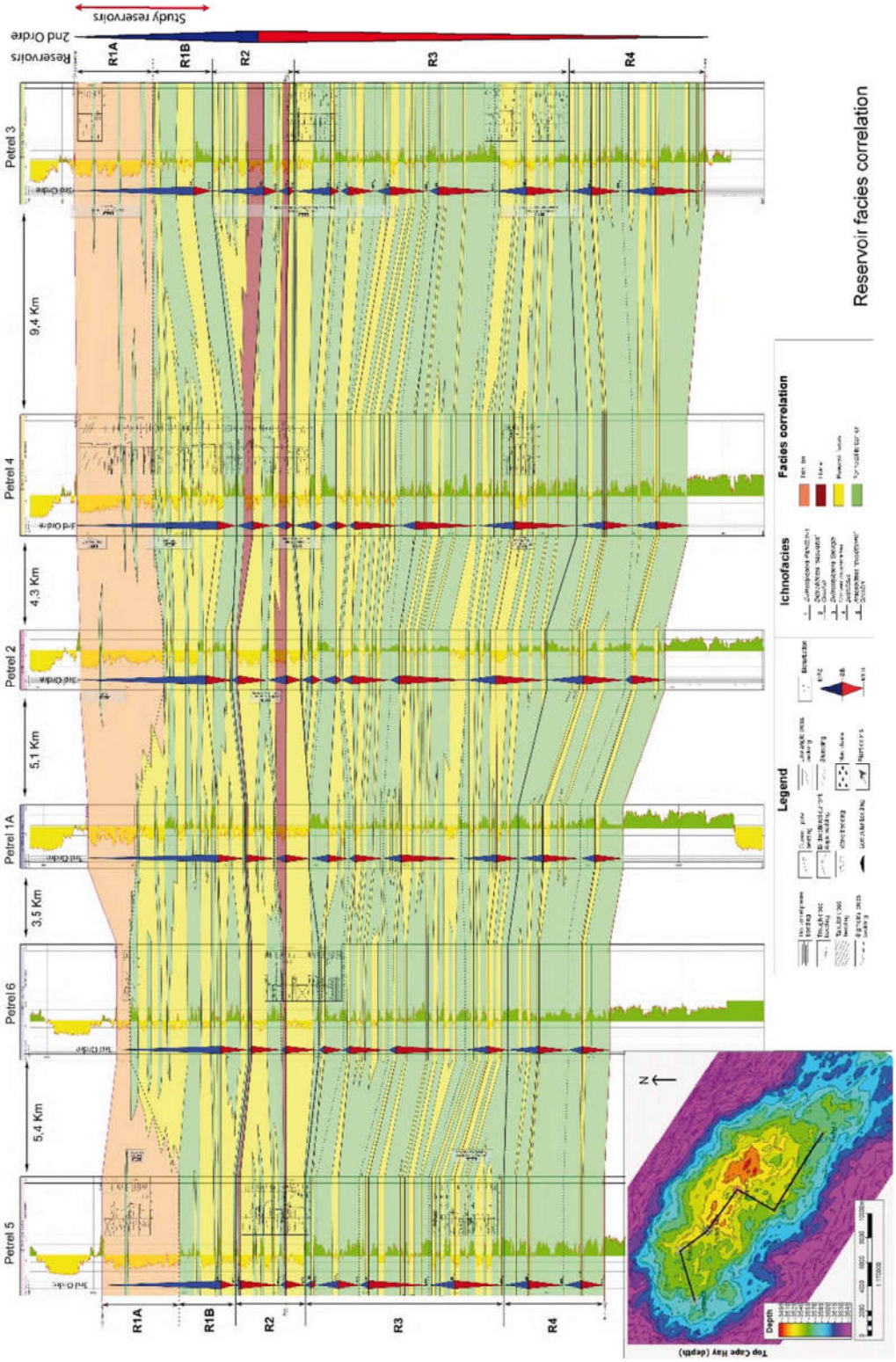


Figure 75 : Corrélation sédimentologique à travers le champ de Petrel, avec découpage séquentiel d'ordre 2 (à droite) et d'ordre 3 pour chaque puits. Extrait de l'étude faite par Désaubliaux et Del Negro, 2010.

Les carottes ont été très largement échantillonnées pour réaliser des mesures pétrophysiques de routine sur plug de diamètre 1 pouce (2.54 cm) et long d'environ 6 cm, après nettoyage et séchage sous atmosphère humide pour ne pas détériorer les argiles :

- La porosité, a été mesurée à l'hélium par la loi de Boyle Mariott (gaz parfait) ;
- La densité des grains par mesure du poids et du volume total de l'échantillon, corrigée de la porosité ;
- La perméabilité à l'air en régime permanent a été mesurée à l'aide d'un perméamètre. Si les mesures ont été faites à différentes dates et avec d'éventuels écarts ou incertitudes liés à l'instrumentation, les ordres de grandeur restent globalement bons.

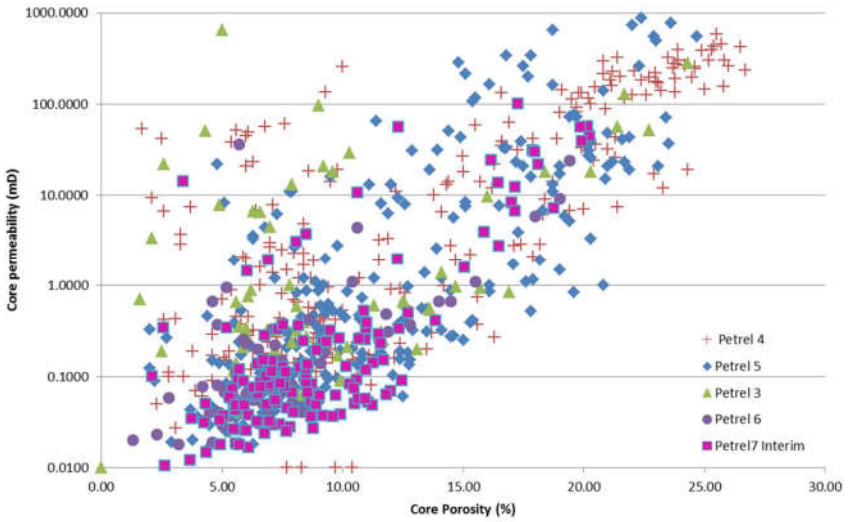


Figure 76 : Données pétrophysiques de routine mesurées sur les puits de Petrel : porosité en abscisse, en % et perméabilité à l'air en ordonnées, en mD.

Les qualités réservoir montrent un très large éventail de valeurs, avec des valeurs anormalement élevées pour des grès enfouis à ces profondeurs, la porosité atteignant plus de 25% et la perméabilité plus de 1000 mD. Pour une porosité donnée, il est possible d'avoir deux à trois ordres de grandeur de perméabilité.

Cette grande variabilité des mesures pétrophysiques et la nécessité de les corréler dans le modèle réservoir ont justifié de réaliser l'étude diagenétique présentée au paragraphe suivant.

6.2. Etude diagenétique et importance des tapissages de chlorite dans la préservation des qualités réservoir sur le champ de Pétrel

6.2.1 Objectif

L'objectif de ce chapitre est de présenter les principaux phénomènes diagenétiques en jeu dans la préservation des qualités réservoir sur le champ de Petrel et de comprendre et identifier les facteurs de contrôle de la grande hétérogénéité de ces propriétés pétrophysiques (porosité entre 2 et 26%) et perméabilité à l'air entre 0.001 et 2500 mD).

Pour comprendre cette variabilité, 42 échantillons ont été prélevés sur carottes des puits Petrel -3, -4, -5, -6 et -7 (voir fig. 16A, in Saïag *et al.,* 2016), le plus souvent correspondants à ces anciens plugs ayant servi pour les mesures pétrophysiques en laboratoire.

L'objectif est de comprendre le rôle joué par l'environnement de dépôt, en particulier par le cortège minéralogique, entre les niveaux réservoirs dominés par des apports fluviatiles, ceux marqués par la dynamique tidale ou bien encore par les vagues sous les niveaux de transgression. En particulier, il est mis en évidence la présence de tapissages argileux de type chlorite dans les grès du Cape Hay (Bathia *et al.,* 1984) et la question sera donc de savoir s'il existe des zones privilégiées pour la formation de ces tapissages et d'en comprendre le lien avec la dynamique de l'environnent de dépôt.

Une étude minutieuse sédimentologique a donc été nécessaire bien qu'il n'ait pas été possible de se rendre dans les carothèques d'Adelaide et de Perth en Australie. C'est donc essentiellement sur des photographies haute résolution qu'ont été effectuées ces interprétations et logs sédimentologiques. Cette étude est présentée sous la forme d'un article.

6.2.2 Présentation de l'article

L'objectif de ce chapitre est de présenter les principaux mécanismes diagenétiques en jeu, responsables de la préservation des qualités réservoir sur le champ de Petrel, d'établir des rocktypes, et d'identifier les principaux facteurs de contrôle sur la mise en place des tapissages de chlorite, et en particulier le rôle particulier joué par l'environnement de dépôt et la dynamique tidale. Ce travail a fait l'objet d'un article soumis dans la revue « Marine and Petroleum Geology » et publié en 2016. Ces travaux ont été mené dans le cadre d'un master de recherche réalisé à l'université de Paris-Sud en 2013 (Saïag, 2013).

Papier : **SAÏAG, J**.; BRIGAUD, B.; **PORTIER, E.;** DESAUBLIAUX, G.; BUCHERIE, A.; MISKA, S.; PAGEL, M.; Sedimentological control of diagenetic processes of the tidal sandstones of the Upper Cape Hay Formation (Permian, Bonaparte Basin, Australia): Impact on the reservoir properties of the Petrel gas field - Marine and Petroleum Geology 77 - 597-624. July 2016, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.07.002

Le papier est divisé en quatre grandes parties :

1. Après avoir introduit la problématique de la préservation des qualités réservoir à grande profondeur et résumé les principaux mécanismes impliqués d'après la bibliographie, le cadre géologique du sous-bassin de Petrel et du champ de Petrel est présenté, précisant les environnements de dépôt tels que décrits du réservoir R1 de la formation du Cape Hay.

2. La deuxième partie présente les principaux outils et analyses réalisées dans le cadre de ces travaux, depuis des observations classiques de lames minces sur microscope sous lumière naturelle et lumière polarisée, des analyses par cathodoluminescence, des observations MEB et des analyses chimiques réalisées à l'aide de la sonde EDS, des analyses minéralogiques des argiles (sur poudre tamisée infra 2 µm) par diffraction des rayons X, des quantifications par analyses d'images à l'aide du logiciel JMicrovision, et complétées enfin, par des analyses isotopiques O18 et C13 pour connaitre l'origine des fluides responsables de la mise en place des néoformations et des ciments de silice et de calcite.

3. La troisième partie est consacrée à la présentation des résultats en commençant par le cortège minéralogique et en replaçant les échantillons selon leur minéralogie dans un diagramme FQL. Puis, la description des principaux facies et l'interprétation sédimentologique en environnement de dépôt sont proposées et discutées. Elle se poursuit avec la présentation de la séquence paragenétique et détaille chacun des principaux phénomènes diagenétiques impliqués dans la destruction ou la préservation des qualités réservoir. Un point particulier est apporté pour présenter la variabilité des qualités réservoir et la stratégie d'échantillonnage qui a consisté à avoir la plus grande représentativité possible et à minimiser le biais d'échantillonnage.

4. La dernière partie consiste en une discussion et une proposition de corrélations entre faciès sédimentaires, caractéristiques diagenétiques et qualité réservoir, en commençant par l'environnement de dépôt, la mise en place des tapissages de chlorite authigène précoce, les mécanismes impliqués dans la mésogenèse, à savoir la compaction mécanique et chimique, la cimentation par le quartz, la néoformation d'argiles authigéniques (illite et kaolinite notamment), l'altération des feldspaths, la cimentation par la calcite et la source des fluides à l'origine de ces ciments. Cette partie se conclut par une classification en différents rocktypes et par la difficulté de prévoir les qualités réservoir dans ces environnements estuariens.

Dans l'article, les puits ont été banalisés. Les puits A, B, C, D, et E correspondent respectivement aux puits Petrel-3, -4, -5, -6, et -7.

6.2.3 Principaux résultats

Dans ces travaux, six principaux faciès sont décrits, tous associés à des environnements de type estuarien. Ils sont basés sur une mise à jour des faciès décrits par Désaubliaux et Del Negro (2010), sur des descriptions sédimentologiques originales faites sur le puits Petrel-7 non publiées et un réexamen des photographies haute définition des carottes :

- **L'association de faciès FA1** correspond à un environnement de dépôt de type replat de marée, mis en place dans un estuaire ou un lagon protégé des vagues par une flèche littorale et qui regroupe les faciès F1a, faciès hétérolithique, avec des argiles finement laminées en alternance avec des sables fins présentant des laminations planes, ondulantes ou lenticulaires, avec des petites rides de courant, et quelques rares bioturbations de type *Planolithes*, et des cracks de synérèse, interprétés comme caractéristiques d'un replat de marée mixte argileux; le faciès F1b, plus sableux, est caractérisé par des rides de courant et des drapages argileux, présentant localement une bidirectionnalité, et interprétés comme des dépôts de replat de marée sableux.
- **L'association de faciès FA2**, correspond à un environnement de dépôt estuarien, constitué par des barres tidales qui sont subdivisées en trois principaux faciès : FA2a, faciès sableux propre de grès fins à moyens, à laminations planes horizontales, dunes sigmoïdales et rides de courant unidirectionnelles avec de rares drapages argileux, des surfaces de réactivation, mis en place dans le sommet des barres tidales, avec une possible influence des vagues. F2b, faciès sableux présentant des rides de courant avec indication de bidirectionnalité, des dunes tidales sigmoïdales avec des galets mous en pied de dune, des drapages argileux fréquents et localement épais, caractéristiques des milieux de barres tidales. Et enfin, le faciès F2c, faciès hétérolithique, constitué de sables fins à moyens, organisés en petites dunes sigmoïdales (5-20 cm), des rides de courant avec indication de bidirectionnalité, de fréquents drapages argileux, souvent épais, avec présence de doublets, et d'abondants galets mous. Quelques rares occurrences de *Planolithes* sont observées. Ce faciès est interprété comme ayant été déposé en pied de barres tidales.
- **L'association de faciès F3** est caractérisée par des faciès essentiellement argileux, avec de rares et minces passées de sables fins, présentant à la fois un caractère tidal de par la présence de rides de courant et indication de bidirectionnalité, mais aussi des rides interprétées comme des rides d'oscillations et des figures de tempête avec de petites structures convexes de type HCS. Ce faciès est interprété comme mis en place en d'environnements de type offshore supérieur, ou en zone estuarienne externe, et soumis à l'action des vagues. Ce faciès marque les phases de transgression.

Les faciès pétrographiques sont essentiellement caractérisés par une compaction mécanique ou chimique limitée, une cimentation par surcroissance de quartz localement importante, en particulier dans les faciès qui ne contiennent pas de tapissages argileux, et surtout, par l'abondance de chlorites authigènes en tapissage autour des grains qui viennent limiter la cimentation par le quartz. D'autres caractéristiques pétrographiques sont également rencontrées et interprétés comme ayant eu lieu durant la mésogenèse, comme la dissolution des feldspaths, qui pouvaient initialement et localement être très fréquents (jusqu'à 25% du cortège minéralogique) permettant de classer le sable initial lors du dépôt comme une subarkose. Les autres phénomènes mésogenétiques sont : La formation de kaolinite par corrosion des feldspaths et des auréoles de quartz, puis sa transformation en dickite à plus haute température ; l'illitisation des grès, par dissolution des feldspaths et des kaolinites ; et enfin, la mise en place de ciments tardifs de calcites riches en Fer (sidérite) et pouvant venir en occlusion de la porosité et représenter jusqu'à 15-20% du volume sur roche totale.

La porosité reste essentiellement une porosité primaire intergranulaire, qui peut atteindre 25%. Les meilleurs faciès sont rencontrés dans le milieu et le sommet des barres tidales, c'est-à-dire les faciès F2a et F2b. Les pieds de barres (F2c) et les replats de marée sableux (F1a) présentent généralement de mauvaises qualités réservoir. Il est également montré des corrélations intéressantes comme l'augmentation de la porosité et de la perméabilité avec la granulométrie, particulièrement pour une taille moyenne des grains au-delà de 250 µm (soit des sables moyens), ce qui montre clairement un contrôle en partie sédimentaire des qualités réservoir. De même la porosité augmente avec la qualité du tri mais pas la perméabilité. En revanche, la porosité et la perméabilité sont essentiellement détruites par la cimentation par la silice et dont la source serait essentiellement due à la compaction chimique. Pour permettre la préservation des qualités réservoir il faut qu'il y ait présence d'un tapissage de chlorite, riche en Fer. Mais il faut surtout que ce tapissage soit complet, car un tapissage discontinu, imparfait, n'empêche absolument pas cette cimentation. Il est également observé la présence d'agrégats argileux, plus sombres, moins bien organisés, qui sont interprétés comme les précurseurs possibles de chlorite. Il est enfin montré que les chlorites sont plus fréquentes dans le milieu, voire le haut des barres tidales, dans le réservoir R1A que dans le réservoir R1B, et que les meilleures qualités réservoir sont rencontrées dans les dernières séquences, un peu avant l'ennoiement généralisée de la plateforme et le dépôt des calcaires du Dombey.

Les ciments de calcite riche en fer, le remplissage de la porosité par des argiles authigéniques de type kaolinite ou illite et surtout la cimentation par la silice sont les principaux agents de destruction des qualités réservoir.

Les analyses isotopiques montrent que les premiers ciments de silice se mettent en place par infiltration d'eaux météoriques, sans doute lors de l'inversion Fitzroy au Trias. Il peut être également montré des phases d'infiltration d'eaux acides, responsables de la corrosion des quartz et de la kaolinitisation des grès. Enfin, les eaux responsables de la mise en place des ciments de sidérite sont au contraire tardives d'après leurs signatures isotopiques.

L'article se conclut par une proposition de pétrofaciès (Figure 77) qui montrent ici l'importance de la qualité et de la continuité du tapissage de chlorite, de la cimentation par le quartz, de l'abondance des argiles en remplissage de pores, les autres pétrofaciès présentant des porosités en dessous de 10% et des perméabilités généralement inférieures à 1 mD.

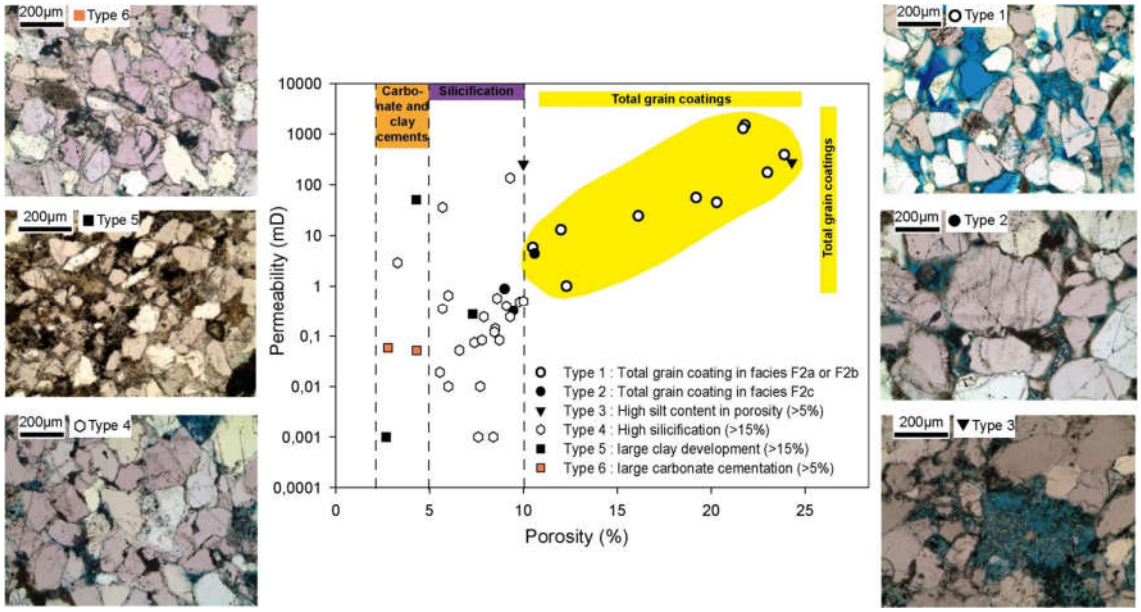


Figure 77 : Principaux pétrofaciès rencontrés sur le réservoir R1 du champ de Petrel. D'après Saïag *et al*., 2016.

Marine and Petroleum Geology 77 (2016) 597–624

Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Research paper

Sedimentological control on the diagenesis and reservoir quality of tidal sandstones of the Upper Cape Hay Formation (Permian, Bonaparte Basin, Australia)

Jessica Saïag [a, 1], Benjamin Brigaud [a, *], Éric Portier [b], Guy Desaubliaux [b], Agathe Bucherie [b], Serge Miska [a], Maurice Pagel [a]

[a] GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris Saclay, Rue du Belvédère, Bât. 504, 91405, Orsay, France
[b] ENGIE EPI, 1 place Samuel de Champlain – Faubourg de l'Arche, 92930, Paris La Défense Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 10 March 2016
Received in revised form
28 June 2016
Accepted 4 July 2016
Available online 7 July 2016

Keywords:
Sandstone
Petrography
Permian
Bonaparte Basin
Reservoir
Clay coating
Diagenesis

ABSTRACT

The deep siliciclastic reservoir (>3500 m) of the Upper Cape Hay Formation of the Bonaparte Basin (Petrel gas field, Petrel sub-basin, Permian) exhibits wide heterogeneity in porosity (2–26%) and permeability (0.001–2500 mD). To investigate this variability, 42 samples were taken from five wells drilled through this formation. Six facies were identified from core descriptions and microscopic study of the sandstones. These facies are typical of a tide-dominated estuary, and include (1) mud flat, (2) sand flat, (3) top of tidal sand bar, (4) middle of tidal sand bar, (5) bottom of tidal sand bar, and (6) outer estuary facies. The paragenetic sequence comprises the emplacement of early aggregates of ferrous clay mineral precursors, mechanical compaction, recrystallization of those ferrous clay mineral precursors to Fe-rich chlorite and crystallization of Fe-rich chlorite forming coatings around detrital grains, chemical compaction, development of quartz overgrowth, feldspar alteration, crystallization of dickite and illite-rich illite/smectite (I-S) mixed layers, and ferrous calcite cementation. The middle and top of the tidal bars generally exhibit the highest porosity (Φ > 10%) and permeability values (k > 1 mD). Feldspar alteration released silica and aluminium into the reservoir promoting the development of dickite and illite-rich I/S mixed layers, which tended to destroy porosity and permeability, as calcite cements and quartz overgrowths. Diagenetic chlorite coatings around detrital grains are restricted to the sand bar facies deposited at the end of the last third-order transgressive systems tract of the Cape Hay Formation. The formation and conservation of ferrous clay precursors seems to be possible in an estuarine environment where seawater and fresh water are mixed and tidal sand bars are formed. These ferrous clay precursors recrystallized to Fe-rich chlorite coating after mechanical compaction. These coatings inhibited quartz cementation and prove to be the key parameter behind good reservoir qualities.
© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Porosity and permeability are one of the major uncertainities in hydrocarbon or geothermal exploration and production. Reservoir quality is difficult to predict because it depends on both the initial depositional conditions and the diagenetic history of the sedimentary formation (Morad et al., 2000). The initial porosity of sand is typically about 40% during deposition and declines with depth following the general curve of porosity loss with depth (Sclater and Christie, 1980; Halley and Schmoker, 1983; Ehrenberg and Nadeau, 2005; Bjørlykke, 2014). The initial porosity and permeability of a sediment are governed primarily by grain size, sorting, shape, mineralogy and sedimentary structures and therefore by depositional environment. The physical, chemical and biological processes affecting sediment after its deposition vary with the temperature, pressure and chemistry of fluids related to the burial history of the sedimentary basin (e.g. Loucks et al., 1984; Bjørlykke, 2014). The nature of fluids percolating through the reservoir during burial is also a key factor that modifies the chemistry of the reservoir system (Bjørlykke, 1993). Reservoir quality can be destroyed by quartz cementation and compaction, or preserved through the absence of

* Corresponding author.
E-mail address: benjamin.brigaud@u-psud.fr (B. Brigaud).
[1] Present address: Biogéosciences, UMR 6282, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 6 Bd Gabriel, 21000, Dijon, France.

http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.07.002
0264-8172/© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

cementation or enhanced by mineral dissolution (Worden and Morad, 2000). The intensity of these diagenetic processes increases overall with increasing temperature and pressure during burial. Generally, deep burial diagenesis reduces the porosity of sandstones through two major processes: (i) compaction, which is a physical and chemical process governed by lithostatic/hydrostatic pressure and (ii) the formation of authigenic cements, especially quartz overgrowth, which is a chemical process governed by the pressure-temperature-chemistry history of the sediment in the course of burial (Worden and Morad, 2000; Bjørlykke, 2014). In some instances, abnormal high porosity of deep siliciclastic rocks (>3500 m) as observed in the North Sea, implies that other parameters should be taken into account (e.g. Ehrenberg, 1993). The presence of well-developed clay coatings around detrital grains or the presence of microquartz around quartz grains and/or fluid overpressure are factors recognized as inhibiting siliceous cementation and so preserving porosity (Heald and Larese, 1974; Wilson and Pittman, 1977; Pittman et al., 1992; Ehrenberg, 1993; Billault et al., 2003; Gould et al., 2010; Ajdukiewicz and Larese, 2012; Dowey et al., 2012; Worden et al., 2012; Bahlis and De Ros, 2013). By contrast, the presence of a fine tangential coating of illite promotes pressure-dissolution between detrital quartz grains, thus reducing porosity (Tournier et al., 2010). Diagenesis may lead to a marked increase in porosity through the creation of secondary porosity further to the late dissolution of detrital grains (feldspars) or cement (carbonate), thereby improving reservoir quality (Henares et al., 2014). The physical and chemical processes are therefore multiple and quite complex. It is therefore fundamental for the exploration of deep clastic reservoirs (>3500 m) to be able to constrain and predict the distribution of diagenetic processes such as the development of grain coatings or shallow (<1500 m) development of fluid overpressure (Bloch et al., 2002).

The tidal sandstones of the Cape Hay Formation (Permian) of the Petrel gas field in the Bonaparte Basin (Northern Australia) are deeply buried (>3500 m; pressures of 350 bars and temperatures of 130 °C; Bhatia et al., 1984; Kloss et al., 2004). This clastic reservoir was subjected to a high diagenetic overprint resulting in marked reservoir heterogeneity, with porosity (Φ) ranging from a few percent up to 25%, and permeability (k) varying from 0.001 mD to several hundred milliDarcy (Robinson and McInerney, 2003). These values are abnormal at these depths and correspond to porosities usually encountered at depths of 1000 m. However, over the reservoir as a whole, porosities are far lower (<10%) and the values correspond to what would be expected at this depth. This field is therefore a prime subject for investigating the impact of sedimentology and diagenesis on reservoir properties. Initial studies by Bhatia et al. (1984) indicate that sedimentology influences the evolution of sandstone diagenesis although no trend has yet been clearly identified. The objective of this study is to better determine the depositional environments and the diagenetic sequence of the Upper reservoir zone of the Cape Hay Formation (Kloss et al., 2004) in order to constrain the reservoir quality. The previous study by Bhatia et al. (1984) suggested the potential impact of clay coating on reservoir heterogeneity. Other objectives of this study are: (1) to evaluate the role of clay coatings in burial diagenesis, (2) to propose a reliable depositional environment for early clay mineral precursors, (3) to propose a timing for the chloritization process, and (4) to link reservoir quality to depositional facies and early and burial diagenetic processes. This study should provide insight into the connections between sedimentation, diagenesis and the preservation of reservoir qualities in the course of basin history since the Permian and should also indicate whether a particular sedimentary environment engenders a particular diagenetic evolution. This connection is an interesting challenge to better predict and better model reservoir levels.

2. Geological setting

The Petrel gas field lies offshore, 260 km WSW of Darwin in northern Australia on the boundary between West Australia and the Northern Territory (Earl, 2004). It is located in the Joseph Bonaparte Basin, in the centre of the Petrel Sub-Basin (Earl, 2004; Zhixin et al., 2012; Seebeck et al., 2015; Fig. 1). The 329 000 km^2 Bonaparte Basin is an established petroleum province of the NW Australia platform, reportedly containing about 500 million barrels of petroleum reserves, about 500 million barrels of condensates and about 4000 million barrels of oil equivalent of natural gas (Earl, 2004). In the Petrel Sub-Basin, the reserves of gas in the Permian petroleum system are located in three fields (Petrel, Tern and Blacktip; Figs. 1 and 2). The reserves of gas within the Petrel field are estimated to be about 100 million barrels of oil equivalent of natural gas (Earl, 2004). The Petrel Sub-Basin (Fig. 1) is an asymmetric northwest trending aborted rift of Late Devonian–Carboniferous age (Gunn, 1988; Earl, 2004). The Petrel Sub-Basin preserves considerable (>15 km) sedimentary deposits from Devonian to Holocene in age (Baldwin et al., 2003; Earl, 2004). It is bounded to the south by the Precambrian basement. Sedimentation in the Petrel Sub-Basin began with a pre-rift sequence composed of extensive evaporite deposits, but their age is poorly known (Ordovician, Silurian or Devonian, Kennard et al., 2002). From Mid-Devonian to Carboniferous times, the zone was controlled by NE–SW crustal spreading forming a series of NW–SE-trending rifts along the Australian margin, in the Petrel Sub-Basin (Earl, 2004). This extensional phase can be correlated with rapid southward drifting of the Australian plate (Gunn, 1988). A sizeable clastic and carbonate series was deposited during the syn-rift phase in fluvial to shallow marine environments. This period was marked by basin subsidence (Kennard et al., 2002). From the Late Carboniferous to the onset of the Permian, a NE–SW extension along the Australian plateau, north of the Bonaparate Basin, in the vicinity of Timor, reactivated the aborted rift faults of the Petrel Sub-Basin (Earl, 2004). This Westralian phase is related to the rupture of the continental crust and the Neo-Tethys ocean floor, which propagated along the Australian margin (Kennard et al., 2002). From the Carboniferous to the Trias, post-rift sediments filled the Petrel Sub-Basin with thermal subsidence (Kennard et al., 2002). In the Late Trias and Early Jurassic, regional uplift and compression movements occurred on a large scale. These events have been correlated with the Fitzroy movements, which are well described by O'Brien et al. (1996). From the mid-Jurassic to the Tertiary, the Sub-Basin experienced the final period of subsidence, evolving into a passive margin as the Australian plate drifted northwards towards its current position. Fault reactivation (Westralian and Fitzroy) and sediment overburden (syn-rift subsidence and post-rift thermal subsidence) caused the evaporites deposited in Ordovician–Silurian times to flow in several successive phases, forming slugs and diapirs, particularly in the vicinity of Sandpiper and Tern wells (Lemon and Barnes, 1997). This salt tectonism generated the traps in the Petrel Sub-Basin. This rising of salt created small depressions laterally, hence the antiform of the Petrel field due to accommodation. This salt tectonism has been modelled by Lemon and Barnes (1997).

3. Sedimentological context

The Permian deposits are subdivided lithostratigraphically into four components, the Treachery Shale, the Keyling Formation, the Fossil Head Formation and the Hyland Bay sub-group (Fig. 2; Bhatia et al., 1984; Kloss et al., 2004). The Hyland Bay sub-group comprises six formations (Gorter, 1998): Torrens, Pearce, Cape Hay, Dombey, Tern and Penguin (Fig. 2). These lithostratigraphic units have been

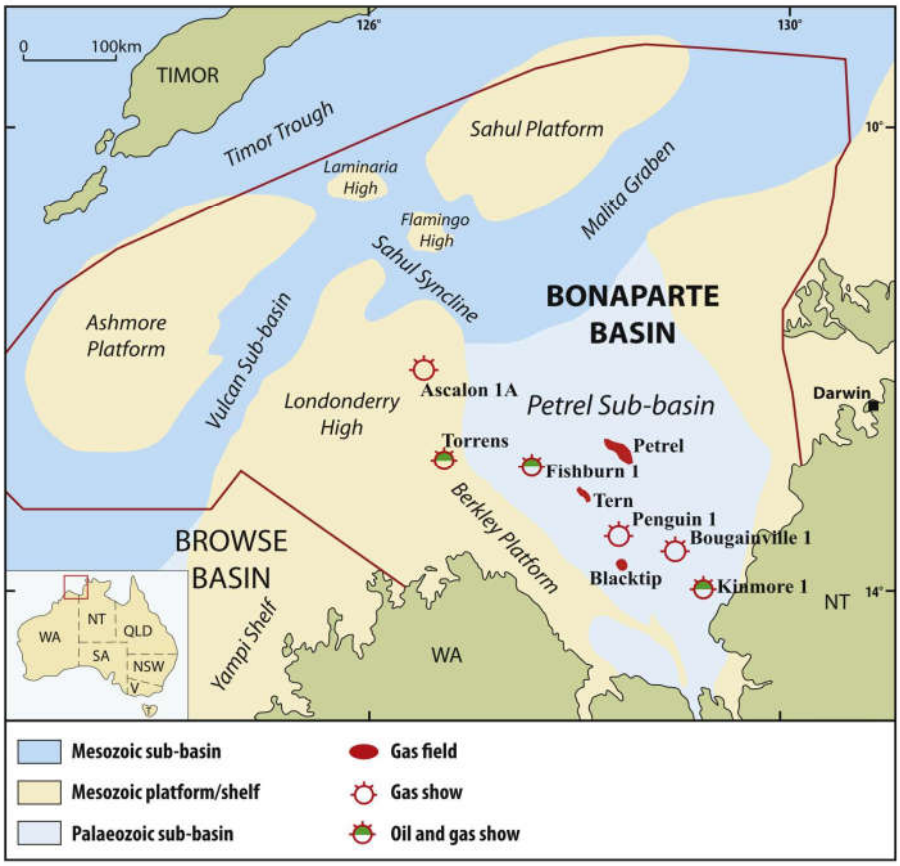


Fig. 1. Geological map of the Bonaparte Basin and Petrel Sub-Basin modified after Earl (2004).

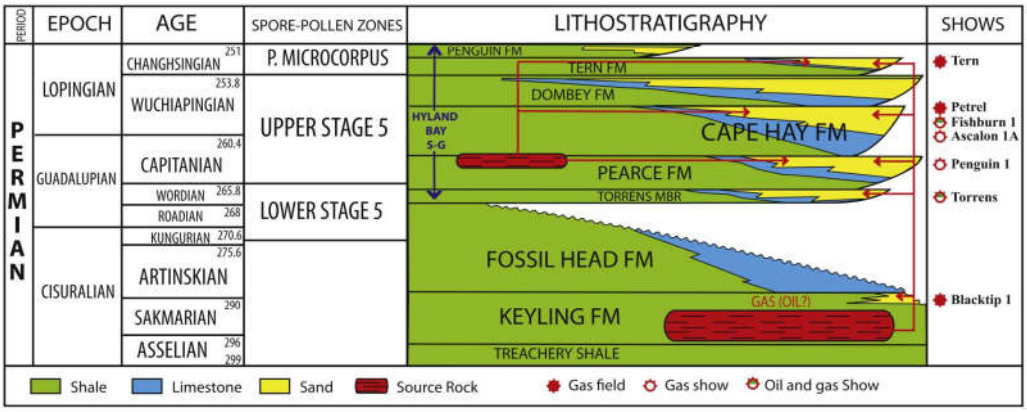


Fig. 2. Permian stratigraphic units of the Bonaparte Basin and reservoirs organization, modified from Bhatia et al. (1984).

characterized by various lithofacies and several erosion surfaces. The Petrel gas field under study here lies in the Cape Hay Formation, which is the principal reservoir unit (Fig. 2; Kloss et al., 2004). This reservoir have been subdivided into five units (A to E) by Bhatia et al. (1984) and more recently into Lower, Middle and Upper zones by Kloss et al. (2004; Fig. 3). These three zones define three

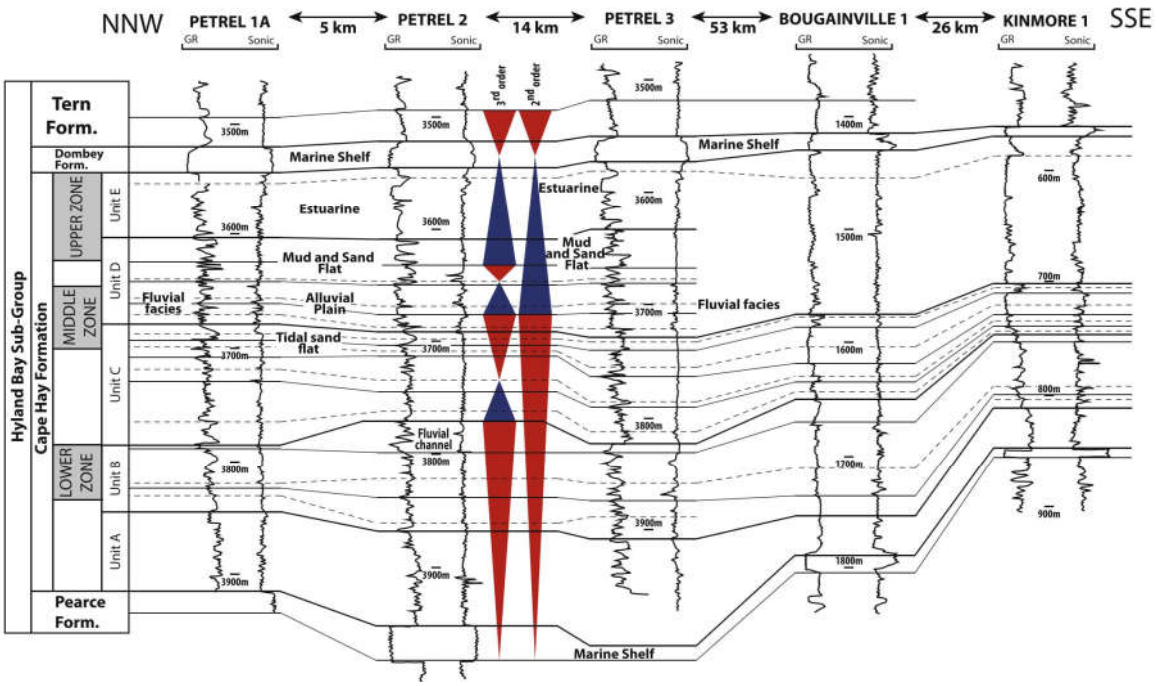


Fig. 3. Stratigraphic model of the Hyland Bay Formation, modified from Bhatia et al. (1984) with subdivisions in Unit A to Unit E and from Kloss et al. (2004) with subdivisions in the Lower, Middle and Upper zones.

main third-order cycles (Fig. 3; Kloss et al., 2004). Our study focuses on the Upper zone (Fig. 3), corresponding to Units D and E (Bhatia et al., 1984).

The sandstones are mainly composed of monocrystalline quartz with a minor proportion of feldspar, clays (glauconite, smectite, illite-smectite, dickite and chlorite), and lithics (argillaceous rock fragments, mica flakes and heavy minerals; Bhatia et al., 1984). Sandstones vary from medium- to coarse-grained, well- to poorly-sorted, clean to clay rich (Bhatia et al., 1984). The authigenic quartz and clay matrix forms the dominant cementing material and calcite is rare (Bhatia et al., 1984).

Facies and sedimentary structures indicate a moderate to high-energy tide-dominated environment within an overall restricted estuarine embayment with mixed fluvial, tide and wave influences (Kloss et al., 2004). Fluvial deposits, including conglomeratic sandstones with rip-up mud clasts, are limited to the Lower and Middle zones (Kloss et al., 2004). The palynological study of the Lower to Middle zones displays the presence of zygnematacean algae (freshwater), spore-pollen assemblages with rare spinose acritarchs, which are indicative of a brackish environment with a significant fluvial influence interpreted as a bay-head delta within an estuarine setting (Kloss et al., 2004). The Upper zone displays more marine conditions within a restricted estuarine embayment with wave influences (Kloss et al., 2004). The associated depositional environment of the Upper zone of the Cape Hay Formation in the Petrel field forms a third-order transgressive systems tract, from muddy, sandy tidal flat to tidal sand bar facies deposited in a restricted estuarine environment. At a lower resolution, the Upper zone is included in a second-order transgressive cycle from the fluvial deposits of the Middle zone to the marine deposits of the Dombey Formation (Fig. 3). The deposits of the Dombey Formation evolve into marine carbonate deposits (Fig. 3; Bhatia et al., 1984).

The parent rocks of the Petrel gas field were laid down in a Permian continental environment. They come from at least two sources: one in the Hyland Bay sub-group (Pearce Formation), and one in the Keyling Formation (Fig. 2). These two sources have been identified by carbon isotope signatures and organic biomarkers (Edwards et al., 2000; Edwards and Zumberge, 2005).

4. Materials and methods

Porosity and permeability were measured on 418 plug samples from five wells (well A, B, C, D and E). Helium porosity was measured at ambient temperature and pressure and permeability measurements were made with a steady-state air permeameter. Of these 418 samples, 42 were selected as being representative of all rock types including porosity (φ), permeability (k), facies and mineralogy and polished thin sections made from them. These samples are spaced along the 162 m of the core. Depositional facies and diagenesis were studied using a Leica DM750P optical microscope. Three of the thin sections, in which carbonate cements were observed, were stained with alizarin-potassium ferricyanide. Observations under an optical microscope were systematically supplemented by cathodoluminescence petrography performed with an OPEA cathodyne, (14–16 kV and 200–250 mA) coupled to a BX41 Olympus microscope and a digital CCD Qimaging QICAM fast 1394 camera in order to better characterize the diagenetic sequences (e.g. cementing and dissolution). Scanning electron microscopy (SEM) with backscattered electron imaging and energy dispersive X-ray (EDX) spectrometry were carried out on 25 thin sections and eight fresh broken surfaces with a Philips XL30 SEM. These analyses helped in investigating cement and clay types and

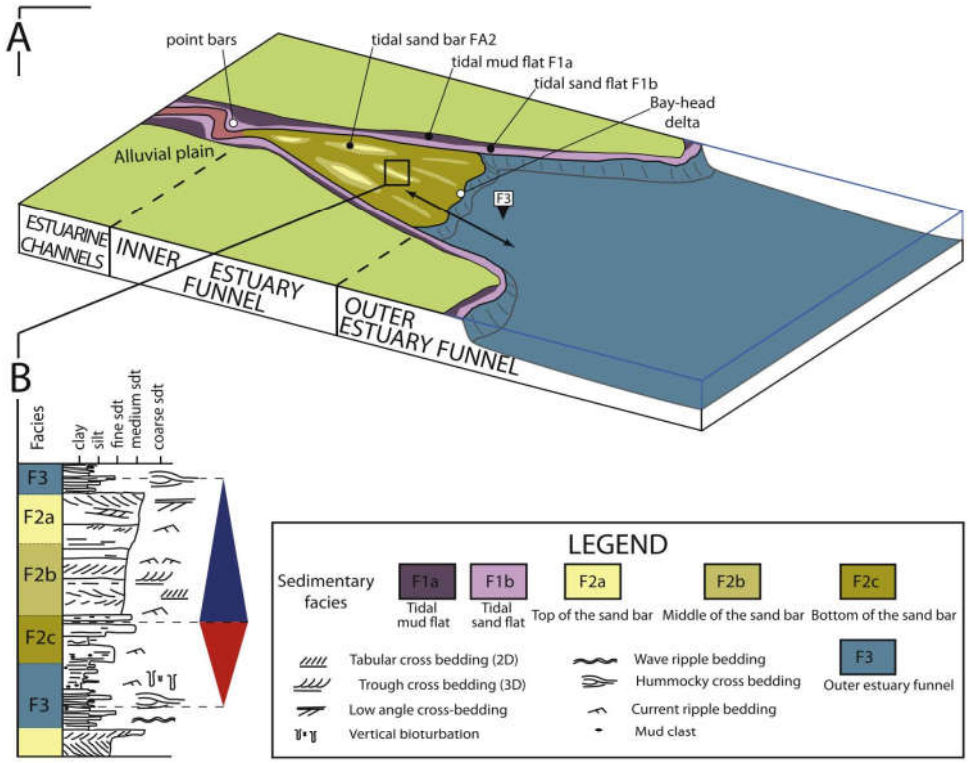


Fig. 4. Sedimentary model: A – Sedimentary model of the Upper zone of the Cape Hay Formation (Unit E from Bhatia et al., 1984). B – Typical sand bar sedimentary evolution in Unit E where the sand bar is divided into three parts (1) bottom of the bar (facies F2c), (2) middle part of the bar (facies F2b) and (3) top of the bar (facies F2a). Facies F3 corresponds to the outer estuary facies (F3).

qualitatively assessing their mineralogy and geochemical attributes. The paragenetic sequences were established on the basis of superposition and cross-cutting relationships from thin sections and fresh broken surface observations. Sphericity and roundness were defined visually following the chart by Flügel (2004). The type of grain-to-grain contact (point contact, tangential contact, concavo-convex, or suture) and the intensity of compaction were described for each sample. Grain size was measured along the maximum length of 60 grains within a rectanglar window on the 42 samples. These measurements were made from cathodoluminescence microphotographs at 5× magnification with Jmicrovision sofware (Roduit, 2007) and mean grain size and sorting were calculated following the method of Boggs (2009). The proportions of primary porosity, secondary porosity, detrital quartz, feldspar, lithics, quartz overgrowth, carbonate cement and clays in the 42 thin sections were quantified using a point counting JmicroVision Image analysis system (Roduit, 2007) with a minimum of 300 counts per section by overlaying images obtained with an optical microscope and by cathodoluminescence. The current mineralogical composition of sandstone is presented as a Quartz-Feldspar final-Lithic (QF_fL) ternary diagram according to the classification by Folk et al. (1970). It is possible to calculate the initial amount of feldspar (F_i), in order to estimate the initial mineralogical composition of the sediment through a QF_iL diagram.

Clay mineral assemblages were identified using X-ray diffraction (XRD) on 41 samples from wells A to E. Samples were decarbonated using diluted acetic acid, and the clay fraction (<2 μm) was separated by sedimentation and centrifugation using the analytical procedure of Holtzapffel (1985). X-ray diffractograms were obtained using a PANalytical X'Pert Pro with a Cu anticathode (Kα1 = 1.540598, 45 kV; 40 mA) from 2 theta: 3–30° (step: 300 s and 0.0334°). Determination of mineral composition is based on the study of normal, ethylene-glycol saturation, and 550 °C heated diffractograms (Brindley, 1961). Semi-quantitative estimations of smectite, kaolin group minerals, illite-rich I/S mixed layers and chlorite were based on the peak area of the ethylene-glycol diffractogram summed to 100%, the relative error being 5%. Kaolin-group minerals were characterized on a Frontier FT-IR spectrometer on one sample (sample Well E – 4A).

Stable oxygen and carbon isotope ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) values were obtained at the Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research, Kiel (Germany) for calcite cement (n = 4) from well E in order to constrain the nature of the palaeo-fluid circulation. Carbonate powders were dissolved with 100% phosphoric acid at 75 °C using a Kiel I prototype dual inlet line connected to a ThermoFinnigan 251 mass spectrometer. All isotopic values were reported in the standard δ-notation in per mil relative to V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) by assigning a $\delta^{13}C$ value of +1.95‰ and a $\delta^{18}O$ value of −2.20‰ to NBS19. Reproducibility was ±0.05‰ for oxygen isotopes and ±0.02‰ for carbon isotopes.

In situ $\delta^{18}O$ measurements of small-sized products in finely polished thin sections were made with the Secondary Ion Mass

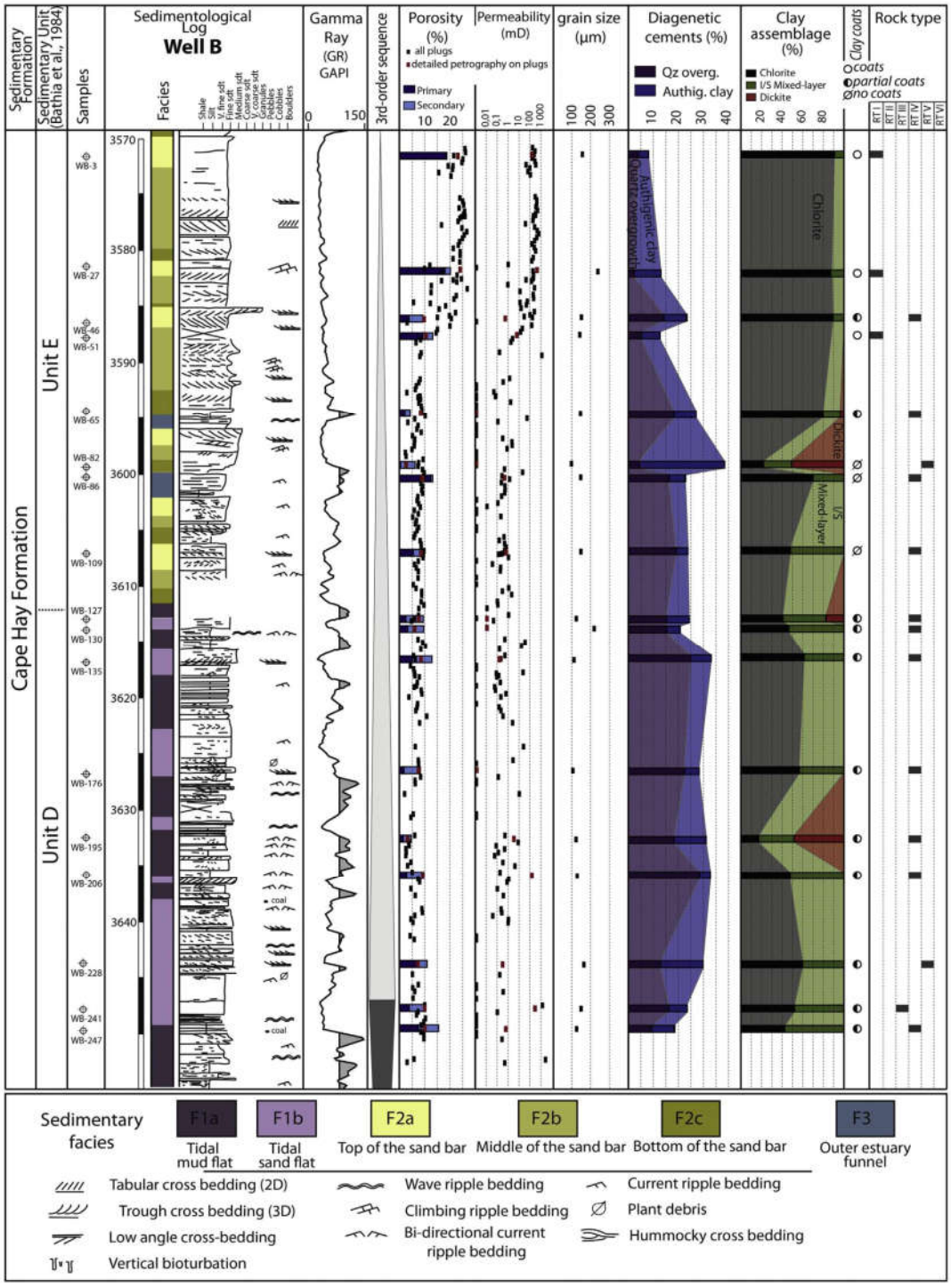


Fig. 5. Sedimentological log of Well B with gamma-ray, stratigraphic sequence, porosity, permeability, grain size, diagenetic cements, clay assemblage, clay coating occurrence and rock type.

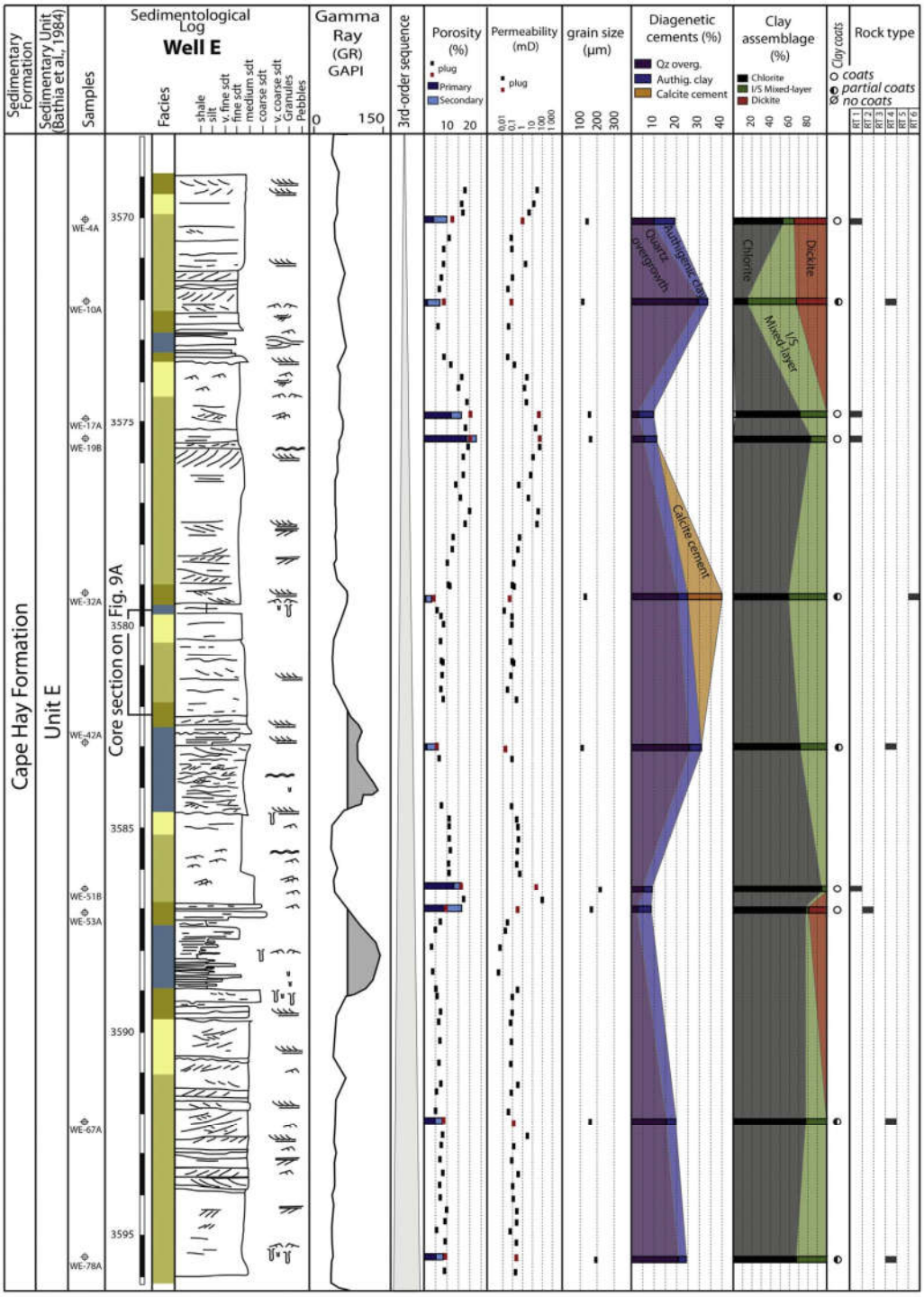


Fig. 6. Sedimentological log of Well E with gamma-ray, stratigraphic sequence, porosity, permeability, grain size, diagenetic cement, clay assemblage, clay coating occurrence and rock type.

Table 1
Lithofacies description of the Upper zone of the Cape Hay Formation facies. Six facies are grouped into three facies associations: FA1 Estuarine tidal flat, FA2 Tidal sand bars, F3 outer estuary facies.

Lithofacies	Sample number	Components	Mean grain size	Grain morphology	Sorting	Bioturbation	Sedimentary structure	Sedimentary process	Hydrodynamics	Depositional environment	Facies association
F1a – Heterolithic lenticular bedded sandstone	n = 4	Quartz (55%), feldspar (5%), lithic (1%), glaucony (1%), mica (1%), (total: 64%)	Very fine to fine (125 μm)	Elongate; rounded	Moderately well to moderately	Rare *Planolites*, *Skolithos*	Current ripple bedding, bi-directional current ripple bedding, wavy bedding, lenticular bedds	Bi-directional, oscillatory currents and decantation	Foreshore in backish to shallow marine water	Tidal mud flat	Estuarine tidal flat (FA1)
F1b – Fine bi-directionnal current ripples bedded sandstone	n = 5	Quartz (55%), feldspar (5%), lithic (1%), glaucony (1%), mica (1%), (total: 64%)	Very fine to fine (100 –165 μm)	Elongate; rounded	Moderately well to moderately	Rare *Planolites*, *Skolithos*	Subplanar bedding, current ripple bedding, bi-directional current ripple bedding, thin mud drapes	Bi-directional currents and decantation	Foreshore in backish to shallow marine water	Tidal sand flat	
F2a – Clean fine to medium planar sandstone	n = 7	Quartz (61%), feldspar (3%), lithic (2%), glaucony (1%), mica (1%), (total: 67%)	Fine to medium (130 –280 μm)	Elongate; angular	Well to moderately	Rare *Planolites*, *Palaeophycus*	Horizontal planar bedding, low angle cross bedding, sigmoidal cross bedding, current ripple bedding	Unidirectionnal, tractive currents and aggradation	Foreshore under tidal currents	Top of tidal bar	Tidal sand bars (FA2)
F2b – Fine to medium trough cross bedded sandstone	n = 15	Quartz (61%), feldspar (4%), lithic (2%), glaucony (<1%), mica (<1%), (total: 67%)	Very fine to medium (120 –280 μm)	Very elongate; subrounded	Well to moderately	Rare	Sigmoidal cross bedding, bi-directional current ripple bedding, tabular cross bedding, mud chips, thin mud drapes	Bi-directional, migration of curved bedforms and aggradation	Shoreface under tidal currents	Mid of tidal bar	
F2c – Abundant heterolithic current ripple bedded sandstone	n = 9	Quartz (59%), feldspar (4%), lithic (2%), glaucony (1%), organic matter (<1%), (total: 66%)	Very fine to medium (100 –300 μm)	Elongate; subangular	Well to moderately	Rare	Current ripple bedding, sigmoidal cross bedding, subplanar bedding, mud clasts, mud drapes, erosional surface	Unidirectionnal, tractive currents, fair-weather waves, storm action and decantation	Upper offshore to shoreface	Bottom of tidal bar	
F3 – Heterolithic wavy bedded sandstone	n = 2	Quartz (56%), feldspar (4%), lithic (1%), glaucony (2%), mica (<1%), (total: 63%)	Very fine to fine (115 –150 μm)	Elongate; subangular	Moderately well to moderately	Frequent	Current ripple bedding, wavy bedding, humnocky cross stratification, mud clasts, mud drapes	Unidirectional, oscillatory currents, storm waves and decantation	Upper offshore	Between sand bars	Outer estuary funnel (F3)

Spectrometer Cameca IMS 1280 at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) laboratory in Nancy, France in order to constrain the nature of the palaeo-fluid circulation. Three thin sections (two from Unit D in well B and one from Unit E in well E) were gold coated before analysis. The diameter of the primary ion beam focused on the surfaces of the thin sections fluctuated from 15 to 25 μm, and the crater depth of the impact was less than 1 μm. The calibration standard used was a quartz crystal (NL165) with a $\delta^{18}O$ value of 18.4‰ SMOW. Forty-four analyses were performed on the standard during the two days of testing. The reproducibility of the measurements during our sessions was in the order of 0.5‰ and their accuracy 0.2‰. A total of 43 analyses were performed on quartz overgrowths. After analysis, quality control was conducted by optical microscope observation of each spot to check the position of the crater by superimposing cathodoluminscence and plane light images to determine exactly where the measurement was made (quartz overgrowth zonation) and determine the nature of the quartz overgrowth.

5. Results

5.1. Petrography

The Upper zone of the Cape Hay Formation succession and the associated depositional environments (Fig. 4) are illustrated on two wells (wells B and E) chosen as references because they represent the most continuous core section (Figs. 5 and 6). Six facies are grouped into three facies associations typical of estuarine environments (Tables 1 and 2, Figs. 4–6). Thirty-three samples were from Unit E corresponding to sand bar deposits in the inner estuary funnel (facies association FA2) and heterolithic sandstone facies in the outer estuary funnel (Facies F3). Nine mud flat (F1a) and sand flat (F1b) facies, corresponding to the estuarine mud and sand flats (facies association FA1), were sampled from Unit D (Fig. 4). Quantifications and description for each sample are available in Appendix A.

- Estuarine tidal flat (facies association FA1)

This facies association is characterized by two facies (1) heterolithic lenticular bedded sandstones (facies F1a) and (2) fine bi-directional current ripple bedded sandstones (facies F1b).

In the core samples, facies F1a is composed of alternating sand levels (a few centimetres thick) and clay levels (a few milimetres thick) forming grey-black lenticular beds (Fig. 7A). This corresponds to fine-grained heterolithic sandstone with wavy to lenticular bedding or horizontal laminae (Fig. 7A). Bi-directional current ripples are very frequent in facies F1a (Fig. 5). This facies exhibits low bioturbation intensity and diversity, represented by *Planolites* and *Skolithos* trace fossils and *syneresis cracks* are observed (Fig. 5). By microscopic observation of facies F1a (four samples), the original feldspar content ranges from 9 to 11% and the present-day feldspar content ranges from 2 to 7% corresponding to an evolution from subarkose into subarkose-quartz arenite during diagenesis (Figs. 7C and 8). Detrital grains are very fine to fine, elongate and rounded grains (Fig. 7C; approximately 125 μm) and moderately sorted to moderately well sorted (Fig. 7C and Table 1). *Planolites* and *Skolithos* trace fossils suggest a mix of Cruziana/Skolithos ichnofacies indicating a foreshore environment in brackish to shallow marine water (Gerard and Bromley, 2008). The presence of *syneresis cracks* also indicates brackish water (Burst, 1965). Facies F1a corresponds to a low-energy depositional environment in which there may have been decantation with bi-directional and oscillatory currents. The

Table 2
Sample, porosity, permeability, facies, coating type (continuity and filling), cements (quartz overgrowth, clays and calcite cement) and rock typing.

Plug N°	Petrophysical properties		Facies	Continuity of coating (1: total; 0,5: partial; 0: absent)	Filling chlorite (2: high %, 1: low %, 0: absent)	Diagenetic cements			Rock typing
	Porosity (%)	Permeability (mD)				Quartz overgrowth (%)	Clays (%)	Carbonate (%)	
Well A-1A	24.3	278	F2b	0	0	4.47	10.18	0.00	3
Well A-2A	7.9	0.24	F2b	0	1	18.34	6.92	0.00	4
Well A-3A	6	0.65	F2b	0.5	1	18.69	6.92	0.00	4
Well A-6A	5.7	0.35	F2c	0	0	14.53	6.92	0.00	4
Well A-9A	4.3	51	F2a	0.5	2	12.90	28.32	0.00	5
Well B-3	23	175.4	F2a	1	0	4.10	4.10	0.00	1
Well B-27	23.9	394	F2a	1	0	2.48	10.64	0.00	1
Well B-46	9.8	0.48	F2a	0.5	1	14.33	8.87	0.34	4
Well B-51	10.5	5.8	F2b	1	1	5.34	7.47	0.00	2
Well B-65	8.4	0.001	F2c	0.5	1	18.47	8.71	0.00	4
Well B-82	2.7	0.001	F2c	0	0	4.44	34.13	0.00	5
Well B-86	9.1	0.4	F3	0	0	16.42	6.20	0.36	4
Well B-109	8.6	0.57	F2a	0	0	19.20	4.71	0.00	4
Well B-127	7.7	0.01	F1a	0.5	1	15.38	9.09	0.00	4
Well B-130	6	0.01	F1b	0.5	1	15.55	5.30	0.00	4
Well B-135	8.5	0.14	F1b	0.5	1	24.90	8.30	0.00	4
Well B-176	7.6	0.001	F1b	0.5	1	22.60	5.82	0.00	4
Well B-195	3.3	2.9	F1a	0.5	2	18.44	12.77	0.00	4
Well B-206	9.3	136	F1a	0.5	1	28.67	4.20	0.00	4
Well B-228	7.3	0.27	F1b	0.5	2	13.03	16.90	0.00	5
Well B-241	10	256	F1b	0.5	1	16.32	7.29	0.00	3
Well B-247	10	0.5	F1a	0.5	0	9.51	8.80	0.35	4
Well C-6	9	0.88	F2c	1	1	5.40	1.44	0.00	2
Well C-12	6.6	0.052	F2b	0.5	1	18.43	7.51	0.00	4
Well C-41	21.8	1500	F2a	1	1	1.78	7.12	0.00	1
Well C-42	21.7	1294	F2a	1	0	2.94	2.21	0.00	1
Well C-54	12	13	F2b	1	1	4.35	1.81	0.00	2
Well C-69	7.4	0.074	F2b	0.5	0	25.29	4.21	0.00	4
Well D-1	7.80	0.083	F2b	0.5	1	23.74	10.07	0.00	4
Well D-2	10.60	4.400	F2c	1	1	10.18	3.86	0.00	2
Well D-3	5.70	36.000	F2c	0	0	26.71	14.08	0.00	4
Well D-4	2.80	0.058	F2c	0.5	1	10.83	1.81	19.13	6
Well E-4A	12.3	1	F2b	1	1	9.93	9.19	0.00	2
Well E-10A	8.72	0.083	F2b	0.5	0	29.35	4.35	0.00	4
Well E-17A	20.3	45	F2b	1	1	3.04	6.76	0.00	1
Well E-19B	19.2	56	F2b	1	1	5.58	5.58	0.00	1
	4.32	0.051	F2c	0.5	1	20.50	4.32	15.11	6

(*continued on next page*)

Table 2 (*continued*)

Plug N°	Petrophysical properties		Facies	Continuity of coating (1: total; 0,5: partial; 0: absent)	Filling chlorite (2: high %, 1: low %, 0: absent)	Diagenetic cements			Rock typing
	Porosity (%)	Permeability (mD)				Quartz overgrowth (%)	Clays (%)	Carbonate (%)	
Well E-32A									
Well E-42A	5.55	0.019	F3	0.5	1	25.61	5.28	0.00	4
Well E-51B	16.12	24.4	F2b	1	1	5.26	3.86	0.00	2
Well E-53A	9.46	0.32	F2c	1	1	2.79	5.92	0.00	2
Well E-67A	8.46	0.12	F2b	0.5	1	15.41	4.11	0.00	4
Well E-78A	9.3	0.24	F2b	0.5	1	20.63	3.57	0.00	4

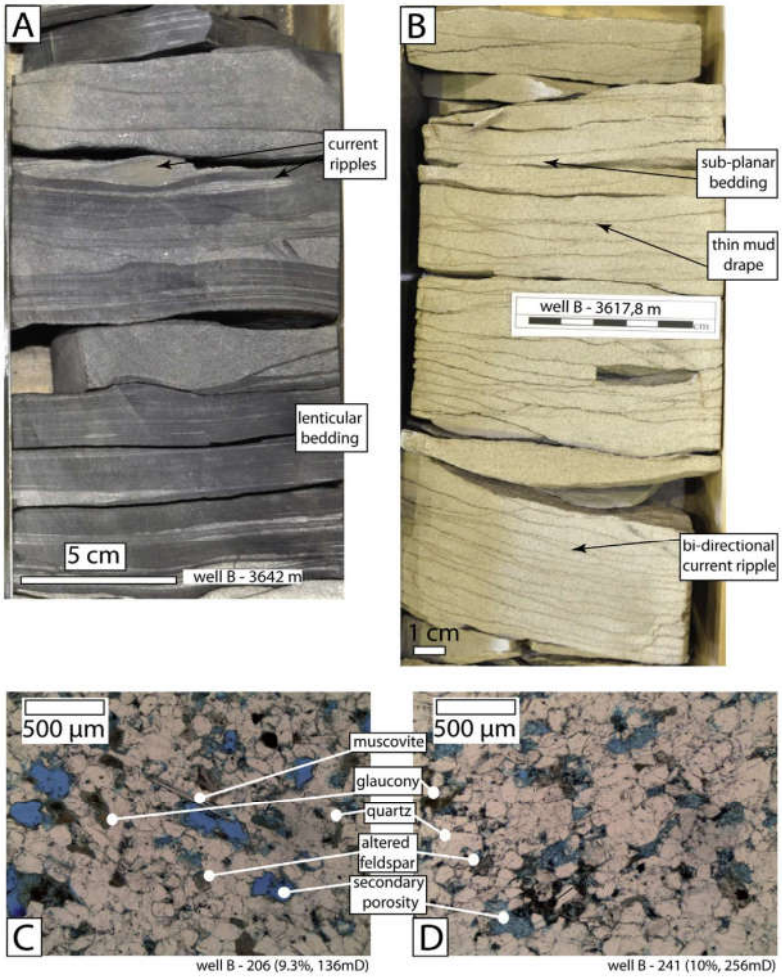


Fig. 7. Macro- and microfacies characteristic of facies association FA1 typical of estuarine tidal flats. The microfacies photographs (C and D) were taken under natural light for samples with similar porosities (approx. 10%) impregnated with blue resin. A – Core section of facies F1a: Mud flat. B – Core section of facies F1b: Sand flat. C – Thin section of facies F1a: Mud flat. D – Thin section of facies F1b: Sand flat.

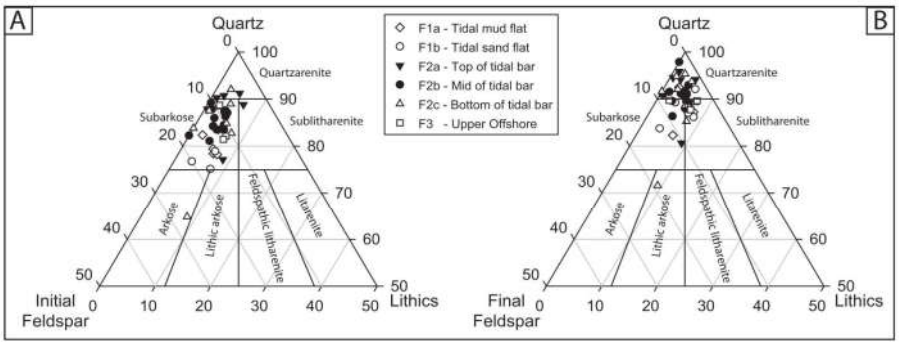


Fig. 8. Ternary QFL diagrams: A – Ternary diagram showing the proportions of quartz, initial feldspar and lithic material. B – Ternary diagram showing the present-day proportions of quartz, final feldspar and lithic material.

depositional environment associated with F1a is therefore a tidal mud flat (Fig. 4).

F1b exhibits sometimes bi-directional current ripples and trough cross-bedding to sub-planar bedding (Figs. 5 and 7B and Table 1). In the cores, this sandstone facies appears light grey to slightly light beige in colour (Figs. 5 and 7B and Table 1). Frequent very fine mud drapes organized in set beds and rare local bioturbation (*Planolites* and *Skolithos*) can be observed (Fig. 7B and Table 1). By microscopic observation of the facies F1b (five samples), the original feldspar content ranges from 7 to 15% and the present-day feldspar content ranges from 1 to 9% corresponding to an evolution from subarkose into subarkoze-sublitharenite-quartz arenite during diagenesis (Figs. 7D and 8). The detrital grains measure 100–165 μm on average (Fig. 7D and Table 1) and they are moderately sorted to moderately well sorted (Fig. 7D and Table 1). They are elongate and rounded, very fine- to fine-sized grains. As in F1a, trace fossils suggest a sandy tidal environment in brackish to shallow marine water (Gerard and Bromley, 2008). The bi-directional ripples and mud drapes suggest a low-energy environment, where decantation occurs, to a slightly agitated environment with bi-directional currents and trough cross-bedding. The depositional environment associated with F1b is therefore the tidal sand flat (Fig. 4).

- *Tidal sand bars (facies association FA2)*

Tidal sand bars are sub-divided into three facies from the top to the bottom of the sand bars (Fig. 4B and Table 1) (1) clean fine to medium planar sandstone at the top (facies F2a), (2) fine to medium trough cross-bedded sandstone at the middle sand bar (facies F2b) and (3) abundant heterolithic current-rippled sandstone at the lower part of the sand bar (facies F2c).

In the cores, facies F2a is a very light grey sandstone, organized in beds ranging from 50 cm to 1 m thick which present horizontal planar bedding, thin layers of current ripples, low-angle cross bedding and rare thin clay drapes (Figs. 5, 6 and 9A and Table 1). Clays drape the thin current-ripple layer (Fig. 9A). The local presence of *Palaeophycus* and *Planolites* trace fossils can be detected in F2a. From examination of seven thin sections exhibiting this microfacies (F2a), the original feldspar content ranges from 3 to 9% and the present-day feldspar content ranges from 0.5 to 6% corresponding to an evolution from subarkose into quartz arenite during diagenesis (Fig. 8). Detrital grains are well to moderately sorted and fine to medium, measuring on average 130–280 μm (Table 1). The grains are elongate and mainly angular. The subplanar stratification to current ripples, low-angle cross bedding and thin mud drapes indicate variable high to low energy typical of foreshore environments under tidal and wave currents. Mud drapes are described in the Gironde estuary (France) on a present day tidal bar in an intertidal environment during semidiurnal ebb-flood cycles (Fenies et al., 1999). The depositional environment associated with F2a corresponds to the top of a sand bar emplaced in the intertidal zone of an inner estuary funnel (Fig. 4).

In the cores, the fine to medium trough cross-bedded sandstone (facies F2b) corresponds to light grey sandstone with abundant fine mud drapes, frequent mud chips, rare bioturbation and 10 cm-thick bundle sequences composed of trough cross-bedding (Figs. 5, 6 and 9A and Table 1). The sandstone exhibits mainly trough to tabular cross-bedding and a few bi-directional current ripples (Fig. 9A and Table 1). This facies may be up to 6 m thick (Figs. 5 and 6). From examination of fifteen thin sections, the original feldspar content ranges from 6 to 13% and the present-day feldspar content ranges from 1 to 6% corresponding to an evolution from subarkose into subarkose-quartz arenite during burial diagenesis (Figs. 8 and 9B). The detrital grains are moderately sorted to well sorted, fine to medium and measure 120–280 μm depending on the sample (Fig. 9B and Table 1). One sample displays low sorting with coarse grains of up to 1 mm in diameter. The grains are very elongate and subrounded (Fig. 9B and Table 1). Trough cross-bedding forming bundle sequences and clay drapes suggests internal stratification in tidal sand dunes. Bi-directional current ripples suggest bi-directional currents typical of tidal environments (Fig. 4). Such sedimentary structures are described on a present day tidal bar in the Gironde estuary (Fenies et al., 1999).

Abundant heterolithic trough bedded sandstone (facies F2c) characterizes the bottom of the sand bar in cores (Figs. 4–6 and Table 1). This very fine to medium grained heterolithic sandstone facies contains grey-brown silts with many soft mud clasts (Fig. 9A). The sandstone averages 50 cm in thickness and the base displays reactivation surfaces (Figs. 5 and 6). Bedding evolves from sub-horizontal planar to tabular cross bedding (Figs. 5 and 6). Tabular cross bedding and mud drapes can be observed (Fig. 9A). Microscopic examination of nine samples indicates that the original feldspar content is from 5 to 22% and the present-day feldspar content is from 1 to 11% corresponding to an evolution from arkose-subarkose into sublitharenite-quartz arenite during burial diagenesis (Figs. 8 and 9C). The facies has a high organic matter content corresponding to wood fragments (1% on average) compared with the other facies (Fig. 9C). The average size of detrital grains is 100–300 μm depending on the sample (Fig. 9C and Table 1). Rare exceptions in some samples show silt-sized grains (50 μm) that are moderately to well sorted (Fig. 9C and Table 1). The grains are

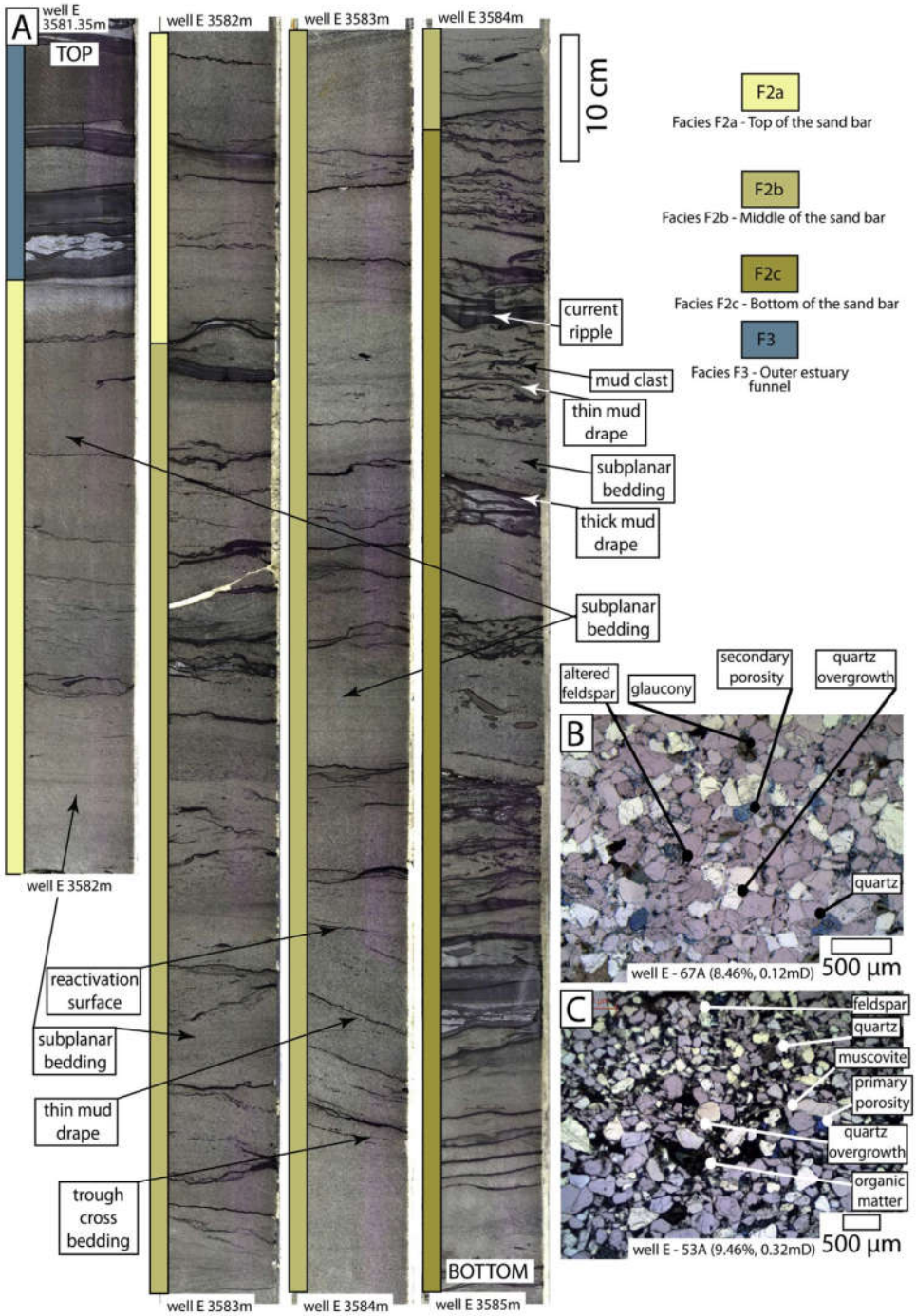


Fig. 9. Macro- and microfacies characteristic of facies association FA2 corresponding to tidal sand bar facies. The microfacies photographs (B and C) were taken under natural light for samples with similar porosities (approx. 10%) impregnated with blue resin. A – Core section of a sand bar in well E revealing the vertical succession of facies F2c (bottom of the sand bar), F2b (middle of the sand bar), F2a (top of sand bar) and F3 (outer funnel facies). The location of this sand bar in well E is illustrated in Fig. 6. B – Microfacies photograph of facies F2b in well E. C – Microfacies photograph of facies F2c.

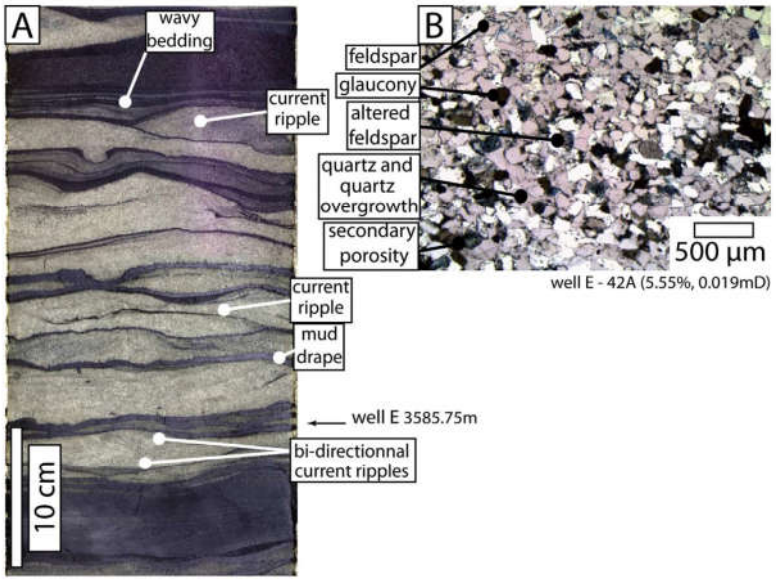


Fig. 10. Macro- and microfacies characteristic of facies F3 deposited in the outer funnel. A – Core section of facies F3 within well E, heterolithic wavy sandstone. B – Microfacies photograph of facies F3.

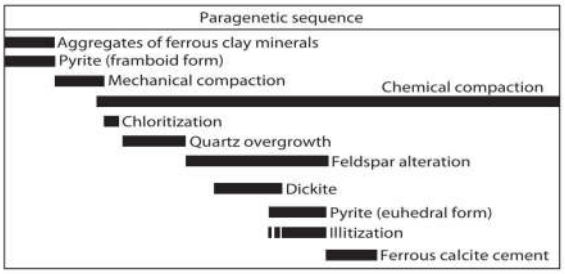


Fig. 11. Paragenetic sequence of the Upper zone of the Cape Hay Formation.

elongate and subangular. The tabular cross bedding, current ripple bedding, subplanar bedding and mud drapes suggest a variable low-energy to high energy environment. Moreover, the presence of reaction surfaces and of heterolithic deposits serves to identify the bottom of the bar (Fig. 4). Thus the depositional environment associated with F2c is the bottom of a sand bar emplaced in the inner estuary funnel (Fig. 4).

- *Outer estuary funnel (facies F3)*

This facies corresponds to heterolithic wavy bedded sandstones. Examination of cores reveals that this dark grey, heterolithic sandstone has mud drapes and many mud clasts (Figs. 5, 6 and 10A). This facies is characterized by wavy bedding to bi-directionnal current ripples bedding and small hummocky cross stratification (HCS), with frequent bioturbation and occasional mud clasts (Figs. 5, 6 and 10A). Microscopic observation of two samples indicates the microfacies is subarkose having evolved to sublitharenite-quartz arenite (Figs. 8 and 10B). Detrital grains are moderately sorted to moderately well sorted (Fig. 10B and Table 1) and very fine to fine, measuring on average 115–150 µm (Fig. 10B). These grains are elongate and subangular. The HCS, bi-directional current ripples and mud drapes suggest a tidal influence occasionally very agitated by storm-wave action. The depositional environment associated with F3 corresponds to an upper offshore environment only agitated during storms (Fig. 4).

5.2. Paragenetic sequence

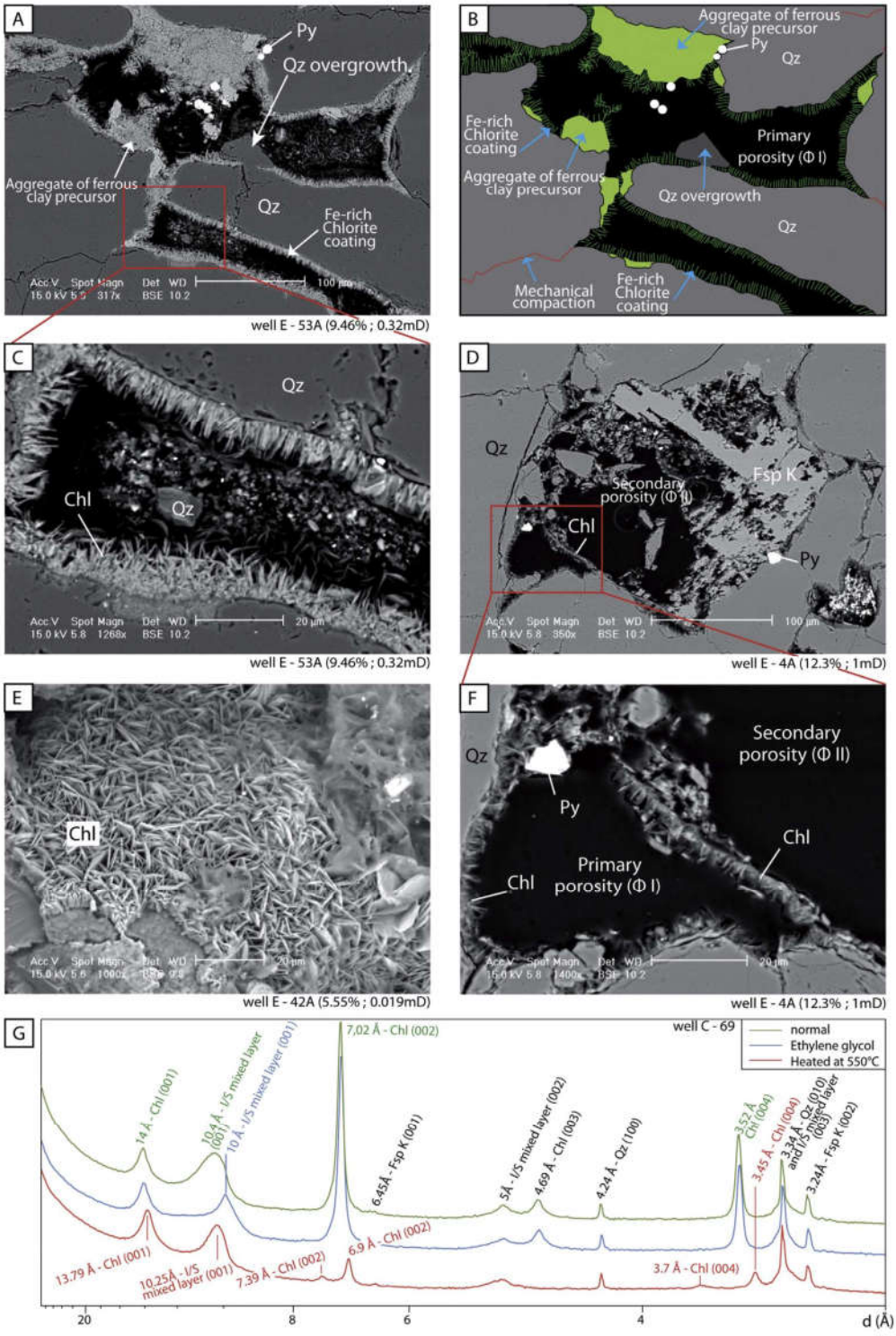
The microscopic observations reveal textural relations among the minerals from which the timing of diagenetic events can be established (Fig. 11). Seven diagenetic events have been identified from the petrographic study of 42 samples. Each of these events is described and replaced in the paragenetic sequence. This sequence was established by cross-referencing and superimposing textural criteria observed under the optical microscope, cathodoluminescence and SEM.

5.2.1. Aggregates of ferrous clay precursors

Amorphous aggregate clays are dispersed on the detrital quartz surface (light green, Fig. 12A and B). These aggregates are not observed all around the grains (Fig. 12A and B). The EDX spectra on SEM reveal a composition of Fe-rich chlorites. Framboidal pyrite (<20 µm) is trapped in this aggregate of ferrous clay precursor, suggesting the early origin of both (Figs. 11, 12A and B, 13C).

5.2.2. Mechanical and chemical compaction

The types of contact between quartz detrital grains vary significantly from one sample to another ranging from the simple point contact (Figs. 9C and 13A) to grain suture, by way of tangential and concavo-convex contacts. Mechanical compaction began after the genesis of the ferrous clay precursor aggregates and before Fe-rich chlorite coating (Figs. 11 and 12A and B).


A
Py
Qz overgrowth
Aggregate of ferrous clay precursor
Qz
Fe-rich Chlorite coating
B
Aggregate of ferrous clay precursor
Py
Qz
Fe-rich Chlorite coating
Primary porosity (Φ I)
Aggregate of ferrous clay precursor
Qz overgrowth
Qz
Mechanical compaction
Fe-rich Chlorite coating
well E - 53A (9.46% ; 0.32mD)
C
Qz
Chl
Qz
well E - 53A (9.46% ; 0.32mD)
D
Qz
Secondary porosity (Φ II)
Fsp K
Chl
Py
well E - 4A (12.3% ; 1mD)
E
Chl
well E - 42A (5.55% ; 0.019mD)
F
Secondary porosity (Φ II)
Qz
Py
Chl
Primary porosity (Φ I)
Chl
well E - 4A (12.3% ; 1mD)
G
well C - 69
normal
Ethylene glycol
Heated at 550°C
14 Å - Chl (001)
10,3 Å - I/S mixed layer (001)
10 Å - I/S mixed layer (001)
7,02 Å - Chl (002)
6,45Å - Fsp K (061)
5Å - I/S mixed layer (002)
4,69 Å - Chl (003)
4,24 Å - Qz (100)
3,52 Å - Chl (004)
3,45 Å - Chl (004)
3,34 Å - Qz (010) and I/S mixed layer (003)
3,24Å - Fsp K (002)
13,79 Å - Chl (001)
10,25Å - I/S mixed layer (001)
7,39 Å - Chl (002)
6,9 Å - Chl (002)
3,7 Å - Chl (004)
20
8
6
4
d (Å)

5.2.3. Fe-rich chlorite coating and filling

Authigenic chlorite forms coatings of pseudohexagonal crystals arranged perpendicular to the detrital grain surface forming a coating of about 2–10 μm (Figs. 12A–F and 13A–C). Coating develops directly on the surface of detrital grain or on the aggregates of the ferrous clay precursor (Fig. 12A and B). The EDX spectra under SEM indicate the chlorites are Fe-rich. The chlorite coatings do not always coat the detrital grains entirely (Figs. 5, 6, 12A and B and Table 2). Chlorite is identified by XRD with characteristic peaks at 14 Å, 7.02 Å, 4.69 Å and 3.52 Å (Fig. 12G). Fe-rich chlorite coatings are absent from compacted contacts between sutured grains, suggesting a development after the mechanical compaction or at the beginning of the chemical compaction (Fig. 11). In some samples, Fe-rich chlorite has filled part of the primary pore space for approximately 5% (Figs. 12A–B and 13C). Semi-quantification based on the diffractrograms suggests that chlorite represents 1–97% of the clay mineral suite (Figs. 5 and 6). Fe-rich chlorite minerals are found in all the wells studied in 35 samples of the 42 studied samples.

5.2.4. Quartz overgrowth

Quartz cementation, which is found in all the studied samples, takes the form of overgrowth around detrital quartz grains (Figs. 12A–B, 13D–F, and 14A). In some samples, quartz overgrowth fills as much as 29% of the porosity (Fig. 13D–E). Overgrowths vary in thickness from a few micrometres to more than 100 μm (average 70 μm). Two major phases of quartz cementation are observed by cathodoluminescence (Figs. 13E, F and 14A). The first overgrowth is brown luminescence, syntaxial rings with thickness of at least 50 μm (Figs. 13E–F and 14A). The second phase is slightly-luminescent. It wholly encompasses the preceding phase and the detrital grain with a thickness of about 10 μm. It may take up much of the space available (Figs. 13E–F and 14A). These two phases always occur in the same order and can be seen in all samples exhibiting overgrowth. Fig. 12A–B, showing quartz overgrowth (blue arrow), illustrates that these silicification phases occurred locally after the coatings were emplaced (Fig. 11). This phase was quantified by point counting under cathodoluminescence on the 42 samples. Silicification volume ranges from 2 to 30% of the rock volume (Figs. 5 and 6 and Table 2).

5.2.5. Feldspar alteration and quartz overgrowth corrosion

Examination of thin sections reveals the presence of pores caused by the isolated dissolution of neighbouring detrital grains such as feldspars. Many partially dissolved feldspars can be seen under the microscope in natural light (Fig. 13G), by cathodoluminescence (Figs. 13E and 14E–F: feldspars in bright blue), and by SEM on thin sections (Figs. 12D and 14D). This alteration occurs preferentially along the feldspar cleavage planes as well as in microcline (Fig. 13G). Point counting of this secondary porosity on the 42 samples yields a detrital feldspar alteration volume of 0–8% (of the total rock volume) except one at 12%. For the two samples containing calcite cement, the rate of alteration of detrital feldspars was estimated under cathodoluminescence in order to recognize the calcite filling of voids left by feldspar alteration (Figs. 11 and 14F). Quartz cement is not present in the replacement of feldspar. Therefore, feldspar alteration occurred after quartz cementation.

Quartz overgrowth corrosion is locally observed on 12 samples (Fig. 13E and H). No disputable criteria are found in samples to clearly emplace this alteration in the paragenetic sequence (Fig. 11).

5.2.6. Dickite

The IR spectra of diagenetic kaolins are typical of dickite with shoulders at 3710 cm^{-1} and 3655 cm^{-1} (Beaufort et al., 1998). Dickite crystals are absent from well C and found in just 14 samples from wells A, B, D, and E. The clays identified by XRD represent 3–91% of the clay mineral suite (Figs. 5, 6, 14G and Table 2). They can be identified under cathodoluminescence by their characteristic blue luminescence (Fig. 14A). These crystals are found in primary porosity, secondary porosity due to alteration of feldspar and often on the edges of highly corroded quartz overgrowths indicating that they formed after silicification and during feldspar alteration (Figs. 11, 13A, H and 14A–C and E). The crystals identified chemically and morphologically by SEM are pseudo-hexagonal, in platelets of a few micrometres, forming books 10–80 μm long and some 10 μm in diameter (Figs. 13H and 14B–C and E).

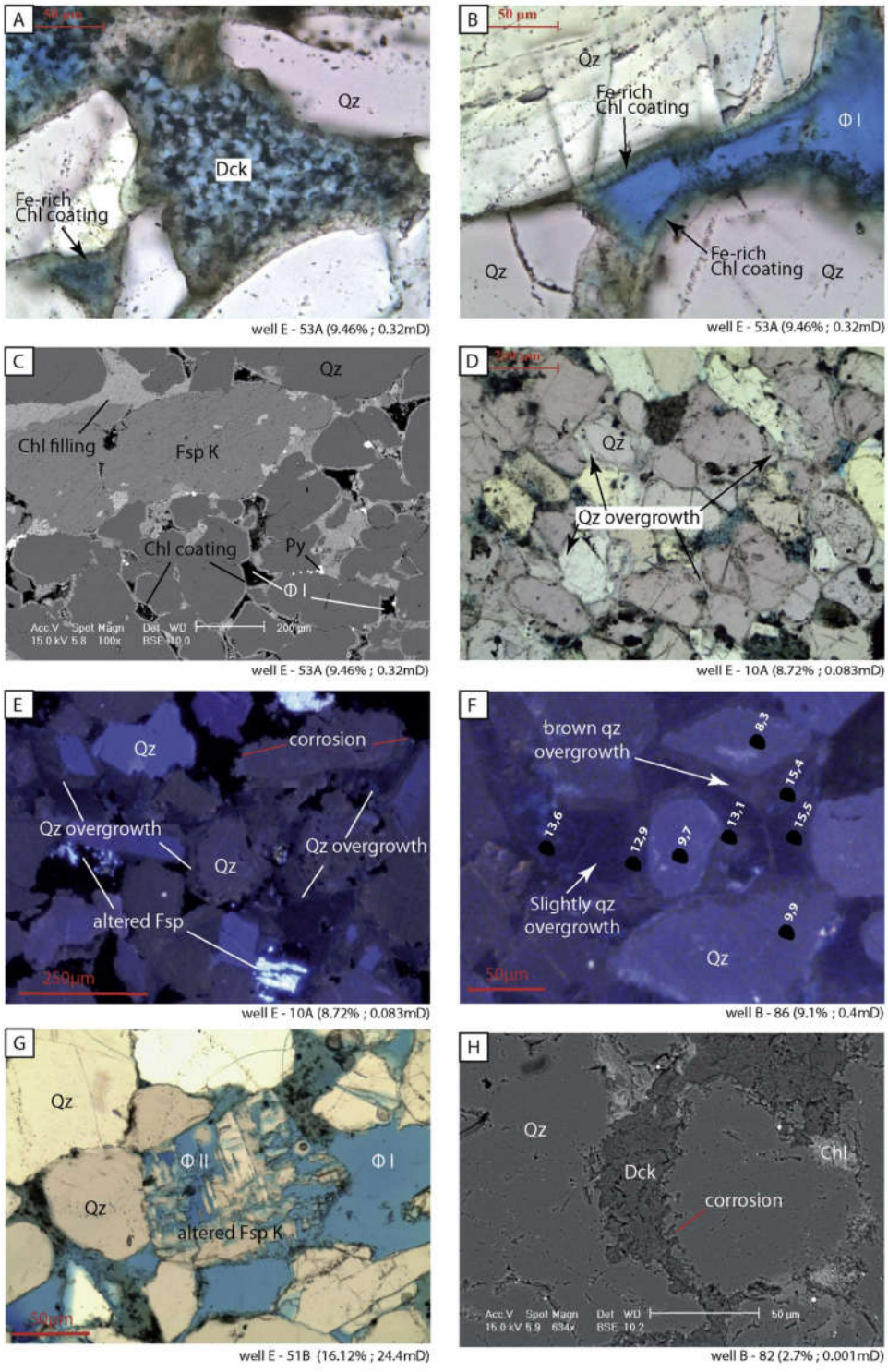
5.2.7. Illitization of feldspar

Illite-rich Illite/Smectite (I/S) mixed layers are found in all samples analysed by XRD (Figs. 5, 6, 12G, 14G and Table 2). Illite-rich I/S mixed layer particles show up as fibre-like shapes under SEM (Fig. 14B). These generally develop along the cleavage of altered feldspars (Figs. 11 and 14D) or in contact with dickite (Figs. 11 and 14B–C). More rarely, illite-rich I/S mixed layers may develop from a nucleus of detrital origin located on the wall of detrital grains or in the intergranular space. The quantity of illite-rich I/S mixed layers estimated from the XRD diffractograms ranges from 2 to 58% of the clay mineral suite (Figs. 5 and 6). Euhedral pyrite crystals (<20 μm) are associated with illite-rich I/S mixed layers (Figs. 11 and 14B–C).

5.2.8. Ferroan calcite cements

Generally, carbonate cements are extremely rare in all wells. Only two samples from well E display calcite cement. This calcite cement forms poikilotopic crystals, i.e. it forms large plates with cleavages several millimetres long (Fig. 14F). When present, it represents 15–20% of the samples after point counting (Figs. 5 and 6 and Table 2). Calcite cement fills intergranular porosity and secondary porosity (Fig. 14F). EDX spectrum and staining with alizarin and potassium ferricyanide indicate that the calcite cement is ferroan. Cathodoluminescence reveals orange to brown crystal zoning (Fig. 14F). The late formation of calcite cements after quartz overgrowth, feldspar alteration, and illite-rich I/S mixed layers can be clearly observed (Figs. 11 and 14F).

Fig. 12. Two types of Fe-rich chlorite coatings found in the Petrel field observed by Scanning Electron Micrograph on fragment (E) or thin section (A, C, D and F) and the relation with mechanical compaction, aggregates of ferrous clay precursor, Fe-rich chlorite coating, pyrite crystals with framboid forms, quartz overgrowth and feldspar alteration. A – Thick continuous Fe-rich chlorite coating (Chl). Note the same scale (100 μm) for A and D. B – Interpretation of micrograph A: Fe-rich chlorites are not trapped between quartz due to mechanical compaction. Framboid pyrite (Py) trapped between detrital quartz and aggregates of ferrous clay precursor. Fe-rich chlorite develop on aggregates of ferrous clay precursor and detrital quartz (Qz). C – Zoom of A with 5–10 μm thick Fe-rich chlorite coating (Chl). Note the same scale (20 μm) for C and F. D – Thin continuous Fe-rich chlorite coating (Chl) on altered potash feldspar (Fsp K) forming secondary porosity (Φ II). E – Chlorite coating (Chl) with automorphic clay particles perpendicular to the grain surface. F – Zoom of D with 2 μm thin Fe-rich chlorite coating (Chl). G – X-ray diffractogram of clay mineral suites. The diffractograms reveal the presence of chlorite (Chl), illite-rich I/S mixed layers (ill), quartz (Qz) and feldspar (Fsp K). Green curve: untreated sample; blue curve: sample treated by ethylene-glycol saturation; red curve: sample heated to 550 °C. After heating the diffractogram displays an intensity decrease and a right-shift of the chlorite peaks. Alongside these shifts, the quartz peaks are well located in the three diffractograms. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



well E - 53A (9.46% ; 0.32mD)

well E - 53A (9.46% ; 0.32mD)

well E - 53A (9.46% ; 0.32mD)

well E - 10A (8.72% ; 0.083mD)

well E - 10A (8.72% ; 0.083mD)

well B - 86 (9.1% ; 0.4mD)

well E - 51B (16.12% ; 24.4mD)

well B - 82 (2.7% ; 0.001mD)

5.3. Oxygen and carbon isotopes of quartz overgrowths and calcite cements

The $\delta^{18}O$ measurements were made on two types of overgrowth. Three categories of location of SIMS measurement were identified under cathodoluminescence: (1) brown quartz overgrowth, (2) mixed quartz overgrowths (SIMS spot in the two quartz overgrowth phases) and (3) slightly-luminescent quartz overgrowth. The $\delta^{18}O$ values of the first brown quartz overgrowth (n = 14) range from +11‰ to +20‰ SMOW with a median value of +13.8‰ SMOW (Fig. 15 and Appendix B). Fifty percent of the values of this first quartz overgrowth lie between +12.6‰ and +15.5‰ SMOW (Fig. 15). The $\delta^{18}O$ values of the second slightly luminescent quartz overgrowth (n = 15) oscillate between +15.5‰ and +24.2‰ SMOW with a median value of +18‰ SMOW (Fig. 15 and Appendix B). Fifty percent of the values for this second generation of quartz overgrowth lie between +15.9‰ and +20‰ (Fig. 15 and Appendix B).

Four analyses of stable isotopes performed on calcite cements from well E display $\delta^{13}C$ values from −6.3‰ to −5.3‰ PDB and $\delta^{18}O$ values from −17.4‰ to −16.5‰ PDB (Appendix B).

5.4. Porosity, permeability and pore types

A total of 418 porosity and permeability measurements were made for the five wells (A–E) in the Upper Cape Hay Formation in Units D and E (Figs. 5, 6 and 16A). Porosity varies from 2 to 26.7% and permeability from 0.001 to 2475 mD with median porosity of 8.2% and median permeability of 0.26 mD.

Four domains can be identified from Fig. 16A. Domain 1 displays porosities of 2–14% and permeabilities between 0.01 and 10 mD, defining a poor to moderate quality reservoir. By contrast, domain 2 presents porosities of 14–25% and permeabilities between 1 and 1000 mD, making it a good quality reservoir. Domain 3 comprises samples with porosities of 5–10% and high permeabilities (>10 mD) compared with their corresponding porosity values. This abnormal permeability corresponds either to plug fracturing during sampling or to pre-existing microfractures and therefore to fissure permeability. Domain 4 encompasses samples with porosity of 2–12% and very low permeability of 0.001 mD, which is the lower limit of the measurements.

Of the 418 values, the 42 samples studied are identified by plain dots (Figs. 5, 6 and 16A, Table 2). The 42 selected samples have a representative distribution of the 418 available measurements, indicating that the sample collection is representative of the petrophysical variability of sedimentary Units D and E of the Cape Hay Formation (Fig. 16A and Table 2).

In the Cape Hay Formation, the residual primary intergranular porosity consists of pore spaces of about 100 μm (Figs. 9C, 12A–B and D, and 13B–C, G). Secondary porosity corresponds to pore spaces of approximately 200–400 μm left by feldspar alteration (Figs. 7C–D, 9B, 10B, 12D and 13G). This alteration may be total or partial (Figs. 7D, 9B, 10B, 12D and 13G). The two pore types (primary and secondary) are present in variable proportions (Figs. 5 and 6). The replacement of the dominant pore types with regard to Φ-k properties indicates that the high porosity is, in most cases, due to the residual primary porosity (Fig. 16B).

6. Discussion

6.1. Relation between depositional environment and petrophysical properties

The distribution of Φ-k properties of sandstones from the various facies reveals that only two facies exhibit good reservoir properties: the top (F2a) and middle (F2b) parts of the estuary sand bars (Fig. 16). However, these facies do not invariably have good Φ-k properties, implying that facies alone cannot predict reservoir quality. Grain size and sorting are dependent on the depositional environment and are positively and statistically correlated (Table 3). Statistically, grain size positively influences the porosity and permeability of the Upper Cape Hay Formation (Fig. 17A and Table 3). The coarser the grains, the greater the porosity and permeability values. The good Φ-k properties are caused by high primary porosity preservation (Fig. 16B). For the coarsest grains, the intergranular space left after mechanical compaction is larger than for the intergranular space of fine-grained sands. Observed grain morphology (sphericity and roundedness) has no influence on porosity and permeability in the case of the Upper Cape Hay Formation. The poorly sorted samples have better porosity and permeability than the well sorted samples. The sedimentary facies and therefore the depositional environment is a factor influencing porosity and permeability. All of the high porosity-permeability values are found in the top and middle of the sand bar facies (F2a and F2b). Statistically, poor sorting and coarse grains make for good reservoir properties.

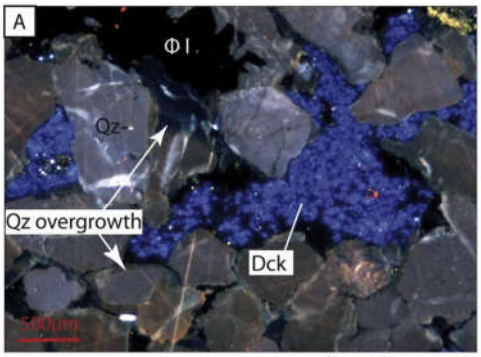
6.2. Relation between syn-depositional clays and petrophysical properties: the role of Fe-rich chlorite coatings

It is widely accepted that chlorite coatings prevent or greatly restrict quartz overgrowth in sandstones and so preserve porosity (Pittman and Lumsden, 1968; Heald and Larese, 1974; Ehrenberg, 1993; Hillier, 1994; Billault et al., 2003; Gould et al., 2010; Ajdukiewicz and Larese, 2012; Bahlis and De Ros, 2013). The clay coating of the quartz grain surface is in place before the quartz crystallization window is reached (<80 °C; Bjørkum et al., 1998). The thickness and continuity of the coating over the grain surface create a physical barrier and reduce potential nucleation surfaces for the development of quartz cement (Ehrenberg, 1993; Ryan and Reynolds, 1996; Bahlis and De Ros, 2013; Billault et al., 2003).

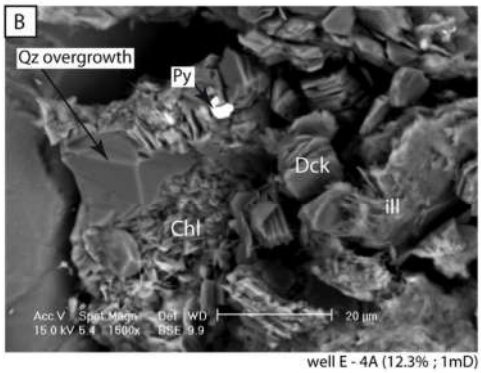
Coat thickness has no effect on petrophysical properties in the case of the Upper Cape Hay Formation. However, the continuity of grain coating strongly affects porosity and permeability (Fig. 18A). Samples with porosities of more than 8% and permeabilities of more than 0.1 mD (except one) systematically show complete grain coating of all grains (Fig. 18A and Table 2). Indeed, porosity and permeability are positively and statistically correlated with grain coating continuity (Table 3). Additionally to grain coatings, some samples contain chlorite filling (>1%) in the primary porosity, reducing porosity but not explaining the difference of all 10% of porosity between samples with or without chlorite filling. Porosity and permeability are negatively and statistically correlated with chlorite filling (Table 3).

In this study, total grain coatings are observed at the top of the

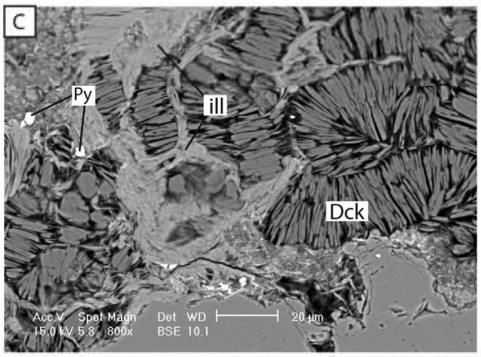
Fig. 13. Diagenetic phases: Fe-rich chlorite coating and filling, quartz overgrowth, feldspar alteration, quartz corrosion, and dickite. A – Chlorite coating and dickite (Dck) in thin section impregnated with blue resin (micrograph in natural light). Dickite fills the porosity. B – Chlorite coating and primary porosity (φ I) in thin section impregnated with blue resin (micrograph in natural light). C – Thin section in SEM with continuous Fe-rich chlorite coating and filling with partially preserved primary porosity (φ I). D – Quartz overgrowth around detrital quartz grains (Qz) in thin section impregnated with blue resin (micrograph in natural light). E – Micrograph under cathodoluminscence of highly silicified sample (Qz overgrowth) with subsequent alteration of feldspar (Fsp) (blue strass) and corroded quartz overgrowth. F – Examples of SIMS spot measures ($\delta^{18}O$ ‰-SMOW) on detrital quartz grain (Qz) and quartz overgrowth (brown and slightly luminescent). G – Microcline partially altered along cleavage (altered Fsp K) (micrograph in natural light) creating secondary porosity (φ II). H- Thin section in SEM with dickite (Dck) filling crack formed by quartz corrosion.



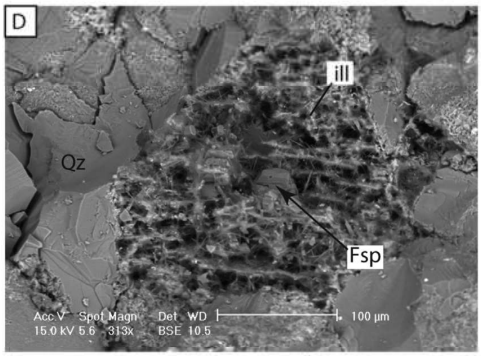
well E - 4A (12.3% ; 1mD)



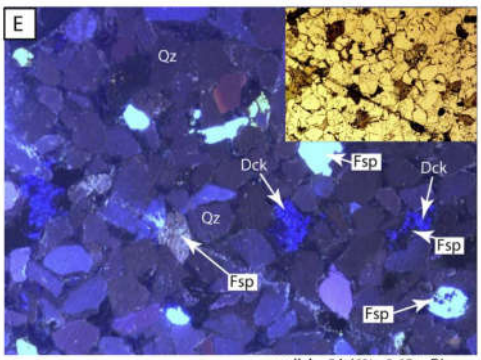
well E - 4A (12.3% ; 1mD)



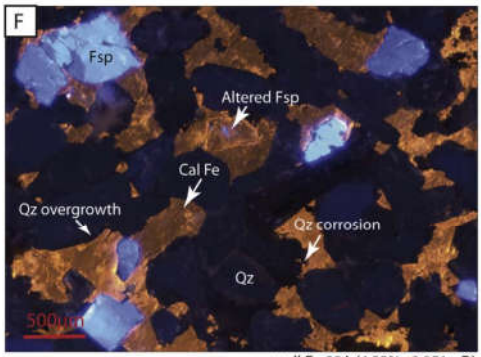
well E - 4A (12.3% ; 1mD)



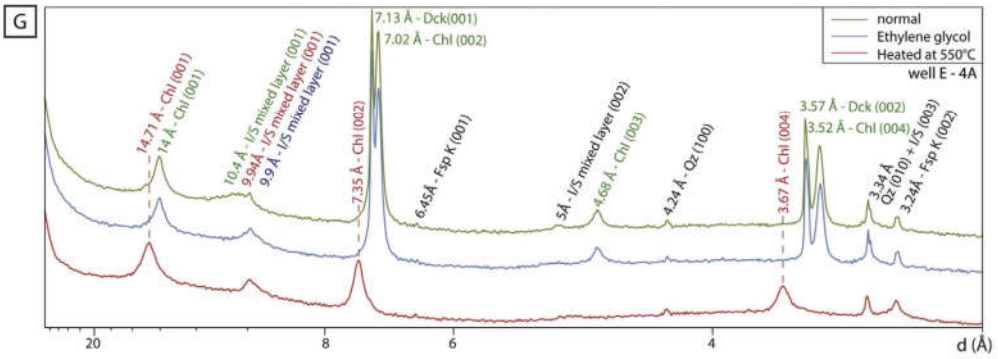
well E - 67A (8.46% ; 0.12mD)



well A - 3A (6% ; 0.65 mD)



well E - 32A (4.32% ; 0.051mD)



Cape Hay Formation (in Unit E defined by Bhatia et al., 1984), and exclusively in the sand bar facies (Figs. 5 and 6 and Table 2). Several authors have suggested that Fe-rich chlorite coating derives from the diagenetic transformation of syn-depositional berthierine (Ehrenberg, 1993; Hillier, 1994; Hornibrook and Longstaffe, 1996; Ryan and Reynolds, 1996; Aagaard et al., 2000; Ryan and Hillier, 2002; Billault et al., 2003; Beaufort, 2014; Beaufort et al., 2015). Beaufort et al. (2015) suggest that authigenic berthierine formed near the surface under rather anoxic conditions, potentially by replacing pre-existing odinite. The ferrous clay precursors observed as aggregates in the Cape Hay Formation could be berthierine. Chlorite coating is absent at compacted contacts between grains, suggesting that chloritization occurred after mechanical compaction or at the beginning of chemical compaction. Aggregates of ferrous clay precursors are transformed into Fe-rich chlorite and 2–10 μm thick coatings of pseudohexagonal crystals crystallized perpendicular to detrital grains. The berthierine to Fe-rich chlorite transition occurred in iron-rich and reducing environments (Beaufort et al., 2015). This transformation is characterized by a solid-state transformation mechanism which may have been a polymorphic mineral reaction (Beaufort et al., 2015). In fact, Fe-rich chlorite can be preserved during burial diagenesis if the 1b ($\beta = 90°$) polytype of Fe-rich chlorite inherited from solid-state transformation of berthierine dominates and if Fe-chlorite is not completely replaced by the IIb polytype of Fe-rich chlorite through the dissolution-crystallization mechanism (Beaufort et al., 2015). The transition from berthierine to Fe-rich chlorite can be made in the temperature range of 40–120 °C (Aagaard et al., 2000; Ryan and Hillier, 2002; Beaufort, 2014; Beaufort et al., 2015). Ketzer et al. (2003) and Worden and Morad (2003) observed that berthierine typically forms in progradational intervals with high sedimentation rates, such as during deposition of the late highstand systems tract. On the contrary, in this study, the preferential location of chlorite in estuarine sand bars seems to indicate that the syn-depositional precursor of chlorite could be preferentially infiltrated in an estuarine environment subjected to tides at the end of a third-order transgressive systems tract (Figs. 3 and 19B). This type of environment with a mixture of fresh and marine water would allow precursors of chlorites to form. An estuarine environment may promote the trapping of precursors of chlorite around detrital grains in sand bars during slack tides. The bottom and middle of the sand bars exhibit grain coatings and also intergranular chlorite filling that partially destroy porosities and permeabilities ($\Phi = 8–10\%$, k = 0,1–10 mD). Aggregates of ferrous clay precursors and total Fe-rich chlorite coating may occur in sandstone facies deposited at the end of the third-order transgressive systems tract in Unit E (Figs. 3 and 19B).

At the onset of the third-order transgressive systems tract (Unit D and lower part of Unit E, Figs. 3 and 19A), the estuary was probably too protected to trap ferrous clay precursors in sufficient quantities to form Fe-rich chlorite coatings during diagenesis. The depositional environment was probably wave-dominated thus allowing the development of a barrier bar with large tidal flat deposits (Fig. 19A). Maybe fresh-water also prevented the preservation of coatings, which are not observed at the beginning of this sequence. This would explain why sand bars at the onset of the third-order transgressive systems tract do not have total grain coatings (Table 2).

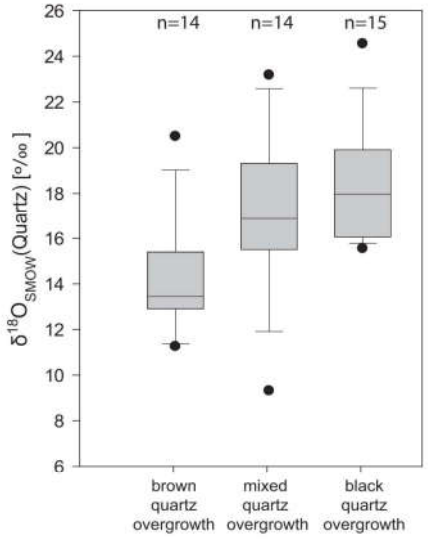


Fig. 15. $\delta^{18}O$ SMOW values of quartz distributed in box diagrams by type of quartz overgrowth analysed. The line in the box represent the median value, the lower limit represents the first quartile and the upper limit the second quartile. The upper and lower boundaries represent the 5% and 95% interval of the data set. The dots represent the values outside this interval.

Only chlorite coatings that entirely cover the detrital grains promote high porosity (18–25%) and permeabilities (10–2500 mD), and chlorite filling slightly reduces the porosity (8–18%; 0.1–10 mD). Such total chlorite coatings are found only in the sand bar facies (facies association FA2), and chlorite filling on the bottom and middle part of the sand bar (F2b and F2c) of the top of Unit E. The sequential breakdown can be used to predict the location of grain coatings and chlorite filling in the sandstones and therefore to predict the good-quality reservoirs, as well-expressed in the study by Lafont et al. (2001). The end of the third-order trangressive systems tract allowed the emplacement of a tide-dominated estuary (Fig. 19B). This depositional environment is favorable to forming/trapping the precursor of chlorite (Fig. 19B). The precursor of chlorite may have been deposited at slack tides on the sand bar (FA2).

6.3. Relation between burial diagenesis and petrophysical properties

Generally, burial diagenesis is responsible for a reduction in

Fig. 14. Diagenetic phases: quartz overgrowth, feldspar alteration, dickite, illite-rich I/S mixed layers, euhedral pyrite and ferrous calcite. A – Micrograph under cathodoluminescence showing quartz overgrowth, prior to dickite (blue minerals filling pores). B – Scanning electron micrograph on fragment exhibiting partial chlorite coating (Chl), quartz overgrowth, dickite (Dck) on which fibrous illite-rich I/S mixed layers (ill) and euhedral pyrite crystal (Py) develop. C – Dickite (Dck) filling the pore space bounded by fibrous illite-rich I/S mixed layers (ill) (scanning electron micrograph on thin section). D – Fibrous illite-rich I/S mixed layers (ill) arranged along cleavage in altered feldspar (Fsp) (scanning electron micrograph on fragment). E – Micrograph under cathodoluminescence showing dickite in altered feldspar. F – Micrograph under cathodoluminescence with quartz crystals displaying feeding rings: quartz overgrowth before emplacement of carbonate cement (orange). Feldspars in blue under cathodoluminescence (Fsp) are altered to varying degrees and are filled by ferroan calcite cement (Cal Fe) which fills all the pore space. G – X-ray diffractogram of clay mineral suites. The diffractograms reveal the presence of chlorite (Chl), illite-rich I/S mixed layers (ill), dickite (Dck), quartz (Qz) and feldspar (Fsp K). Peak at 7.13 Å of dickite is different from that of chlorite at 7.02 Å. Green curve: untreated sample; blue curve: sample treated by ethylene-glycol saturation; red curve: sample heated to 550 °C. After heating the diffractogram displays an intensity decrease and a left-shift of the chlorite peaks and a disappearance of the dickite peak. Alongside these shifts and decrease, the quartz peaks are well located in the three diffractograms. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

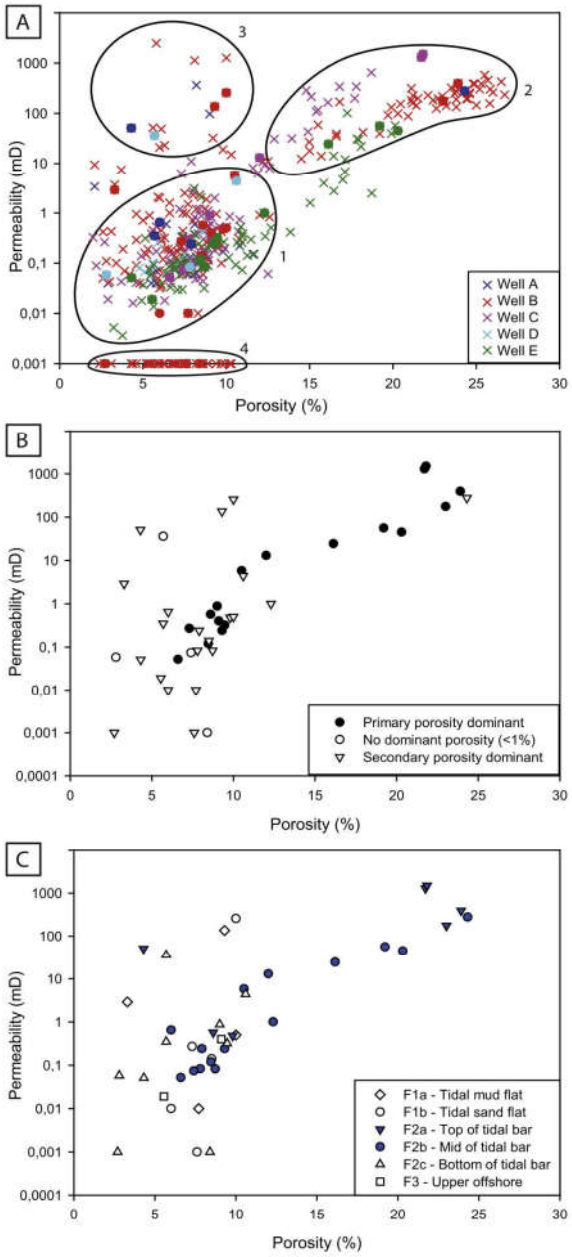


Fig. 16. A – Plug porosity-permeability relation by well of the Upper zone of the Cape Hay Formation. Crosses represent all measurements made for the reservoir while plain dots represent samples studied. B – Porosity-permeability relation by predominant type of porosity (residual primary or secondary porosity). When the difference between primary and secondary porosity is less than 1% while the sample is associated with the "No dominant porosity" category. C – Porosity-permeability relation by facies. The facies of the top (F2a) and the middle (F2b) of the sand bar exhibit the best reservoir properties.

porosity by two major processes: compaction, which is a physical process governed by lithostatic/hydrostatic pressure, and cement formation, which is a chemical process governed by the pressure-temperature-chemistry history of fluid and sediment interaction in the course of burial. The intensity of these processes increases overall with temperature and therefore as burial increases. This sub-section addresses the impact of diagenetic factors on reservoir properties.

6.3.1. Compaction

Mechanical and chemical compaction observed in samples is a pressure-dissolution that brings the grains into contact, reducing intergranular space and releasing the dissolved silica into the pore fluid. Many questions remain as to whether pressure-dissolution is initiated by (1) lithostatic pressure, (2) temperature, (3) the presence of clay minerals (smectite or illite) at the grain interfaces (Tournier et al., 2010), or (4) a combination of these factors. The coatings of this study are composed not of illite but Fe-rich chlorite, and the local presence of total coating and filling clearly affects compaction, by limited grain-to-grain imbrication and chemical compaction (Table 3). The chemical compaction mechanism could be a factor influencing reservoir properties because it brings grains into contact, when chlorite coatings and filling are not developed, so reducing intergranular space and favouring the release of silica into the pore fluid.

6.3.2. Quartz overgrowth

Only four sources of silica are thought to be truly effective. These are quartz dissolution (by dissolution of quartz overgrowth and stylolitization), alteration of feldspars, illitization of smectites and dissolution of siliceous organisms (e.g. Worden and Morad, 2000). Stylolites are commonly mentioned as the major source of silica for sandstones buried at great depths (e.g. Walderhaug and Bjørkum, 2003). These sources may lie within or outside the formation in question. For external sources, fluid circulation transporting silica by advection over large distances is still under debate (Worden and Morad, 2000). In the Petrel field, potential silica sources are chemical compaction (dissolution of detrital quartz during stylolitization) because alteration of feldspars and illitization occurs after quartz cementation. The dissolution of detrital quartz grains, due to degree of chemical compaction estimated on thin sections, is not correlated to the rate of silicification. The silicification rate is a factor influencing reservoir properties. Porosity and permeability are inversely correlated with the quantity of quartz overgrowth (Table 3). Samples from good reservoirs have silicification rates of less than 10% (Fig. 18B). Lander et al. (2008) claim that grain texture influences possible nucleation surfaces for quartz cements whereas grain size affects the specific surface. In this way, the smaller the quartz grain, the larger the specific surface and the more rapid the quartz cementation. This phenomenon is observed in the Petrel field: the increase in the mean size of grains is related to a fall in the silicification rates (Fig. 18C). Furthermore, grain size and sorting are positively correlated due to conditions in the depositonal environment. Accordingly, the quantity of quartz overgrowth is inversely correlated with grain size and sorting (Table 3). Grain coating continuity is inversely correlated with the quantity of quartz overgrowth (Table 3). In fact, comparison of data for silicification volume and clay coating development clearly indicates that total grain coating almost wholly inhibits quartz overgrowths (Fig. 18D). The coating thickness does not influence quartz overgrowths in the reservoir. As quartz is the major cement deteriorating the qualities of clastic reservoirs, the total coating around detrital grains is therefore a factor influencing the preservation of reservoir qualities by inhibiting quartz cementation.

Table 3
Pearson correlation coefficient calculated from sedimentological diagenetic and petrophysical data. For p-values below 0.05, the correlation is statistically significant. In bold: p-values < 0.05 and associated significant correlation coefficient.

	Porosity (%)	Permeability (mD)	Silt (%)	Mean grain size (μm)	Sorting	Coating continuity	Chlorite filling	Compaction	Quartz overgrowth (%)	Clays (%)	Carbonate (%)
Porosity (%)	**1**	**p < 0.01**	**p = 0.01**	**p < 0.01**	**p < 0.01**	**p < 0.01**	**p = 0.01**	p = 0.24	**p < 0.01**	p = 0.11	p = 0.10
Permeability (mD)	**0.59**	**1**	p = 0.56	**p = 0.02**	**p = 0.05**	**p = 0.05**	**p = 0.03**	p = 0.07	**p = 0.01**	p = 0.57	p = 0.63
Silt (%)	**0.37**	0.09	**1**	p = 0.37	p = 0.38	p = 0.56	p = 0.40	p = 0.77	p = 0.24	p = 0.61	p = 0.70
Mean grain size (μm)	**0.56**	**0.36**	0.14	**1**	**p < 0.01**	p = 0.1	p = 0.60	p = 0.20	**p < 0.01**	p = 0.12	p = 0.64
Sorting	**0.46**	**0.3**	0.14	**0.54**	**1**	p = 0.06	p = 0.62	p = 0.60	**p < 0.01**	p = 0.82	p = 0.52
Coating continuity	**0.51**	**0.3**	0.09	0.26	0.29	**1**	p = 0.78	p = 0.50	**p < 0.01**	**p = 0.03**	p = 0.74
Chlorite filling	**−0.48**	**−0.42**	−0.17	0.11	−0.1	−0.06	**1**	**p = 0.01**	p = 0.63	p = 0.57	p = 0.45
Compaction	−0.18	−0.28	−0.05	0.20	0.08	−0.11	**0.49**	**1**	p = 0.99	p = 0.56	p = 0.09
Quartz overgrowth (%)	**−0.62**	**−0.38**	−0.19	**−0.48**	**−0.57**	**−0.54**	0.1	0	**1**	p = 0.65	p = 0.85
Clays (%)	−0.25	−0.09	−0.08	−0.24	−0.04	**−0.35**	0.11	0.09	−0.07	**1**	p = 0.26
Carbonate (%)	−0.26	−0.08	−0.06	−0.08	−0.1	−0.05	0.16	−0.26	0.03	−0.18	**1**

6.3.3. Alteration of feldspar

Feldspar alteration creates secondary porosity and implies presence of feldspars and acid fluids circulating throughout the reservoir (Worden and Morad, 2000). In the Petrel field, the proportion of initial-state feldspar varies from 3 to 17% (Fig. 8). Feldspar alteration in Units D and E is proportional to the quantity of feldspar in the initial state in the sample. Generally, a little more than one half (50%) of the initial feldspar present has been totally altered (Fig. 8). In rock volume, feldspar alteration can create at most 8% of porosity (secondary porosity) and a mean value of 5% of porosity (secondary porosity) of the total rock volume (Appendix A). The median porosity of the studied Cape Hay Formation is 8.2%, so the volume of secondary porosity is not negligible. There was no preferential fluid circulation in some zones of the reservoir. The distribution of primary and secondary porosity in the reservoir does not reveal any levels at which greater fluid circulation would have altered feldspars more (Figs. 5, 6 and 8). The quantity of detrital feldspar is an important factor for the control of porosity in the Upper zone of the Cape Hay Formation because it influences the quantity of secondary porosity that is created (5% of the total rock sample which is not negligible). However, the upper part of Unit E (Bhatia et al., 1984) is the poorest in initial feldspars and yet the most porous (Figs. 5, 6 and 8 and Table 1). So, feldspar alteration alone is not sufficient to explain high porosity (>10%).

6.3.4. Authigenic clays

Dickite is associated with feldspar alteration (Fig. 14E). The formation of dickite requires aluminium, silica and an acidic pH (Worden and Morad, 2000). Thus, dickite supposedly originates from the alteration of feldspars by an acidic fluid (Worden and Morad, 2000).

The distribution of dickite in the reservoir reveals zones in which the acidic fluid that caused feldspar alteration was able to flow. However, this distribution displays no preferential level

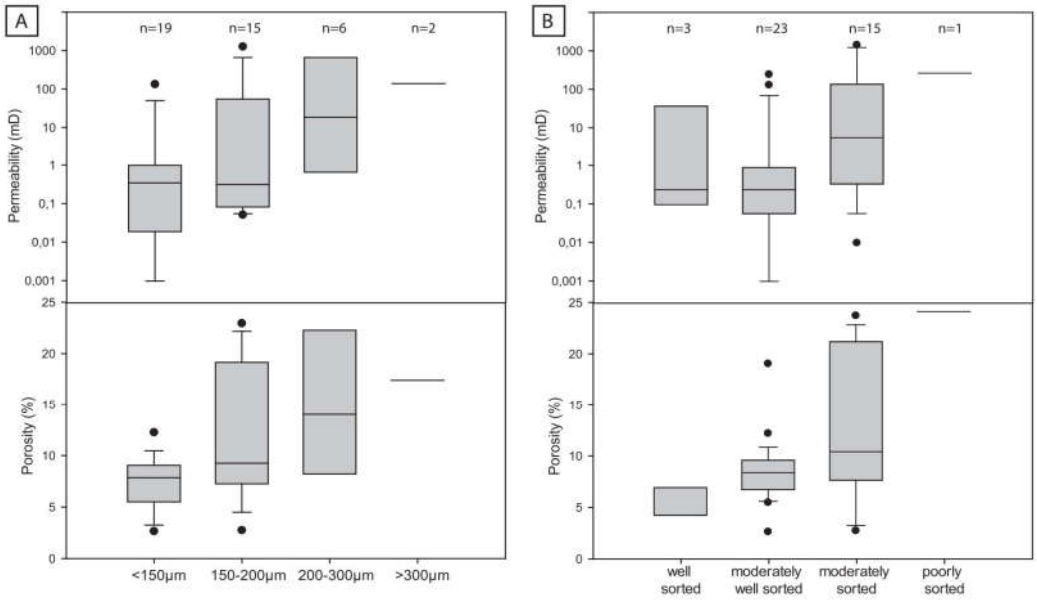


Fig. 17. A – Porosity and permeability distributed in box diagrams by mean grain size. Statistically, the coarser the grains, the better the reservoir properties. B – Porosity and permeability distributed in box diagrams by sorting. Statistically, the less-well sorted the samples, the better the reservoir properties.

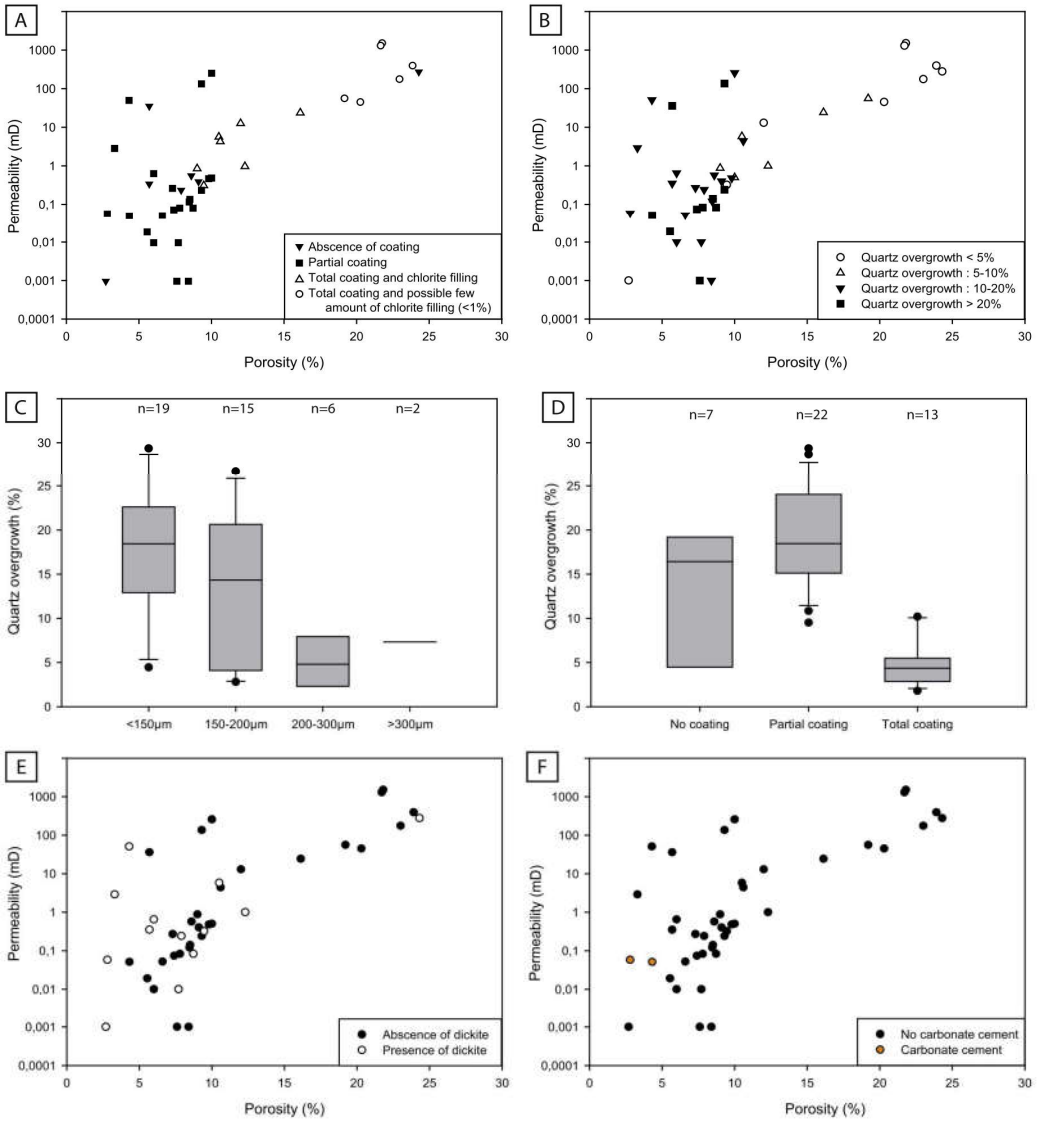


Fig. 18. A – Porosity-permeability relation by quantity of coating coverage and amount of Fe-rich chlorite filling. B – Porosity-permeability distribution relative to rate of silicification. C – Relation between silification rates and mean grain size. Statistically, the smaller the grains, the greater the silicification rate. D – Relation between silicification rate and extent of chlorite coatings. Statistically, the silification rate is very low (<5%) for samples with total continuous grain coating compared with others (>10%). E – Relation of porosity-permeability to presence of dickite. F – Porosity-permeability distribution *versus* presence or absence of carbonate cement. Samples with calcite cements have porosities of the order of 2–5% and permeabilities of the order of 0.1 mD.

(Figs. 5 and 6), which supports the previous assumption. Dickite, which arises from feldspar alteration, seems to destroy porosity partially (Fig. 18E). The samples containing dickite have porosity values of less than 14% (with one exception; Fig. 18E). Feldspar alteration, although creating pore spaces, also promotes conditions entailing the precipitation of dickite and therefore destroying porosity in the end. These dickites occlude large spaces (Figs. 13A, H and 14A, C).

At higher temperatures (>120 °C), feldspar alteration forms illites rather than dickites (Worden and Morad, 2000). The illitization of dickite is dependent on pH, water chemistry and temperature: 120–140 °C (Lanson et al., 2002). As actual temperature is about 130 °C in the Upper Cape Hay Formation, this process is possible (Worden and Morad, 2000).

The proportion of clays quantified on Jmicrovision varies from 2 to 35% of the total rock volume. No correlation is observed between the clay content and permeability (Table 3). Only samples with more than 15% clay have low porosity (Figs. 5 and 6 and Table 2). Variations in clay mineral suites may cause major changes in porosity and permeability within reservoirs. In this study, samples

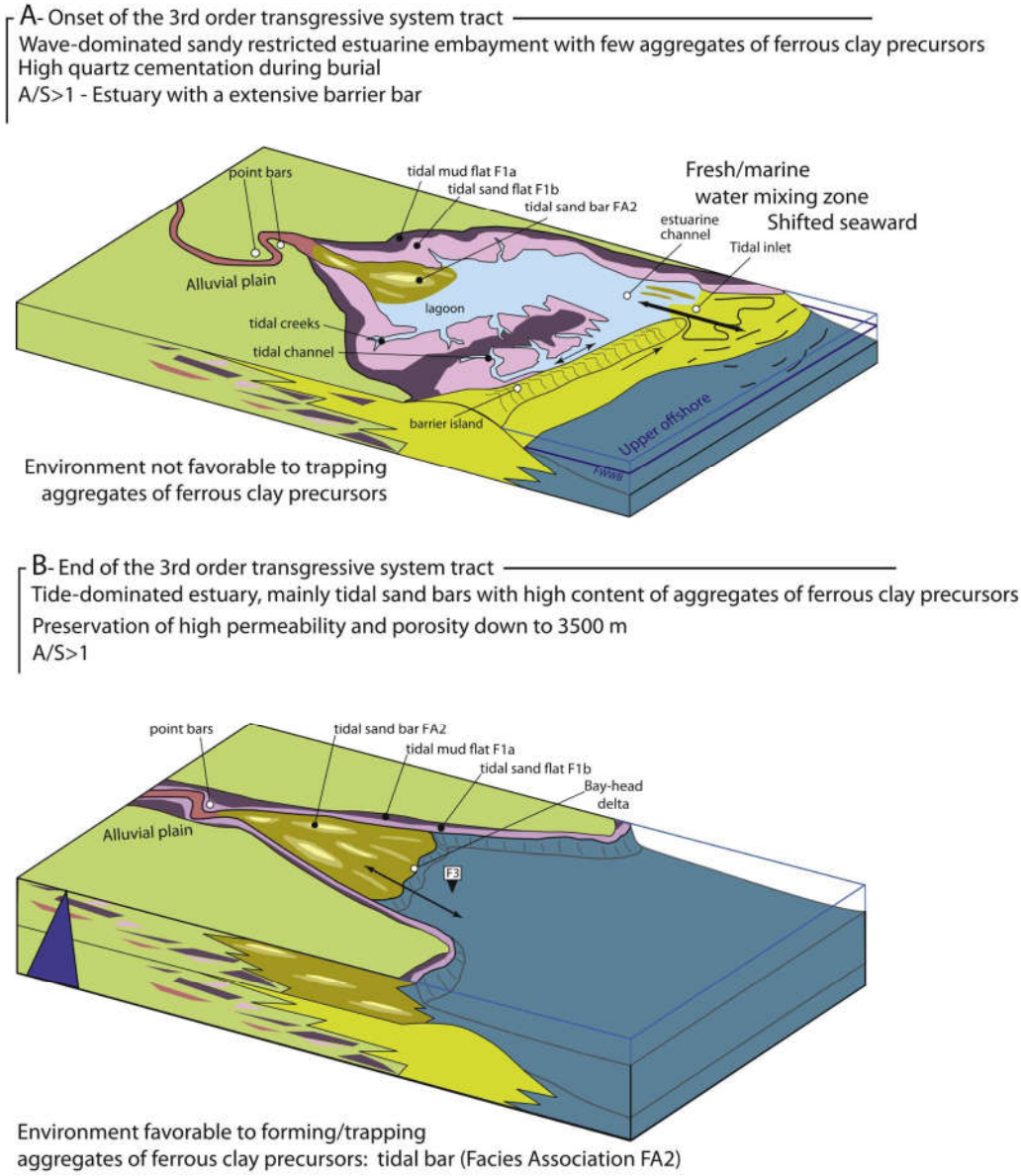


Fig. 19. Changing depositional environment with stratigraphic cycles. A – Wave-dominated estuary with an extensive barrier bar (idealized model after Dalrymple et al., 1992) during the onset of the 3rd order transgressive systems tract corresponding to upper part of the Unit D, dominated by mud and sand flat facies. This environment is not favorable to the preservation of Fe-rich clay precursors. B – Tide-dominated estuary during the end of the 3rd transgressive systems tract corresponding to Unit E of the Cape Hay Formation. This environment allows the formation and trapping of Fe-rich clay precursors on the sand bars.

with a chlorite-rich mineral suite are porous and permeable whereas samples with an illite-rich I/S mixed layers mineral suite and/or dickite-rich suite exhibit low porosity and low permeability (Figs. 5 and 6). The release of silica, aluminium and potassium into the solution when feldspar is dissolved allows the formation of authigenic minerals including dickite and fibrous illite-rich I/S mixed layers.

6.3.5. Calcite cements

Ferrous calcite cements present in two samples fill porosity, reducing it to 2–5%. Permeabilities of these samples are about 0.1 mD (Fig. 18F). This type of carbonate cement destroys reservoir qualities.

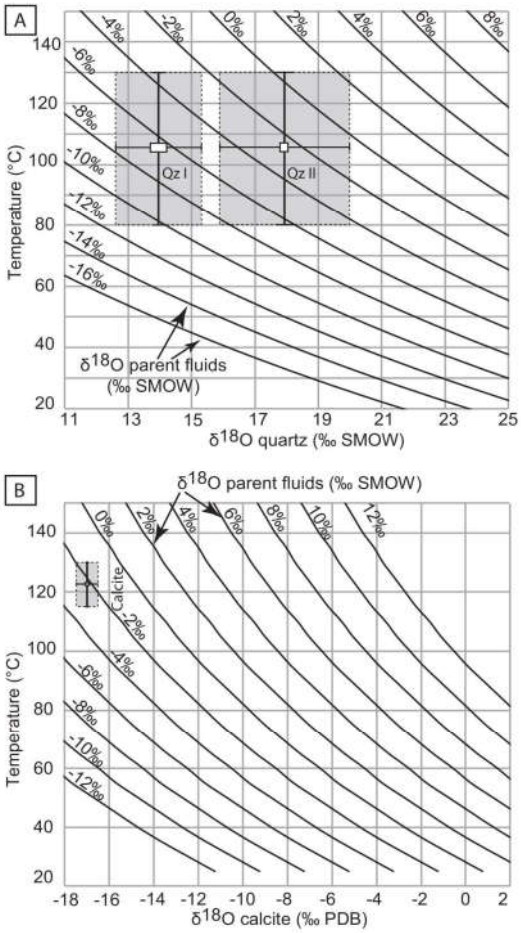


Fig. 20. Relationship between temperature, isotopic values of diagenetic phases and parent fluids. A – Relationship between temperature and $\delta^{18}O$ SMOW of fluid for quartz overgrowth and parent fluids. The box Qz I corresponds to values of brown quartz overgrowth, and the box Qz II corresponds to values of slightly luminescent quartz overgrowth defined in Fig. 15. The curves are reconstructed with the fractionation equation of quartz (Zheng, 1993). B – Relationship between temperature, $\delta^{18}O$ SMOW of fluid for calcite cement and $\delta^{18}O$ PDB values of calcite cement. The curves are reconstructed with the fractionation equation of calcite (Zheng, 1999).

6.4. Origin of quartz overgrowth and calcite cements

The fractionation diagram of oxygen isotopes in quartz (Fig. 20A) shows the possible $\delta^{18}O$ of the fluid (SMOW) depending on the temperature and the $\delta^{18}O$ measured in the quartz (Zheng, 1993). The box Qz I corresponds to the $\delta^{18}O$ value of the first brown quartz overgrowth (+13.8‰ SMOW for the median value, +12.6‰ SMOW for the first quartile and +15.5‰ SMOW for the second quartile; Fig. 20A). The box Qz II corresponds to the $\delta^{18}O$ for the second slightly luminescent quartz overgrowth (+18‰ SMOW for the median value, +15.9‰ SMOW for the first quartile and +20.0‰ SMOW for the second quartile; Fig. 20A). These values are taken relative to the whiskers box data (Fig. 15) for each of the two types of overgrowth in deep sandstone reservoirs regionally *versus* locally. As quartz cement is infrequently observed in sandstones that have never been buried at temperatures greater than 70–80 °C, and as fluid inclusions in quartz overgrowths seldom reveal homogenization temperatures below 70–80 °C, some authors (Walderhaug, 1996; Bjørkum et al., 1998; Lander and Walderhaug 1999; Oelkers et al., 2000) suggest that most quartz cement precipitates between 100 and 120 °C. It is assumed here that the temperature of quartz overgrowth formation exceeded 80 °C because these overgrowths seem to be associated with stylolites. The maximum temperature reached in the reservoir is the present temperature of 130 °C. The $\delta^{18}O$ values (fluid) corresponding to these temperatures from 80 to 130 °C vary between −12‰ SMOW and −2‰ SMOW for the first brown overgrowth (Fig. 20A), and therefore correspond to meteoric waters. For the second slightly luminescent generation (Fig. 20A), the $\delta^{18}O$ vary between −8‰ and +2‰ SMOW, corresponding to meteoric fluids if temperatures are in the order of 80–90 °C or formation water if the temperatures are close to 130 °C.

Meteoric waters therefore seem to have entered into the sedimentary system. Indeed, the Bonaparte Basin was uplifted during the Triassic (Fig. 21). Considering the thermal history of the Cape Hay Formation (Kennard et al., 2002), the temperature in the field was about 80–90 °C during the Triassic. It may be that meteoric water with very negative (−5 to −10‰) $\delta^{18}O$ (fluid) values percolated into the reservoirs during uplift (Fig. 21). For the second generation, if temperatures were higher, progressive replacement of those waters by basinal fluids having gained their ^{18}O during fluid/mineral interactions (feldspar alteration) would have to be considered as the source of formation of the slightly luminescent quartz overgrowth (Fig. 21).

The plot in Fig. 20B gives an indication of oxygen isotope fractionation during calcite crystallization as a function of temperature and fluid composition, here H_2O ($\delta^{18}O$ of fluid in SMOW; Zheng,

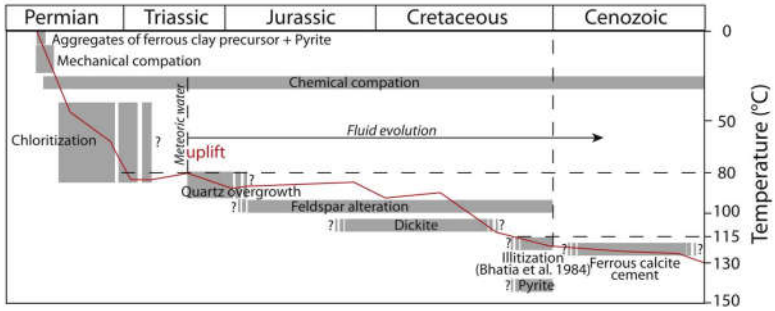


Fig. 21. Paragenetic sequence related to the thermal history of the Keyling Formation underlying the Cape Hay Formation (Kennard et al., 2002). The post-Permian thermal history of the Cape Hay Formation followed the same pattern.

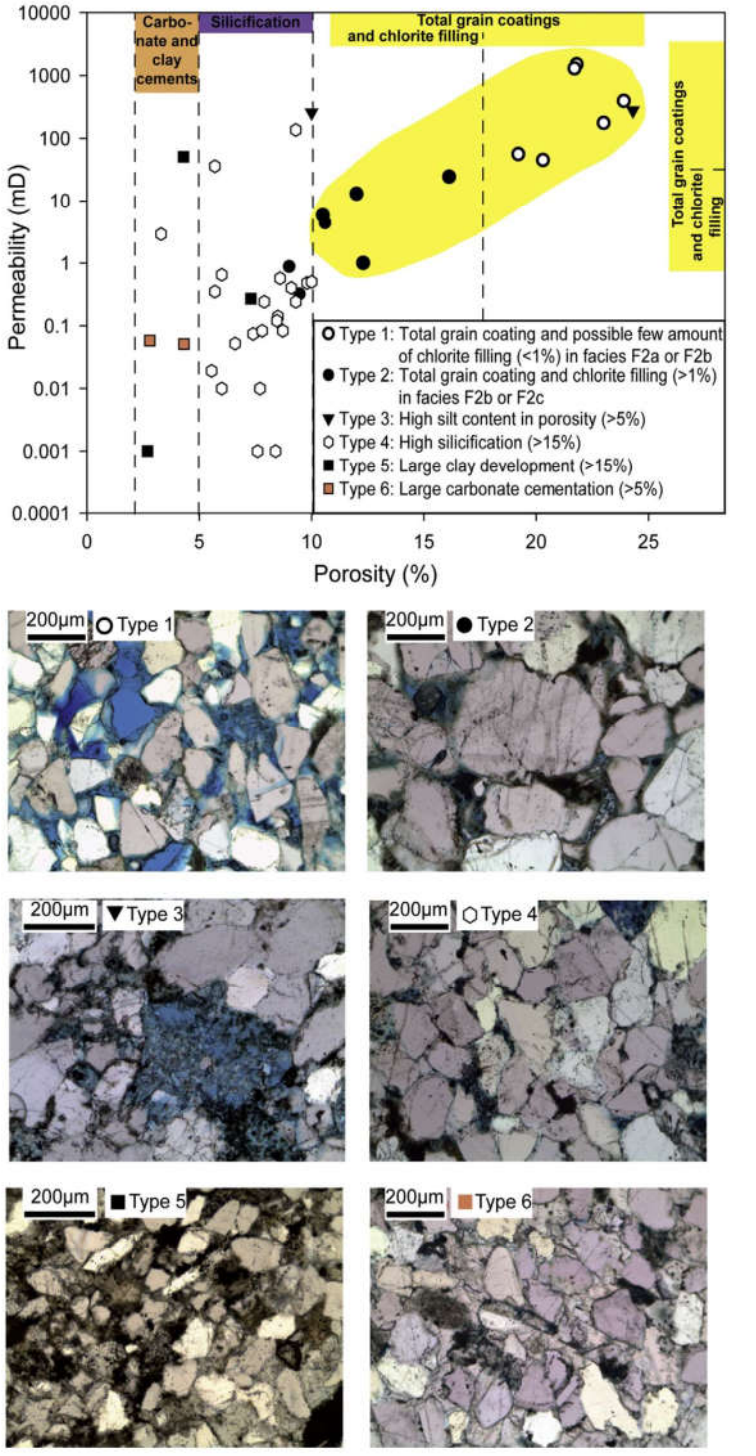


Fig. 22. Classification of samples into six rock types: Porosity-permeability relation and micrograph in natural light.

1999). Calcite post-dated illitization, dated by the K-Ar method on illite-rich I/S mixed layer crystals by Bhatia et al. (1984) indicates a Late Cretaceous crystallization age. Considering the thermal history of the Petrel field, illitization occurred at temperatures close to 120 °C (Fig. 21; Bhatia et al., 1984; Kennard et al., 2002). During the Cenozoic, thermal history indicates temperatures ranging from 120 to 130 °C for calcite crystallization (Fig. 21; Kennard et al., 2002). $\delta^{18}O$ PDB values of −17‰ for calcite and temperatures ranging from 120 °C to 130 °C suggest meteoric waters of −3‰ to −1‰ SMOW, which corroborate the fluid evolution from meteoric water to basinal fluids having gained their ^{18}O (Fig. 20B).

6.5. Classification of sandstone for a possible prediction of petrophysical properties

From the relationship of porosity and permeability with the sedimentological and diagenetic parameters, six groups of sandstones were formed (Fig. 22):

- (Type I) top and middle of sand bar facies (F2a and F2b) with total chlorite coating and possibly a small amount of chlorite filling (<1%), (6 samples);
- (Type II) bottom and middle of sand bar facies (F2c and F2b) with total chlorite coating and chlorite filling (>1%), (7 samples);
- (Type III) rock with silts (>5%) in porosity (2 samples);
- (Type IV) rock with more than 15% of quartz overgrowth (22 samples);
- (Type V) rock with more than 15% of clay filling (3 samples);
- (Type VI) rock with more than 5% of carbonate cement (2 samples).

This classification can be used to synthesize variations in porosity and permeability within the studied reservoir (Fig. 22). High Φ-k values (>18% and >10 mD) are explained by the presence of total chlorite coatings associated with top (F2a) and middle (F2b) of tidal bar facies (Rock Type I). The presence of continuous grain coatings and intergranular space chlorite filling in the middle and bottom of tidal bar facies (F2b and F2c, Rock Type II) is associated with moderate Φ-k values (8–18% and 0.1–10 mD). The presence of silts in porosity is associated with permeability values greater than 100 mD (Rock Type III). Porosity values between 5 and 10% correspond to intense silicification (>15%; Rock Type IV). The presence of filling by authigenic clays (Rock Type V) or by ferrous calcite cement (Rock Type VI) in some samples occludes porosity reducing it to less than 5%.

7. Conclusions

Six facies were identified from core descriptions and microscopic study of the sandstones. These facies are typical of a tide-dominated estuary, and include (1) mud flat, (2) sand flat, (3) top of tidal sand bar, (4) middle of tidal sand bar, (5) bottom of tidal sand bar, and (6) outer estuary facies. The estuarine facies of the Upper zone of the Cape Hay Formation was emplaced at the end of the third-order transgressive systems tract, illustrated notably by reduced continental inputs, such as feldspars. The paragenetic sequence comprises the (1) emplacement of early aggregates of ferrous clay mineral precursors, (2) mechanical compaction, (3) recrystallization of those ferrous clay mineral precursors to Fe-rich chlorite and crystallization of Fe-rich chlorite forming coatings around detrital grains, (4) chemical compaction, (5) development of quartz overgrowth, (6) feldspar alteration, (7) crystallization of dickite and illite-rich illite/smectite (I-S) mixed layers, and (8) ferrous calcite cementation. Diagenetic Fe-rich chlorite forming continuous coatings around detrital grains, without clay filling, have been detected in six samples with good porosity (Φ > 18%) and permeability (k > 10mD). These coatings are the main parameter responsible for the good reservoir quality. The deposition of ferrous clay precursors forming aggregates on the detrital grain surface must be distinguished from the recrystallization of those aggregate clays to diagenetic Fe-rich chlorite and coatings. Fe-rich chlorite is the result of alteration of earlier aggregates of ferrous clay precursor. Chloritization occurs after mechanical compaction or at the beginning of the chemical compaction forming Fe-rich chlorite coatings. Diagenetic chlorite coatings around detrital grains are restricted to the sand bar facies deposited at the end of the last third-order transgressive systems tract of the Cape Hay Formation. Isotope analyses of quartz overgrowth allow us to reconstruct the nature of the fluids from which they precipitated. The $\delta^{18}O$ (fluid) values range from −10‰ SMOW to −2‰ SMOW for the first overgrowth (brown) and therefore correspond to meteoric waters that may have entered the Cape Hay Formation during basin uplift during the Trias. For the second generation, meteoric fluids evolved into basinal fluids, after interaction with feldspars. In the sandstones, on average half of the 3–17% of feldspars initially present are altered, forming secondary porosity. This alteration in the reservoir is due to acidic fluid circulation thus creating secondary porosity (1–8%). Feldspar alteration released silica and aluminium into the reservoir thereby promoting the development of dickite and illite-rich I/S mixed layers which tended to destroy porosity and permeability, as calcite cementation and quartz overgrowth. Oxygen isotope ($\delta^{18}O$) analyses on calcite of about −17‰ PDB suggest a $\delta^{18}O$ (fluid) ranging between −3‰ and −1‰ SMOW at 120–130 °C. These values suggest basinal fluids having gained their ^{18}O.

The formation and conservation of ferrous clay precursors seems to be possible in an estuarine environment where seawater and fresh water are mixed and where sand bars are formed. These ferrous clay precursors recrystallized to Fe-rich chlorite coatings after mechanical compaction. These coatings inhibited quartz cementation and prove to be the key parameter behind the good reservoir qualities of the Cape Hay Formation. This work highlights the key role of clay coating trapping in an estuarine environment, exhibiting how important it is to better constrain the relation between the depositional model of estuaries and sequence stratigraphy when investigating porosity preservation.

Acknowledgements

This work resulted from the collaborative projects No N93420 entitled “Sedimentological control of diagenetic processes of the tidal sandstones of the Upper Cape Hay Formation: Impact on reservoir properties” and No P04980 “CLAY COATing in shallow marine clastic deposits to improve reservoir quality prediction” between the University Paris-Sud and ENGIE. This study has benefited greatly from the funding of ENGIE (grant numbers N93420 and P04980). The authors would like to thank the Petrel Field Joint Venture between ENGIE Bonaparte and Santos exploration and production at Perth (Australia) for permission to publish this paper and providing the plug samples. The authors would also like to thank Rémy Pichon and Olivier Dufaure for assistance with XRD analysis and SEM observations, Julius Nouet for FT-IR spectrometer analysis, Dr. Pierre-Yves Collin and Dr. Jean-Pierre Sizun (University of Bourgogne Franche-Comté) for their support. We are grateful to Philippe Blanc (Lithologie Bourgogne) for high-quality thin sections. The authors also thank Etienne Deloule (CRPG) for assistance during the use of the SIMS Cameca 1280. Associate Editor Salvatore Critelli and two anonymous reviewers are thanked for their helpful comments.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.07.002.

References

Aagaard, P., Jahren, J.S., Harstad, A.O., Nilsen, O., Ramm, M., 2000. Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences. Clay Miner. 35, 261–269.

Ajdukiewicz, J.M., Larese, R.E., 2012. How clay grain coats inhibit quartz cement and preserve porosity in deeply buried sandstones: observations and experiments. AAPG Bull. 96, 2091–2119.

Bahlis, A.B., De Ros, L.F., 2013. Origin and impact of authigenic chlorite in the Upper Cretaceous sandstone reservoirs of the Santos Basin, eastern Brazil. Pet. Geosci. 19, 185–199.

Baldwin, S., White, N., Müller, R.D., 2003. Resolving multiple rift phases by strain-rate inversion in the Petrel Sub-basin, northwest Australia. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 372, 245–263.

Beaufort, D., 2014. Les minéraux argileux. In: Pagel, M., Barbarand, J., Beaufort, D., Gautheron, C., Pironon, J. (Eds.), Bassins sédimentaire-Les marqueurs de leur histoire thermique. edp sciences, Géosphères, pp. 73–126.

Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J.C., Johansen, H., 1998. Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. Clay Miner. 33, 297–316.

Beaufort, D., Rigault, C., Billon, S., Billault, V., Inoue, A., Inoue, S., Patrier, P., 2015. Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geological systems – a review. Clay Miner. 50, 497–523.

Bhatia, M.R., Thomas, M., Boirie, J.M., 1984. Depositional framework and diagenesis of the late Permian gas reservoirs of the Bonaparte Basin. APEA J. 24, 299–313.

Billault, V., Beaufort, D., Baronnet, A., Lacharpagne, J.C., 2003. A nanopetrographic and textural study of grain-coating chlorites in sandstone reservoirs. Clay Miner. 38, 315–328.

Bjørkum, P.A., Oelkers, E.H., Nadeau, P.H., Walderhaug, O., Murphy, W.M., 1998. Porosity prediction in quartzose sandstones as a function of time, temperature, depth, stylolite frequency, and hydrocarbon saturation. AAPG Bull. 82, 637–648.

Bjørlykke, K., 1993. Fluid flow in sedimentary basins. Sediment. Geol. 86, 137–158.

Bjørlykke, K., 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. Sediment. Geol. 301, 1–14.

Bloch, S., Lander, R.H., Bonnell, L., 2002. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: origin and predictability. AAPG Bull. 86, 301–328.

Boggs, S., 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press.

Brindley, G.W., 1961. The X-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals: Chlorite Minerals. Mineralogical Society, Clay Minerals Group, pp. 242–296.

Burst, J.F., 1965. Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. J. Sediment. Pet. 35, 348–353.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. J. Sediment. Pet. 62, 1130–1146.

Dowey, P.J., Hodgson, D.M., Worden, R.H., 2012. Pre-requisites, processes, and prediction of chlorite grain coatings in petroleum reservoirs: a review of subsurface examples. Mar. Pet. Geol. 32, 63–75.

Earl, K.L., 2004. Bonaparte Basin Petroleum Systems. GEOCAT # 61365. Australian Government, Geoscience Australia.

Edwards, D.S., Zumberge, J.E., 2005. The Oils of Western Australia II. Regional Petroleum Geochemistry and Correlation of Crude Oils and Condensates from Western Australia and Papua New Guinea. Geoscience Australia, Canberra and GeoMark Research Ltd, Houston.

Edwards, D.S., Kennard, J.M., Preston, J.C., Summons, R.E., Boreham, C.J., Zumberge, J.E., 2000. Bonaparte Basin: Geochemical Characteristics of Hydrocarbon Families and petroleum Systems. AGSO Research Newsletter December, 14–19.

Ehrenberg, S.N., 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. AAPG Bull. 77, 1260–1286.

Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: a global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. AAPG Bull. 89, 435–445.

Fenies, H., Resseguier, A., Tastet, J.P., 1999. Intertidal clay-drape couplets (Gironde estuary, France). Sedimentology 46, 1–15.

Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation, and Applications. Springer-Verlag, Berlin.

Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. N. Z. J. Geol. Geophys. 13, 955–959.

Gerard, J.R., Bromley, R.G., 2008. Ichnofabrics in clastic sediments: applications to sedimentological core studies, 100 pp., 437 photos, 31 sketches and illustrations. In: Gerard, J.R. (Ed.), Association des sédimentologistes français.

Gould, K., Pe-Piper, G., Piper, D.J., 2010. Relationship of diagenetic chlorite rims to depositional facies in Lower Cretaceous reservoir sandstones of the Scotian Basin. Sedimentology 57, 587–610.

Gorter, J.D., 1998. Revised Upper Permian stratigraphy of the Bonaparte Basin. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The Sedimentary Basins of Western Australia 2, Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, pp. 213–228.

Gunn, P.J., 1988. Bonaparte Basin: evolution and structural framework. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, 1988, pp. 275–285.

Halley, R.B., Schmoker, J.W., 1983. High-porosity Cenozoic carbonate rocks of south Florida: progressive loss of porosity with depth. AAPG Bull. 67, 191–200.

Heald, M., Larese, R.E., 1974. Influence of coatings on quartz cementation. J. Sediment. Pet. 44, 1269–1274.

Henares, S., Caracciolo, L., Cultrone, G., Fernández, J., Viseras, C., 2014. The role of diagenesis and depositional facies on pore system evolution in a Triassic outcrop analogue (SE Spain). Mar. Pet. Geol. 51, 136–151.

Hillier, S., 1994. Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe, SEM and XRD data, and implications for their origin. Clay Miner. 29, 665–680.

Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination, vol. 12. Société géologique du Nord.

Hornibrook, E.R., Longstaffe, F.J., 1996. Berthierine from the lower Cretaceous clearwater formation, Alberta, Canada. Clays Clay Miner. 44, 1–21.

Kennard, J.M., Deighton, I., Edwards, D.S., Boreham, C.J., Barrett, A.G., 2002. Subsidence and thermal history modelling: new insights into hydrocarbon expulsion from multiple petroleum systems in the Petrel Sub-basin, Bonaparte Basin. In: Keep, M., Moss, S. (Eds.), The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, pp. 409–437.

Ketzer, J.M., Morad, S., Amorosi, A., 2003. Predictive clay mineral distribution within a sequence stratigraphic framework of siliciclastic sequences. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones, 34. International Association of Sedimentologists, pp. 43–61. Special Publication.

Kloss, O., Wood, G.R., Benson, J., Lang, S.C., Bann, K.L., Kassan, J., 2004. A revised depositional model for the Cape Hay Formation, Petrel Field, northern Australia. In: Ellis, G.K., Baillie, P.W., Munson, T.J. (Eds.), Timor Sea Petroleum Geoscience: Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, 19–20 June 2003, Northern Territory Geological Survey, pp. 503–518. Special Publication 1.

Lafont, F., Lacharpagne, J.-C., Euvrard, B., Lejay, A., Lawrence, D.A., 2001. Porosity Preservation in Deeply Buried Chlorite-Coated Sandstones of the Norwegian Sea: Understanding Early Diagenetic Processes in a High Resolution Sequence Stratigraphic Framework. AAPG Annual Meeting 2001, Denver.

Lander, R.H., Larese, R.E., Bonnell, L.M., 2008. Toward more accurate quartz cement models: the importance of euhedral versus noneuhedral growth rates. AAPG Bull. 92, 1537–1563.

Lander, R.H., Walderhaug, O., 1999. Predicting porosity through simulating sandstone compaction and quartz cementation. AAPG Bull. 83, 433–449.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A., Meunier, A., 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. Clay Miner. 37, 1–22.

Lemon, N.M., Barnes, C.R., 1997. Salt migration and subtle structures: modelling of the Petrel Sub-basin, Northwest Australia. APPEA J. 37, 245–258.

Loucks, R.G., Dodge, M.M., Galloway, W.E., 1984. Regional controls on diagenesis and reservoir quality in lower Tertiary sandstones along the Texas Gulf Coast. AAPG Memoir 37. In: McDonald, D.A., Surdum, R.C. (Eds.), Clastic Diagenesis, pp. 15–45.

Morad, S., Ketzer, J.R.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology 47, 95–120.

O'Brien, G.W., Higgins, R., Symonds, P.E., Quaife, P., Colwell, J., Blevin, J., 1996. Basement control on the development of extensional systems in Australia's Timor Sea: an example of hybrid hard-linked/soft-linked faulting? APPEA J. 36, 161–201.

Oelkers, E.H., Bjørkum, P.A., Walderhaug, O., Nadeau, P.H., Murphy, W.M., 2000. Making diagenesis obey thermodynamics and kinetics: the case of quartz cementation in sandstones from offshore mid-Norway. Appl. Geochem. 15, 295–309.

Pittman, E.D., Lumsden, D.N., 1968. Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma. J. Sediment. Res. 38, 668–670.

Pittman, E.D., Larese, R.E., Heald, M.T., 1992. Clay coats: occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones. In: Houseknecht, D.W., Pittman, E.D. (Eds.), Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, pp. 241–255. SEPM Special Publication 47.

Robinson, P., McInerney, K., 2003. Permo-Triassic reservoir fairways of the Petrel Sub-basin, Timor Sea. Special Publication 1. In: Ellis, G.K., Baillie, P.W., Munson, T.J. (Eds.), Timor Sea Petroleum Geoscience. Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, Northern Territory Geological Survey, pp. 295–312.

Roduit, N., 2007. JMicroVision : un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent. Thèse n°3830. Université de Genève, 116 p. Available online at: http://www.jmicrovision.com/resources.htm.

Ryan, P., Hillier, S., 2002. Berthierine/chamosite, corrensite, and discrete chlorite from evolved verdine and evaporite-associated facies in the Jurassic Sundance Formation, Wyoming. Am. Miner. 87, 1607–1615.

Ryan, P., Reynolds Jr., 1996. The origin and diagenesis of grain-coating serpentine-

chlorite in Tuscaloosa Formation sandstone, US Gulf Coast. Am. Miner. 81, 213–225.
Sclater, J.G., Christie, P., 1980. Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. J. Geophys. Res. Solid Earth 85, 3711–3739.
Seebeck, H., Tenthorey, E., Consoli, C., Nicol, A., 2015. Polygonal faulting and seal integrity in the Bonaparte Basin, Australia. Mar. Pet. Geol. 60, 120–135.
Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, E., Fiet, N., 2010. Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa basin, Algeria). J. Sediment. Res. 80, 1068–1084.
Walderhaug, O., Bjørkum, P.A., 2003. The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Sto Formation, southern Barents Sea. J. Sediment. Res. 73, 146–156.
Walderhaug, O., 1996. Kinetic modelling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs. AAPG Bull. 80, 731–745.
Wilson, M.D., Pittman, E.D., 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. J. Sediment. Res. 47, 3–31.
Worden, R.H., Morad, S., 2000. Quartz cementation in oil field sandstone: a review of the key controversies. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Quartz Cementation in Sandstone. International Association of Sedimentologists, pp. 1–20. Special Publication 29.
Worden, R.H., Morad, S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones, pp. 3–41. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 34.
Worden, R.H., French, M.W., Mariani, E., 2012. Amorphous silica nanofilms result in growth of misoriented microcrystalline quartz cement maintaining porosity in deeply buried sandstones. Geology 40, 179–182.
Zheng, Y.F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. Geochem. J. 33, 109–126.
Zheng, Y.-F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochim. Cosmochim. Acta 57, 1079–1091.
Zhixin, W., Guanghui, Z., Lin'an, P., Wenlian, T., 2012. An oil and gas resource reassessment of the Bonaparte Basin, northwest shelf of Australia. Bull. Can. Pet. Geol. 60, 218–226.

6.3. Comparaison avec l'estuaire de la Gironde. Mise en place des tapissages argileux en environnement estuarien.

Les principaux points de discussion concernent la nature, la distribution et la qualité des tapissages de chlorite, qui doivent être les plus complets possibles pour assurer leur rôle de préservation des qualités de réservoir.

Pour bien répondre aux questions et discuter les principaux mécanismes impliqués dans la préservation des qualités de réservoir, il est proposé de faire un parallèle avec un estuaire moderne actuel.

Pour comprendre la mise en place de ces tapissages, l'estuaire actuel de la Gironde a été pris comme analogue. Cet estuaire, le plus grand d'Europe, a en effet déjà été étudié par différents auteurs (Allen 1991, Allen et Posamentier 1993, Fenies et Tastet, 1998, Fenies *et al.*, 1999; Billy *et al.*, 2012; Chaumillon *et al.,* 2013) et son fonctionnement et son cadre sédimentologique contraints.

Ce choix est motivé par les ressemblances avec le champ de Petrel, de par l'importance de l'influence tidale, l'existence de barres tidales très similaires à celles décrites sur la Gironde (Fenies et Tastet, 1998, Chaumillon *et al.,* 2013) et enfin la turbidité des eaux. En effet, les drapages argileux d'étale, localement encore très épais après compaction et qui sont décrits sur les carottes du champ de Petrel suggèrent un dépôt sédimentaire dans un estuaire hyper-turbide (ici argileux) comme celui de la Gironde. D'autre part, la facilité d'accès du site, depuis Bordeaux ou Blaye (Gironde) permet de travailler directement sur les barres tidales actuelles, d'en comprendre les géométries et la dynamique sédimentaire. Des prélèvements de surface et la réalisation de carottes ont par ailleurs permis de faire des comparaisons avec le champ de Pétrel et de proposer des mécanismes d'incorporation des argiles dans les sables à l'origine des tapissages argileux de chlorite.

La première partie de ce chapitre présente les principales caractéristiques de l'estuaire de la Gironde.

La seconde partie est consacrée à la mise en place des précurseurs argileux à l'origine des tapissages de chlorite. L'exemple de deux barres tidales actuelles (Plassac et Richard) permet de discuter des mécanismes de mise en place des précurseurs argileux et de l'importance de l'hydrodynamique et du remaniement des sables au sein des barres tidales. Cette dernière partie intègre des résultats des travaux en cours réalisé dans le cadre du projet de recherche Claycoat[10] et présentés dans l'article de Virolle *et al.* 2018, publié dans la revue « Sedimentology » :

Papier: **VIROLLE, M.,** BRIGAUD, B., BOURILLOT, R., FENIES, H., **PORTIER, E.**, DUTEIL, T., NOUET, J., PATRIER, P., BEAUFORT D. (2018). Detrital clay grain coats in estuarine clastic deposits: origin and spatial distribution within a modern sedimentary system, the Gironde Estuary (south-west France) - DOI: 10.1111/sed.12520

[10] *Projet de collaboration de recherche entre Neptune Energy, les universités de Paris Sud, Poitiers et l'école d'ingénieur ENSEGID, université de Bordeaux 3.*

6.3.1 Présentation de l'estuaire de la Gironde.

L'estuaire de la Gironde, dans le Sud-Ouest de la France est le plus grand estuaire d'Europe (Allen, 1991). Il correspond à l'ennoiement de la vallée incisée Pléistocène de la Garonne depuis le dernier maximum glaciaire il y a 18,000 ans (Lericolais *et al.,* 2001, Fenies *et al.,* 2010). Il s'étend sur 160 km de long depuis son embouchure à Royan dans l'océan Atlantique jusqu'à sa limite de marée en amont près du village de La Réole pendant les périodes de faible débit fluvial et de marées de printemps (Allen, 1991). La zone convergente de l'estuaire ('funnel'), appelée aussi canal tidal, commence après le bec d'Ambès avec la rencontre des eaux de la Garonne avec les eaux de la Dordogne et mesure 75 km de long jusqu'à l'embouchure. Elle couvre une surface de 630 km². L'estuaire est divisé en trois sections principales différenciées par leurs caractéristiques morphologiques et hydrodynamiques (Allen, 1973; Allen, 1991; Virolle *et al.,* 2018, Figure 78 :) :

- **L'estuaire externe de la Gironde**: il est composé des chenaux et barres d'embouchure de marées, du delta tidal, et de la zone centrale boueuse de l'estuaire plus en amont (appelée aussi 'central estuary basin' en anglais), une zone d'accommodation sédimentaire riche en argiles qui n'est pas encore comblée par les barres tidales progradantes et le delta de fond de baie. Quelques barres tidales sont néanmoins présentes dans cette zone de l'estuaire, comme celle de Richard étudiée par Virolle *et al.* (2018).
- **La partie interne de l'estuaire de la Gironde**, occupée par le delta de fond de baie ('bay-head delta') étudié par divers auteurs (Allen, 1991; Fenies et Tastet, 1998). Il est composé de plusieurs barres de marée parmi lesquelles se trouvent les barres tidales de Trompeloup (Fenies et Tastet, 1998) et de Plassac (Billy *et al.*, 2012, Virolle *et al.*, 2018).
- **La zone des chenaux estuariens**, en amont du bec d'Ambès, le long de la Garonne et de la Dordogne jusqu'à la limite de la baie et de l'enregistrement des marées en hiver ('bay line'), vers le village de Cadillac sur la Garonne. Cette zone de chenaux englobe de nombreuses barres de méandres hétérolithiques (Musial *et al.,* 2010) qui enregistrent la marée comme les barres de Branne ou de Bordeaux Nord.

La Dordogne et la Garonne qui drainent les eaux de l'Ouest du Massif Central et du Nord de la chaîne des Pyrénées constituent ensemble le bassin versant de l'estuaire de la Gironde (80,000 km²). La moyenne annuelle du débit du fleuve Garonne est d'environ 650 m^3/s, avec deux saisons bien définies : (1) les hautes eaux et les phases de crue, de décembre à juin pouvant atteindre 4000 m^3/s (Allen, 1991), et (2) les basses eaux et la période d'étiage qui s'étend de juillet à novembre avec un débit fluvial de moins de 500 m^3/s (Coynel *et al.,* 2004). Le bassin de drainage des deux rivières permet un apport sédimentaire conséquent (0.8 millions de tonnes par an, Allen, 1991) composé de grains de quartz, de feldspaths, de fragments lithiques, de micas et d'argiles en suspension, de type kaolinite (5-10%), chlorite (10 à 20%), illite (35 à 50%), smectite (25 à 40%). Le cortège argileux est déduit des travaux de Virolle et *al*. (2018).

Les principales caractéristiques de l'estuaire de la Gironde sont les suivantes :

(1) **L'estuaire est macro-tidal**, avec des marées semi-diurnes dont l'amplitude varie de 1,5 m lors des mortes eaux (petits coefficients de marée), à 5,5 m lors des grandes marées (vives eaux). Les courants de marée constituent le principal agent hydrodynamique avec des vitesses pouvant dépasser 2 m/s (courant de marée dominant) et de 1,6 m/s (courant de marée subordonné).
(2) **L'estuaire est hyper-turbide,** avec une zone de maximum de turbidité, pouvant atteindre 1 à 10 g/l d'argiles en suspension (Castaing et Allen, 1981, Allen, 1991, Doxaran *et al.,* 2009).

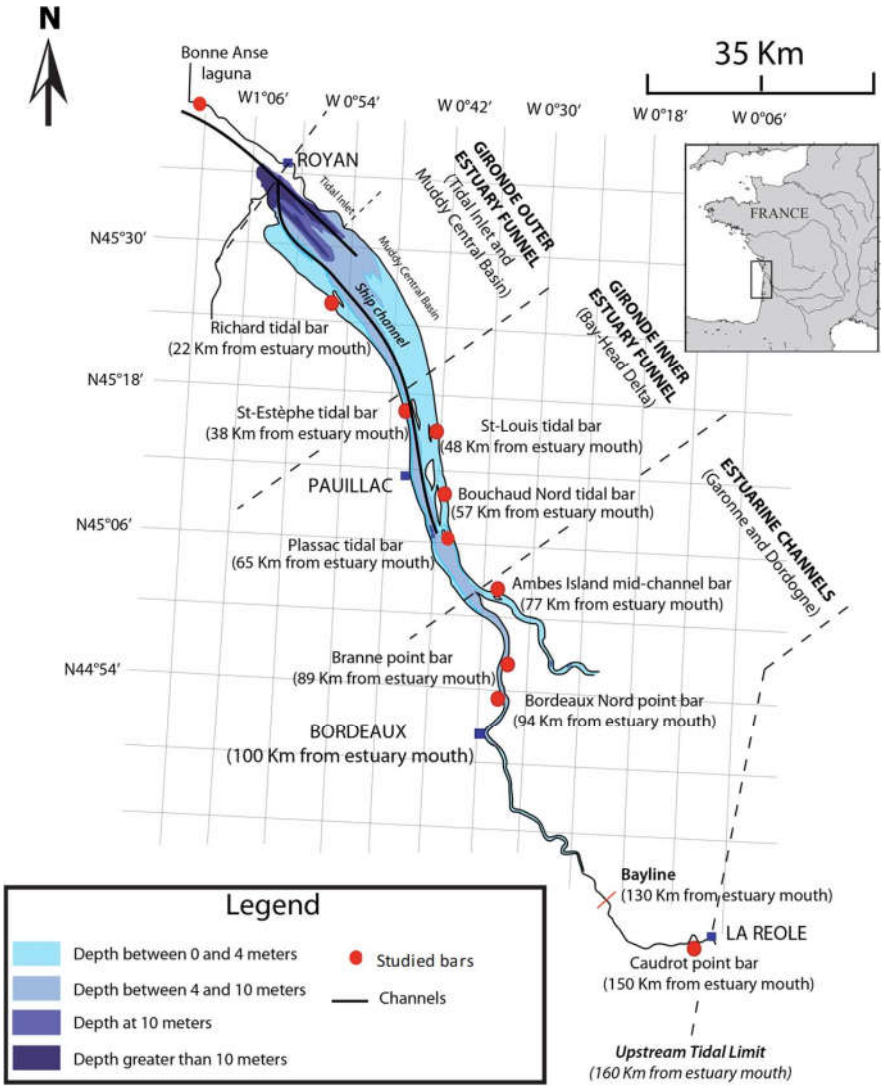


Figure 78 : Carte de l'estuaire de la Gironde et localisation des principaux objets ou secteurs de l'estuaire cités dans le texte. Les points rouges symbolisent les principaux points de prélèvements étudiés dans Virolle *et al.* (2018).

(3) **L'estuaire est stratifié.** Les eaux douces fluviales, moins denses s'écoulent au-dessus du prisme constitué par les eaux plus froides et salées d'origine océanique, et donc plus denses. L'extrémité du prisme d'eau salée constitue le point nodal de densité. Le gradient de salinité autour de ce point permet la floculation des argiles, avec la formation de gros flocs argileux, plus denses qui peuvent alors sédimenter. Ce point constitue la terminaison aval de la zone de maximum de turbidité (Allen, 1991).

(4) **L'estuaire est hypersynchrone**. Le courant de flot de marée, dirigé vers la terre, est accéléré par la convergence des rives de l'estuaire au sein du canal tidal et sa forme en entonnoir, depuis son embouchure jusqu'à l'entrée des chenaux estuariens. La convergence est supérieure à la friction le long des berges. A l'inverse, les courants de jusants s'écoulant vers la mer, dans un espace divergent, de moins en moins confiné sont ralentis. Conséquence de cette accélération, et physiquement par conservation de la masse, la durée du flot est inférieure à celle du courant de jusant, créant une asymétrie des courants de marées. Lorsque la vitesse du courant de flot devient égale à celle du courant fluviale, les vitesses s'annulent et les particules argileuses transportées en suspension par le courant de flot sédimentent et restent bloquées. Ce point est appelé point nodal de vitesse et constitue la terminaison amont de la zone de maximum de turbidité (Castaing et Allen, 1991).

Les deux mécanismes (point nodal de densité, point nodal de vitesse) contribuent au piégeage des particules fines et à la formation de la zone de maximum de turbidité (TMZ), également appelée bouchon vaseux. Sa position varie dans l'estuaire en raison du cycle saisonnier et du débit des eaux fluviales. Pendant la période d'étiage des rivières (de juillet à novembre), la TMZ est située en amont et dans la zone des chenaux estuariens (entre 50 km et 150 km de l'embouchure de l'estuaire). Au cours des périodes de crues fluviales (de décembre à juin), elle migre en aval dans l'estuaire interne et externe (entre 5 km et 75 km ; Allen, 1991, Doxaran *et al.,* 2009).

Les quatre prochains paragraphes ont pour objectif de répondre aux principales questions posées sur la distribution des tapissages argileux et sur la nature des précurseurs argileux en faisant la comparaison entre le champ de Petrel et les observations et analyses faites dans l'analogue moderne de la Gironde.

6.3.2 Evolution de l'argilosité en fonction de la position du bouchon vaseux

Les prélèvements réalisés en surface (sur des dunes tidales de la zone de battement des marées, ou zone intertidale) des principaux corps sédimentaires (barres de méandres dans la zone de transition fluviale-estuarienne, dans la zone des chenaux estuariens, et les barres tidales de l'estuaire interne ou externe) montrent un maximum de l'argilosité au niveau des barres tidales dans l'estuaire interne, en particulier, au niveau de la barre de Plassac (=Tidal bar 1, Figure 79). Ce maximum d'argilosité est atteint dans la zone du maximum de turbidité, au sein du bouchon vaseux dont la position est contrôlée par la position au cours de l'année des points nodaux de vitesse (dynamique) et de densité. Lors des crues fluviales hivernales, le bouchon vaseux est repoussé vers l'aval, par l'importance du débit fluvial (et donc des vitesses du courant) et du recul du front de salinité. L'inverse se produit lors des phases d'étiage en fin d'été et à l'automne. La zone de l'estuaire interne et de l'entrée des chenaux estuariens (voir position sur la Figure 79) est donc celle qui au final voit les eaux les plus turbides en moyenne sur l'année et où se déposent les sédiments et sables enrichis en argiles. L'argilosité atteint 20 à 30% dans cette zone et sur la barre de Plassac, alors qu'elle vaut 15 à 25% sur les barres de méandre hétérolithiques des chenaux estuariens et reste inférieure à 10% sur les barres tidales de l'estuaire externe (barre de Richard). L'argilosité est donc contrôlée par l'hydrodynamisme du bouchon vaseux.

A noter que les variations observées sur le profil d'argilosité de la Gironde de la Figure 79 sont en partie biaisées par la stratégie d'échantillonnage suivant le choix de la dune tidale étudiée.

Sur le champ de Pétrel, l'évolution de l'argilosité n'est pas très franche, comprise en moyenne entre 3 et 15% pour les sables « propres », avec des pics à 35% sur les quelques échantillons hétérolithiques de pied de barre étudiés (faciès F2a ou F3 de Saïag *et al.,* 2016). Le nombre trop limité d'échantillons par puits ne permet pas de traduire une évolution spatio-temporelle sur le champ. Il faut néanmoins noter que l'argilosité est inférieure à celle mesurée sur la Gironde et que compte tenu du biais d'échantillonnage et de la compaction, **l'environnement de Petrel reste un environnement (estuarien) hyper-turbide**, comme en témoignent également les épais drapages argileux sur les carottes.

Par ailleurs, en ne considérant que le profil de crue (Figure 79B), la proportion de la smectite par rapport à l'illite augmente d'amont vers l'aval et devient maximale sur la barre tidale n°4 (Pauillac) un peu en aval de la barre de Plassac, tandis que la proportion de kaolinite diminue régulièrement d'amont vers l'aval. Cette évolution du cortège argileux est conforme aux observations de Krone (1978). Une exception toutefois, la barre de Richard, dans l'estuaire externe, qui ne contient quasiment pas de smectite et presque exclusivement de l'illite. Rappelons que si l'illite peut dans quelques rares cas avoir un effet bénéfique sur la cimentation de silice, elle ne peut pas se transformer en chlorite.

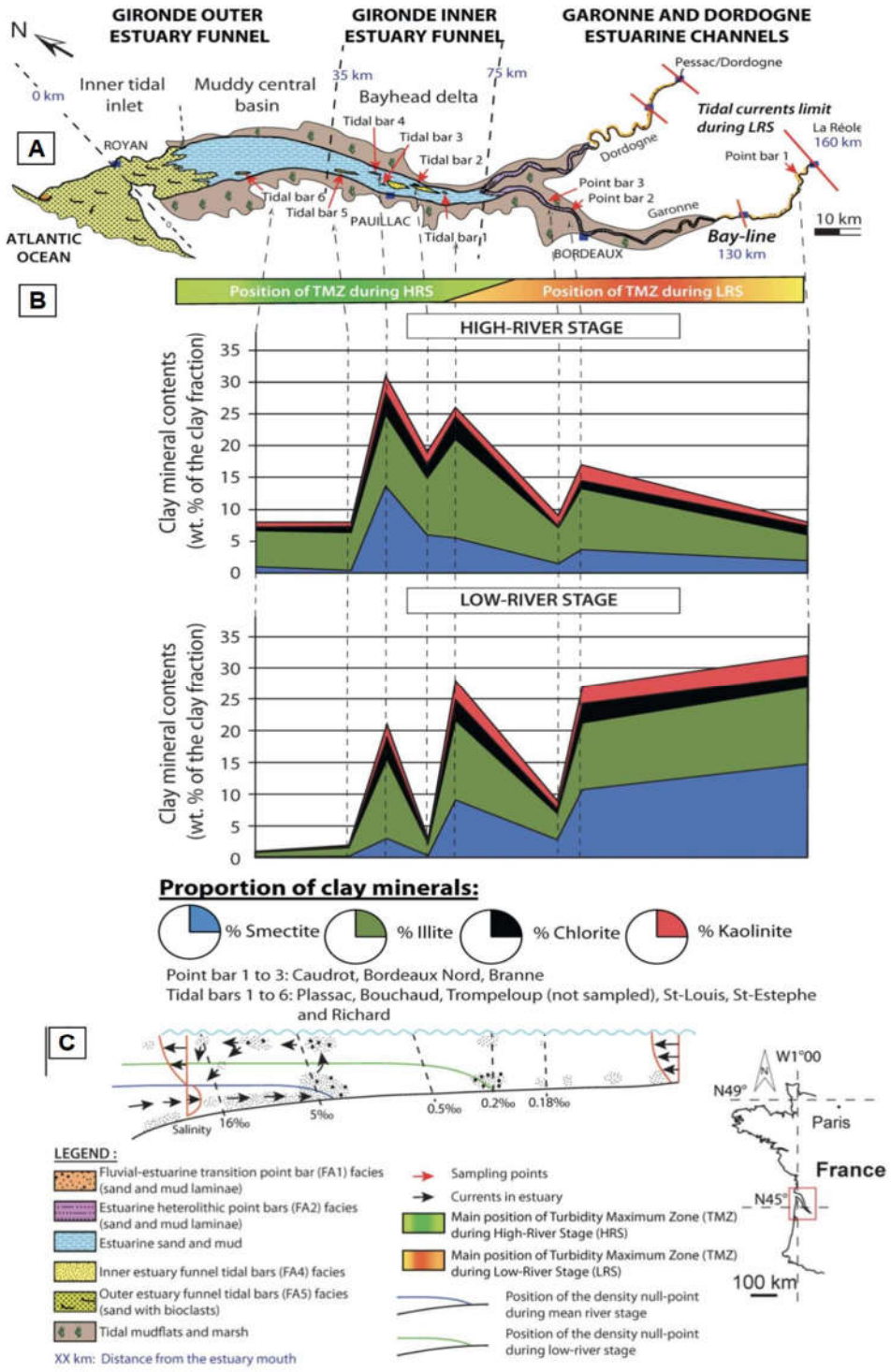


Figure 79 : (A) : Localisation des barres sableuses échantillonnées le long de l'estuaire et des principaux faciès (FA1 : barre de méandre fluviatile ; FA2 : Barre de méandre hétérolithique ; FA4 : Barre tidale interne de l'estuaire ; FA5 : barre tidale externe. 'Tidal bar 2' : barre de Plassac ; 'Tidal bar 6' : Barre de Richard. (B) : Evolution de l'argilosité dans les échantillons de surface des barres sableuses et du cortège argileux suivant le débit fluvial et le long de l'estuaire, depuis l'amont de la Garonne jusqu'à l'embouchure de l'estuaire de la Gironde. (C) : Schéma simplifié du mécanisme du bouchon vaseux et le piégeage des particules argileuses avec l'évolution au cours de l'année du point nodal de densité (limite aval du bouchon vaseux) et le point nodal de vitesse (limite amont). D'après Virolle *et al.,* 2018.

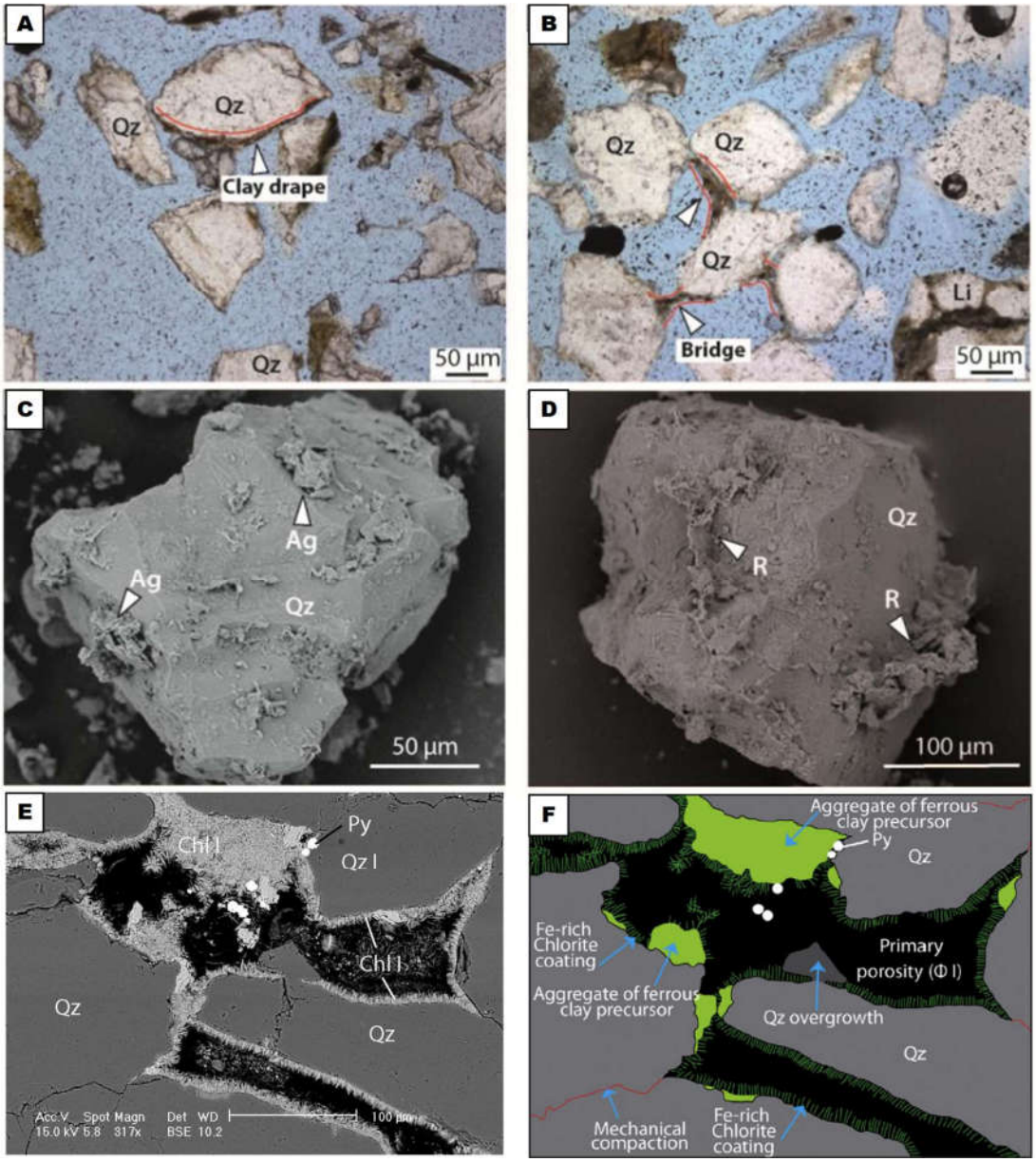


Figure 80 : Photos d'agrégats argileux et de tapissages argileux au microscope. Photos A à D : Estuaire de la Gironde, d'après Virolle *et al.* (2018). Photos E et F, Champ de Petrel, d'après Saïag et al. (2016). (A) et (B) : Photos de lames minces en lumière naturelle de sables prélevés sur les dunes à la surface des barres tidales de l'estuaire de la Gironde. Présence de tapissage partiel autour des grains (Qz : quartz, Li : Lithique) ou de ponts argileux entre grains (Bridge). (C) et (D) : Photographies au MEB de grains issus des barres de marées de Gironde montrant la présence d'argiles mal cristallisées en agrégats (Ag) ou sous forme de rides (R) à la surface des grains de quartz (Qz). (E) et (F) : Photographies au MEB de grès du puits P7 avec interprétation, montrant la présence d'agrégats argileux à la surface des grains et dans les golfes de corrosion, mal cristallisés (ou poly-cristallins) et montrant le lien textural avec les tapissages de chlorites authigéniques.

6.3.3 Mise en évidence de précurseurs argileux en agrégat et de tapissages argileux

Les observations sur les échantillons prélevés à la surface des barres sableuses et sur les carottes par Virolle *et al.* (2018) montrent la présence de grains détritiques, essentiellement des quartz, propres ou de grains couverts en partie par des argiles. Ces argiles peuvent prendre plusieurs formes (Figure 80 et Figure 81) : en tapissage épais, le plus souvent sous forme d'agrégats, mal organisés et d'argiles poly-cristallines ; sous forme de petites crêtes ou rides à la surface des grains, ou encore de ponts entre grains (Virolle *et al.*, 2018). Ces mêmes formes sont également observées par Wooldridge *et al.* (2017a) sur les replats de marée de l'estuaire de Ravenglass au Nord-Ouest de l'Angleterre.

Les drapages argileux en volume total de sédiment, obtenus par comptage de points sur lames minces, ne représentent pas plus de 5 à 10% (Figure 82), y compris dans les zones de forte argilosité comme sur la barre de Plassac.

Le taux de couverture des grains par les drapages argileux est estimé visuellement par l'observation des grains détritiques sur lames minces. Le taux de couverture n'excède généralement pas plus de 30 à 40% et il reste majoritairement autour de 5 à 25% (Virolle *et al.,* 2018). Contrairement à Wooldridge *et al.* (2017a) qui observent des taux de recouvrement de plus de 70% sur les replats de marée sableux à argileux, le caractère plus grossier des sédiments, plus riche en sables et les conditions plus hydrodynamiques de l'estuaire de la Gironde expliquent ces écarts. Par ailleurs, il n'existe quasiment pas de tapissages 'parfait', recouvrant en totalité les grains. Il s'agit plus de pré-tapissage formé par des agrégats, souvent localisés dans les irrégularités et les creux des grains ou les golfes de corrosion (Figure 80). Ces agrégats présentent des similarités avec les flocs argileux qui se forment dans les estuaires, mal organisés, polycristallins.

La comparaison avec les sables de Petrel permet de faire les mêmes observations, avec la présence d'agrégats argileux, poly-cristallins, localisés dans les irrégularités des grains (mais pas seulement, voir photos E et F, Figure 80). Les pré-tapissages représentent sur Pétrel au mieux quelques pourcents (1 à 7%) du cortège minéralogique, ce qui est comparable aux sables de la Gironde. Les tapissages de chlorites (authigènes) comme en témoigne l'organisation texturale se forment ultérieurement, conformément aux observations d'Ehrenberg (1990, 1993), sans doute à partir de ces agrégats. Il peut alors être spéculé que si ces agrégats sont riches en smectite (tri-octaédrique) riche en fer, ils peuvent être les précurseurs de la chlorite, se transformant en plusieurs étapes, d'abord en berthiérine puis en chlorite riche en fer (voir §2.4).

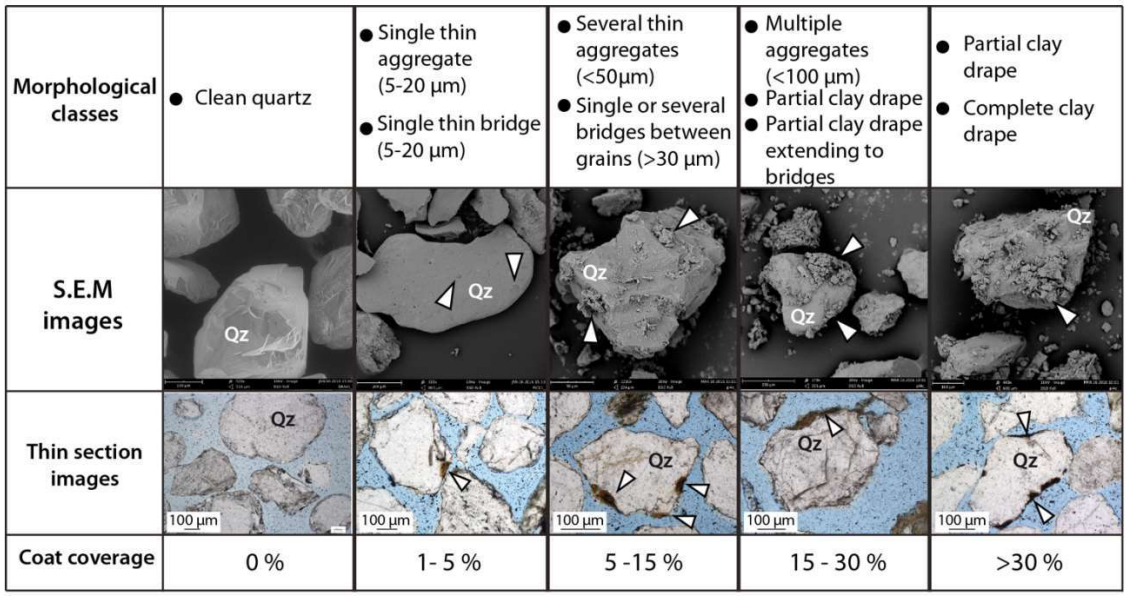


Figure 81 : Classification des tapissages de grains selon leur nature (agrégat, pont ou en rides) et le taux de couverture des grains (entre 0 et plus de 30%). D'après Virolle *et al.*, 2018.

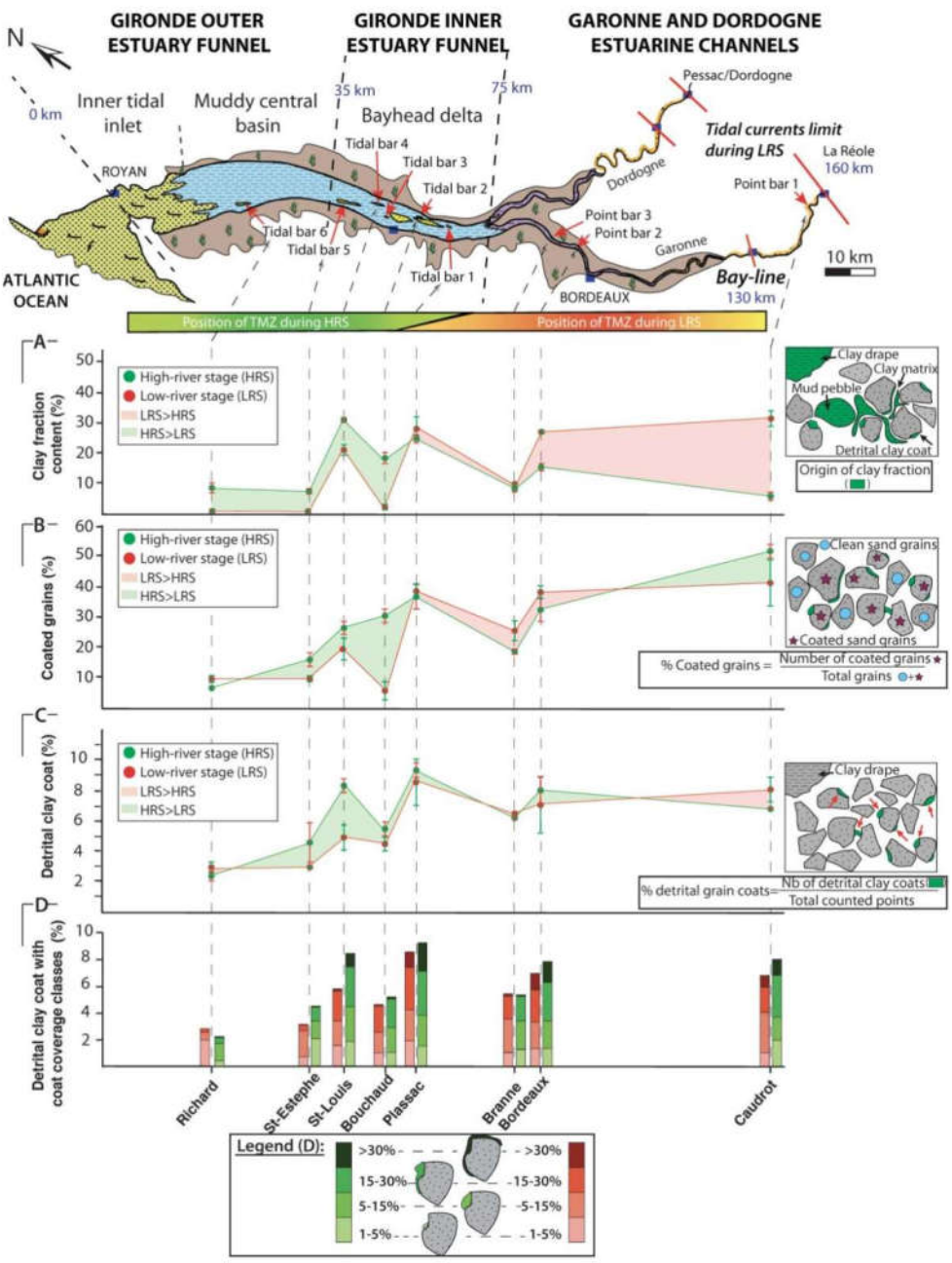


Figure 82 : Evolution amont- aval (A) de l'argilosité , (B) du pourcentage de grains tapissés, (C) de l'abondance des tapissages argileux en % du volume total des éléments constitutifs des sables (roche totale hors porosité), (D) de la surface moyenne couverte par les tapissages de grains par classe, suivant le débit fluvial (périodes de crue, en couleurs vertes ; périodes d'étiage : couleurs rouges). D'après Virolle *et al*., 2018.

L'étude de l'estuaire de la Gironde montre enfin que l'abondance des grains (pré-)tapissés diminue d'amont vers l'aval, bien que le volume (en % du cortège minéralogique) des tapissages argileux et le taux moyen de couverture des grains atteignent tous deux un maximum au niveau des barres tidales de l'estuaire interne, à l'instar de la barre de Plassac (Virolle *et al.,* 2018). Wooldridge *et al.* (2017a) font aussi ce constat, à savoir que le taux de couverture des grains augmente avec l'argilosité, et qu'au final, les 'sables les mieux tapissés' sont les plus fins et sont rencontrés sur les replats de marée argileux.

6.3.4 Répartition des tapissages argileux au sein des barres tidales

Plusieurs carottes, longues de 5 à 8 m ont été prélevées sur différentes barres sableuses de l'estuaire de la Gironde. Parmi celles-ci, la carotte réalisée en 2015 dans le grand axe de la barre de Plassac montre d'intéressants résultats. Elle a été prélevée dans le cadre du projet Claycoat, en aval du marais supratidal, en voie d'érosion, et à 150 m en amont, au SSE, de la carotte 65b (présentée et décrite dans Chaumillon *et al.* 2013), et nommée Plassac Centre PLA-2015-C (voir Figure 83, d'après Virolle *et al. in prep*.).

Quatre principaux faciès se succèdent :

- Un faciès hétérolithique à la base, riche en drapages argileux, avec de nombreux galets mous argileux, des rides de courant et des dunes tidales 2D à 3D de petite taille (<20 cm), interprétée comme la zone subtidale inférieure, juste au-dessus des faciès à boue fluide de la base des chenaux de marées. Il est l'équivalent du faciès F2c de base de barre tidale décrit par Saïag *et al.* (2016).
- Un faciès sableux constitué par des dunes tidales de taille moyenne (20 à 50 cm), occasionnellement de grande taille (>50cm), avec des drapages argileux d'étale de marée plus minces, des galets mous argileux plus rares, des indications de bidirectionnalité et occasionnellement, des doublets (tidaux). Il est l'équivalent du faciès F2b de milieu de barre tidale décrit par Saïag *et al.* (2016). Lorsque les drapages argileux sont plus rares et la granulométrie plus grossière, il peut être comparé au faciès F2a, bien qu'aucune indication d'action des vagues ne puisse être notée.
- Un faciès sableux constitué par des dunes tidales de petite taille avec des surfaces de réactivation, présentant des drapages argileux, des galets mous argileux plus abondants, des indications de bidirectionnalité, des rides de courant subordonné. Il correspond au faciès sableux de la zone intertidale inférieure. Il n'a pas d'équivalent sur le champ de Petrel, puisque les barres tidales décrites sont incomplètes et présentent toutes une surface d'érosion en sommet de barre avec non préservation de ce faciès intertidal.
- Un dernier faciès (en vert sur la Figure 83) qui correspond à la zone intertidale supérieure, constitué par des sables en bancs minces lenticulaires ou ondulés, ou de type 'flaser', en alternance avec des bancs argileux plus épais (> 5 cm) constitués par l'amalgame de plusieurs drapages argileux d'étale.

La granulométrie moyenne est relativement homogène quel que soit le faciès, avec des grains détritiques autour de 100 à 150 µm, soit des sables fins à moyens (Figure 83). L'argilosité décroit verticalement, depuis des valeurs autour de 20 à 30% en pied de barre, et de 10 à 20% en milieu de barre avant d'augmenter à nouveau dans les faciès de la zone intertidale. Cette réduction de l'argilosité peut être reliée à l'hydrodynamique de l'estuaire, les courants étant a priori plus importants pour former les dunes tidales les plus épaisses. La smectite représente entre 20 et 40% du cortège argileux, quels que soient les faciès observés. Enfin, les grains dont la surface est tapissée par des argiles entre 15% et au-delà de 30% représentent plus de la moitié (50 à 70%) des 15 à 25% de grains tapissés dans le faciès de milieu et sommet de barre (faciès jaune sur la Figure 83). Le nombre de grains tapissés est également très légèrement supérieur par rapport au faciès de pied de barre (en moyenne 25% contre 23 %). Il en est de même pour le taux de couverture des grains par les (pré-)tapissages argileux.

Ces analyses sont cohérentes avec les observations faites sur le champ de Petrel : Les faciès de milieu et de sommet de barres (F2a et F2b) sont les faciès les plus favorables pour le développement des tapissages argileux et présentent les meilleures qualités de réservoir. Il semble d'après Pittman (1992) et Wooldridge *et al.* (2017a) que l'argilosité optimale pour la formation des tapissages de chlorite et la préservation des qualités réservoir se situent entre 3.5 et 13% (nous retiendrons ici 10 ± 5%). Bloch *et al.* (2002) prétendent même qu'une argilosité de 2% est suffisante pour tapisser l'ensemble des grains détritiques.

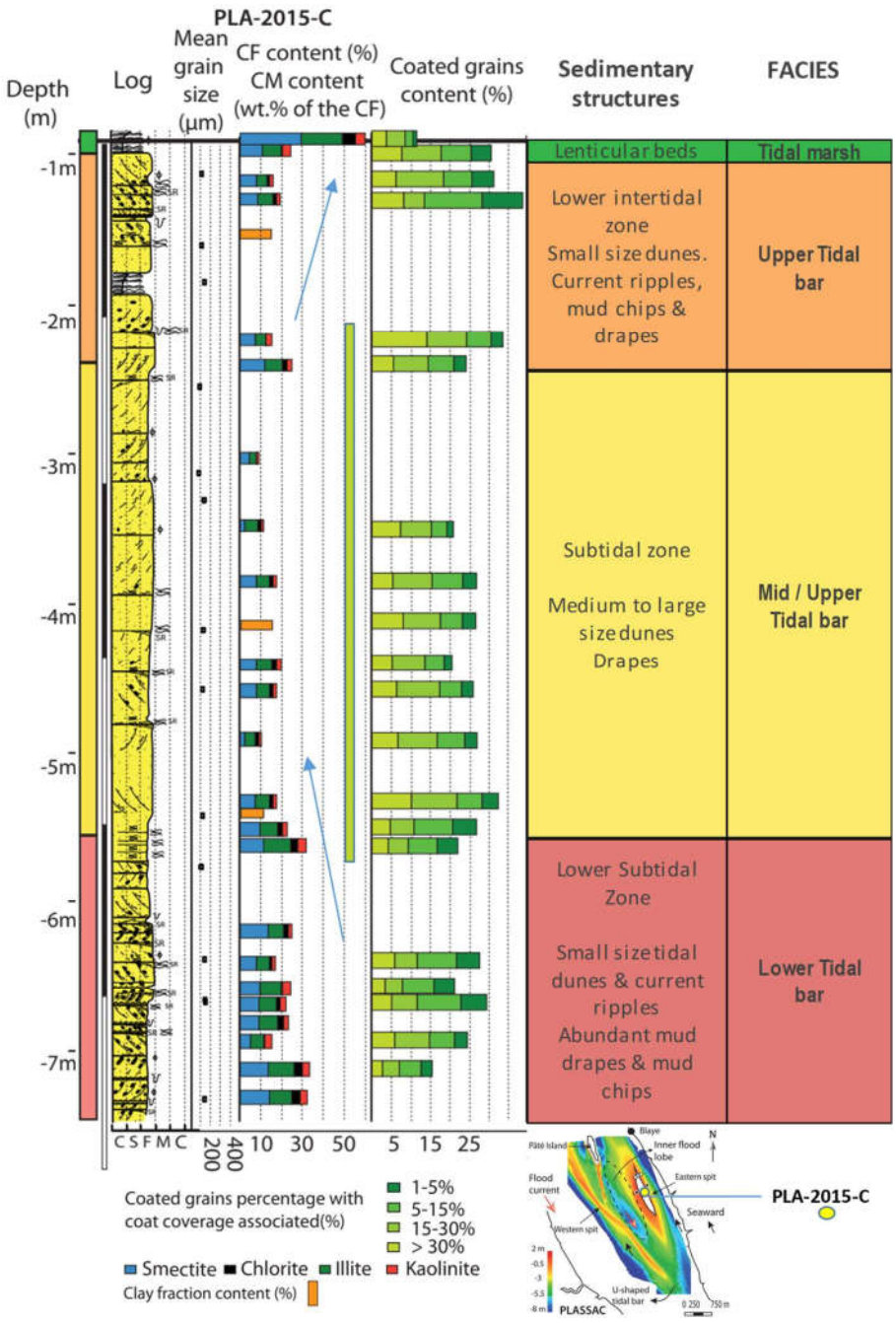


Figure 83 : Description de la carotte de Plassac Centre. Description sédimentologique. Evolution de l'argilosité (CF content, en %) avec composition du cortège argileux, et pourcentage de grains tapissés, classés selon leur taux de couverture. Flèche : Evolution de l'argilosité avec la profondeur. En vert : meilleure propriété réservoir attendue (argilosité faible, taux de couverture des gains >5%). Modifié d'après Virolle *et al, in prep.*

Par ailleurs, il a été démontré que la qualité de couverture des tapissages argileux est essentielle à la bonne préservation des qualités réservoir *(*Walderhaug, 1996**,** Bloch *et al., 2002,* Lander *et al.,* 2008*,* Adjukiewicz *et al.,* 2010*,* Saïag *et al.,* 2016*)*. Un meilleur taux de couverture est observé dans le faciès de milieu et sommet de barre tidale sur Plassac, et pourrait être comparé aux tapissages quasi complets observés dans les mêmes faciès sur le champ de Petrel (faciès F2a et F2b). Le meilleur taux de couverture des grains par les précurseurs de chlorites au moment du dépôt des sables pourrait alors être considéré comme un facteur favorable, bien que son rôle positif lors de la diagenèse ne puisse pas être ici clairement démontré.

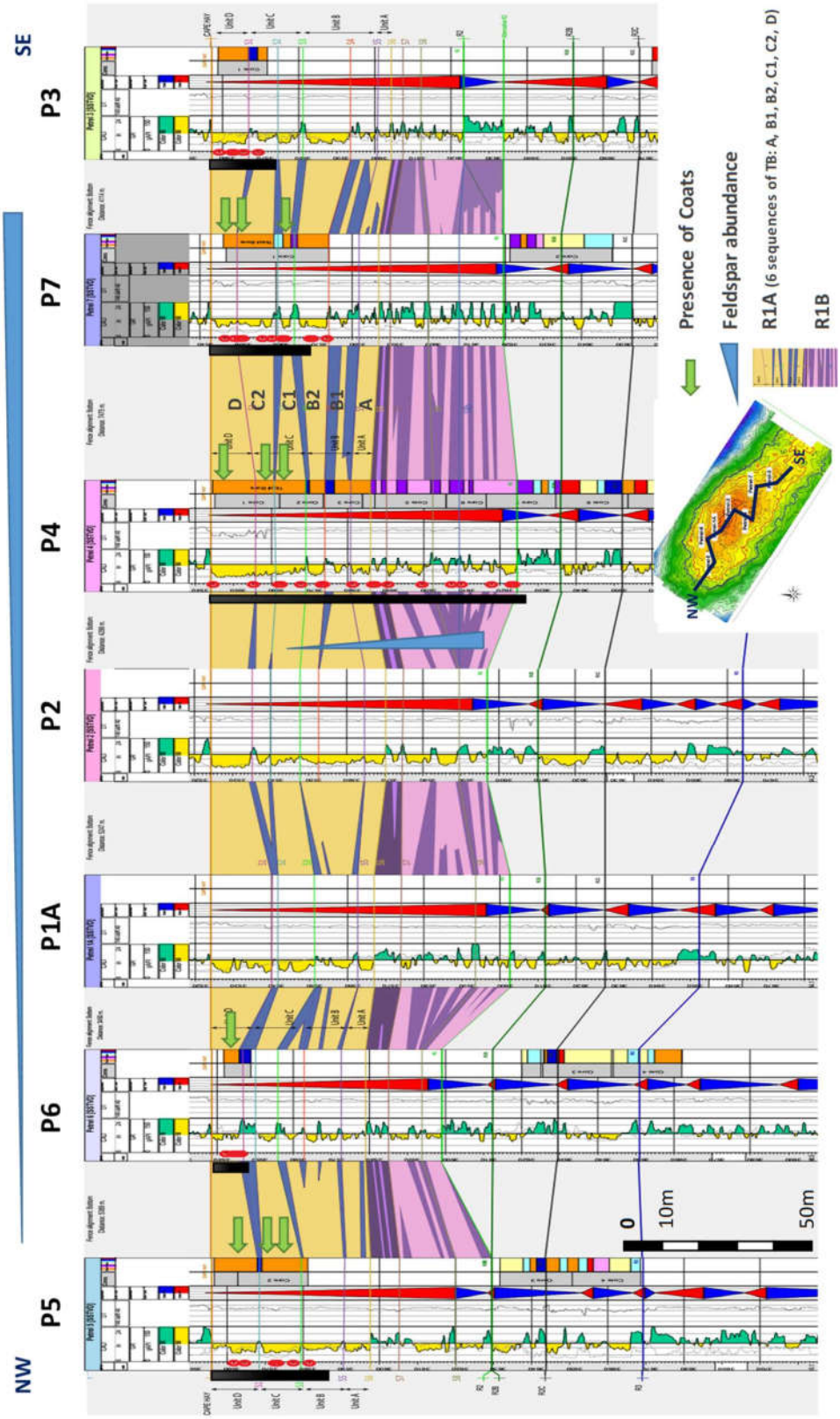


Figure 84 : Corrélation haute résolution des différentes séquences tidales observées au sein du réservoir R1A du champ de Petrel et position des tapissages de chlorites observées et de l'abondance en feldspaths.

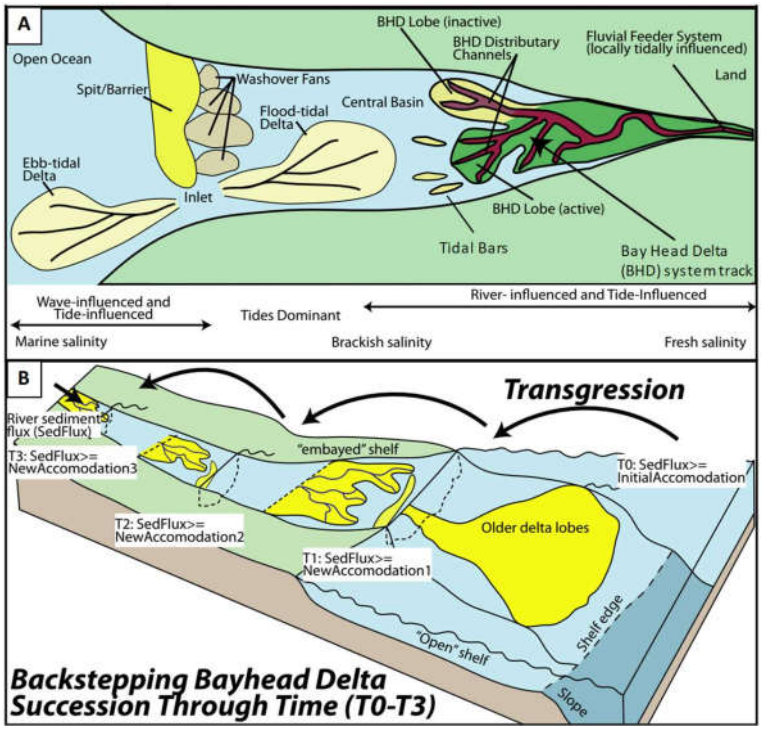


Figure 85 : (A) : Schéma simplifié d'un estuaire et position du delta de fond de baie et des barres tidales. (B) : Rétrogradation du système lors des différentes phases de transgression avec périodes de stagnation / progradation du delta de fond de baie et des barres tidales. Modèle en backstepping applicable au cas du champ de Petrel. Modifié d'après Aschoff *et al.*, 2018.

Par ailleurs, les observations sur le champ de Petrel montrent que les barres tidales des derniers cycles d'ordre 4 (ou 5) dans le R1A (séquences C1, C2 et D) sont celles qui présentent les tapissages de chlorite les plus favorables à la préservation des qualités réservoirs (Figure 84), en raison de leur épaisseur et de la continuité de tapissages (à l'instar des observations faites par Bahlis et De Ros, 2013).

Si l'évolution de la granulométrie n'est pas significative d'un puits à l'autre et d'une séquence à l'autre (ici d'une barre tidale à une autre barre tidale), un autre paramètre semble toutefois évoluer : l'abondance en feldspath. Les faciès du réservoir R1B sont beaucoup plus riches en feldspaths initialement[11] que les faciès du R1A, avec une teneur de 15% contre 11% respectivement. L'abondance en feldspaths diminue depuis les séquences inférieures vers les dernières séquences, depuis la sous-unité A vers la sous-unité D (Figure 84 et Figure 86). Par ailleurs cette tendance se retrouve aussi sur les puits, depuis un pôle plus riche en feldspaths vers le puits Petrel-3 au SSE et les puits du NNO, Petrel-4, puis Petrel -6 et enfin Petrel-5, passant respectivement de 12.5% (P-3), 11.7 (P-7) à 10.3% (P-4) et enfin 9% sur les puits P-6 et P-5 (Figure 84).

[11] *Valeur obtenue ici à partir de la teneur en feldspath observée et corrigée de la porosité secondaire de dissolution des feldspaths.*

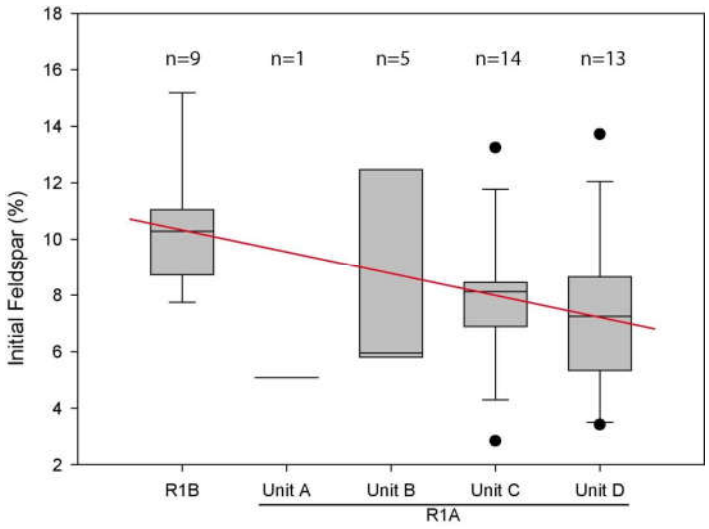


Figure 86 : Evolution du taux de feldspaths selon les réservoirs R1B et R1A et les sous unités du R1A. Extrait des quantifications réalisées par Saïag (2013).

En considérant le modèle proposé par Aschoff *et al.* (2018) pour la mise en place des différentes séquences stratigraphiques (d'ordre 4 ou inférieur), avec un recul de l'estuaire et du delta de fond de baie, dans un schéma globalement transgressif en 'backstepping', ponctué par des étapes de stagnation et de progradation du delta de fond de baie et des barres tidales (Figure 85), les environnements de dépôt passent progressivement des chenaux estuariens, à des barres tidales internes, puis des barres tidales externes et enfin à un delta tidal avant de passer à un environnement de shoreface ou marin ouvert. Le faciès F3 décrit par Saïag *et al.* (2016) doit alors être reconsidéré comme un faciès de maximum de transgression ou d'ennoiement (associé à la 'maximum flooding surface') tout en restant estuarien (par recul du delta de fond de baie) et non plus comme un faciès d'offshore. En appliquant ce modèle au champ de Petrel, il devient alors possible d'expliquer la diminution de l'influence fluviatile spatialement, depuis le SSE vers le NNO, et au cours du temps, les dernières séquences étant appauvries en feldspaths. Ce schéma est en cohérence avec les associations ichnologiques observées par Kloss *et al.* (2004) sur les puits de Petrel, avec une évolution depuis des environnements de type plaine côtière vers des environnements estuariens et à influence marine croissante.

La tendance à développer les meilleurs tapissages de chlorite lors des cycles transgressifs pourrait être expliquée de la manière suivante :

- Les barres tidales externes sont généralement de moins en moins argileuses et les qualités réservoir seraient donc meilleures. Cette diminution de l'argilosité est observée sur l'estuaire de la Gironde, depuis la barre de Plassac en allant vers la barre de Richard (Figure 82, Virolle *et al.* 2018).
- La transformation au cours de la diagenèse (mésogenèse) des feldspaths en kaolinite ou bien en illite au cours de l'enfouissement (kaolinitisation et illitisation des grès, Worden et Morad, 2003), se solde par un remplissage de la porosité (par les argiles néoformées), provoquant une substantielle réduction de perméabilité et de la porosité, en partie compensée par la création d'une porosité secondaire (au sein des feldspaths). La diminution de la teneur en feldspaths traduit la réduction de l'influence fluviatile.
- Par ailleurs l'ennoiement rapide ('flooding') de l'estuaire, des barres tidales et du delta (de fond de baie) créerait des conditions diagenétiques réductrices favorables pour la formation de berthiérine, précurseur argileux riche en fer de la chlorite, par la remontée vers la surface du niveau de déplétion des sulfates (Gould *et al.*, 2010).

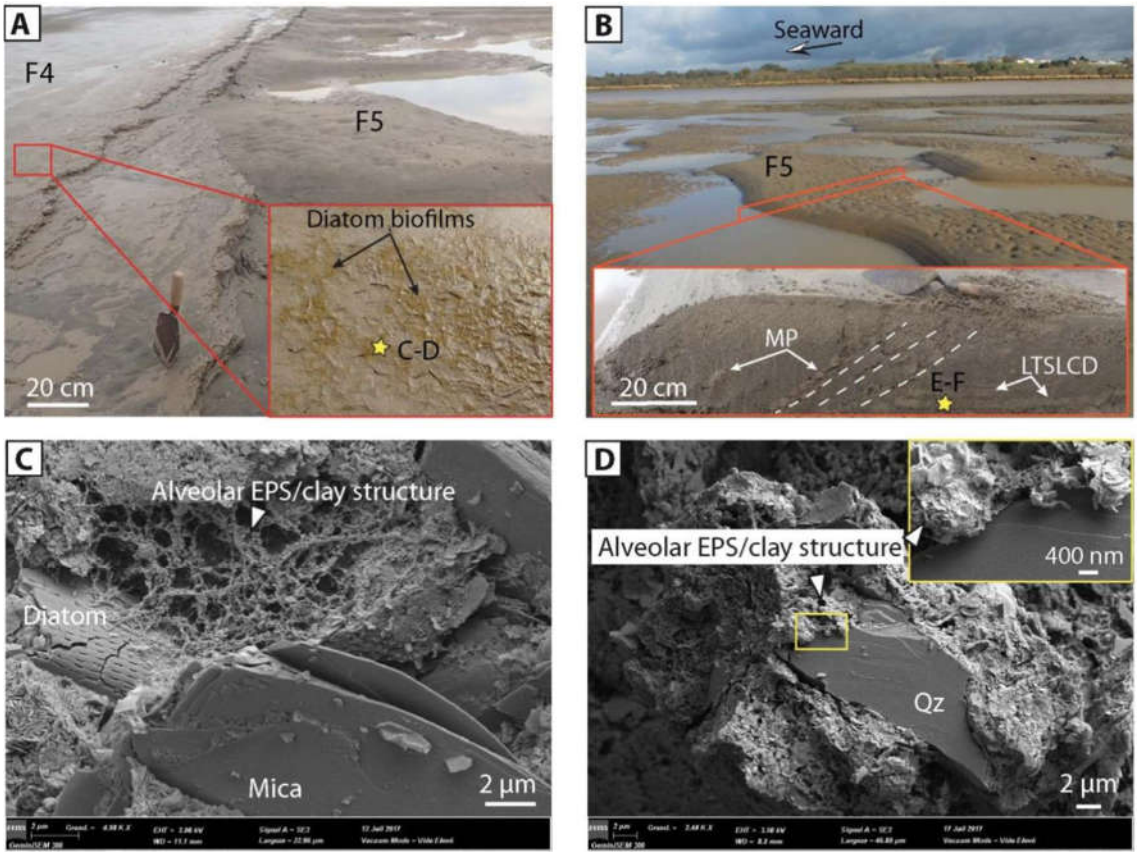


Figure 87 : Rôle des biofilms dans le collage des argiles sur les grains détritiques. (A) et (B) : Barre tidale de Plassac, Gironde. Faciès : F4 : faciès d'accrétion latérale. F5 : dunes tidales 2D à 3D de la zone intertidale. MP : Galets mous. LTSLCD : Drapage argileux de marée basse. En jaune orangé, sur le dessus des dunes ou des rides de courant : gel ou biofilm à diatomées. (C) et (D) : microphotographies au cryo-MEB de sables prélevés à la surface des barres montrant la présence d'un réseau de polymères organiques composant les biofilms (EPS : Exo-polymeric substance) et permettant de lier des particules argileuses et les micas aux grains détritiques de quartz (Qz). Noter la présence de squelettes (frustules) de diatomées (photo C). D'après Virolle *et al.,* 2018.

6.3.5 Rôle des biofilms et du remaniement sédimentaire dans l'incorporation des argiles dans les sables

Le mécanisme le plus souvent évoqué pour former des tapissages de grains est celui de l'infiltration ou de l'illuviation d'eaux argileuses dans les sables en zone vadose, non saturée (Matlack *et al.,* 1989, Moraes et De Ros, 1990, Dowey *et al.* 2017). Les sables jouent alors le rôle de filtre. Les plaquettes argileuses sont alors tangentielles aux grains et peuvent former des ponts ou des rides (Matlack *et al.,* 1989) comme ceux observés par Virolle *et al.* 2018.

Comme discuté dans les chapitres 3 et 4 sur le glaciaire, il devrait alors y avoir un gradient d'argilosité, diminuant depuis la surface vers la profondeur (Buurman *et al.,* 1998). Cette hypothèse essentiellement valable pour la zone vadose peut également concerner des zones sous le niveau de l'eau. Cependant, la plupart des auteurs évoquent dans ce type de mécanisme des particules argileuses élémentaires fines plutôt que des agrégats ou des flocs argileux dont la taille varie dans les estuaires de 30 à 400 µm (Dyer et Manning, 1999) et souvent de diamètre comparable ou supérieur aux seuils

de pore des sables. Ce mécanisme existe donc certainement, mais il est sans doute marginal. D'autres mécanismes sont donc probablement en jeu.

Sur la plupart des barres sableuses (barres de méandre hétérolithiques ou barres tidales) de l'estuaire de la Gironde, des biofilms dus à la présence de diatomées sont observables dans la zone intertidale, essentiellement sur les substrats argileux et à proximité de la base des marais supratidaux (Figure 87).

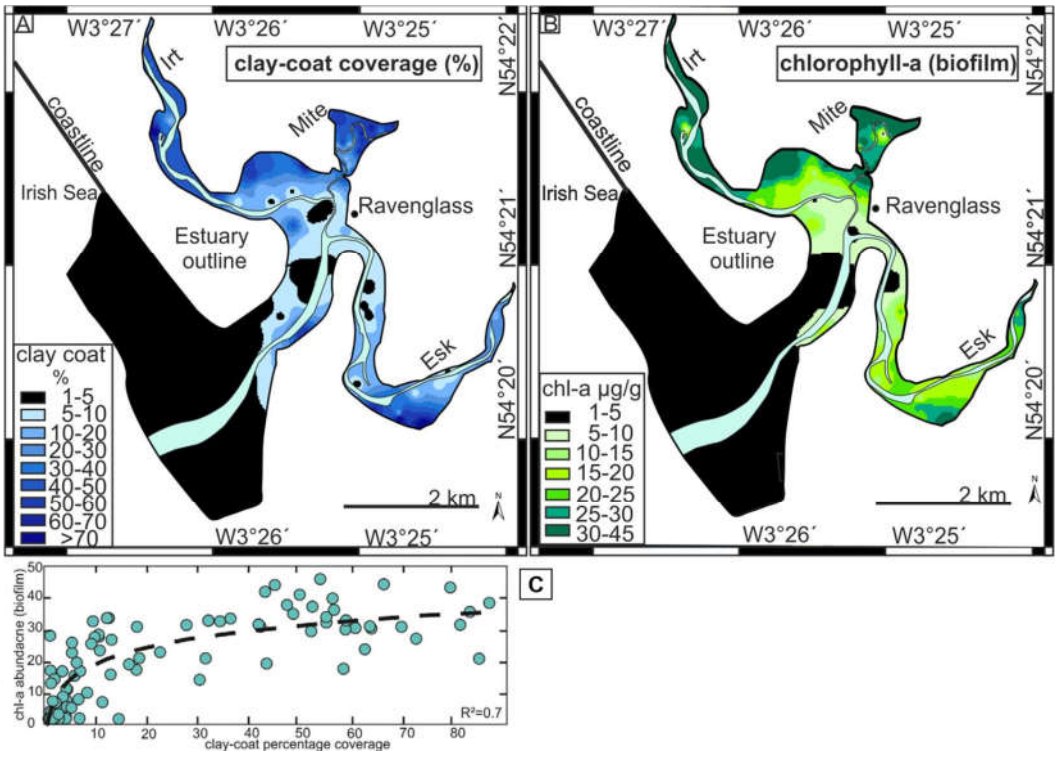


Figure 88 : Cartes du pourcentage de couverture des grains détritiques enrobés par des argiles (A) et de l'abondance de la chlorophylle dans les biofilms (B) ; Estuaire du Ravenglass, cote Nord-Ouest de l'Angleterre. (C) : Corrélation entre le taux moyen de tapissage des grains et l'abondance de la chlorophylle dans les biofilms, montrant un meilleur enrobage quand l'activité photosynthétique des diatomées augmente. D'après Wooldridge *et al.*, 2017b.

Les observations réalisées par Virolle *et al.* (2018) et Duteil (2017) à l'aide du cryo-MEB sur des échantillons prélevés sur la barre de Plassac et à proximité des voiles algaires (biofilms) de diatomées, mettent en évidence des structures complexes tridimensionnelles imbriquant des flocs ou des plaquettes argileuses avec les grains détritiques (Figure 87), de même que des frustules (squelettes) de diatomées. Ces structures tridimensionnelles sont composées par des polymères organiques appelés EPS (pour 'Exo-Polymeric Substance') composées de sucre, d'acides désoxyribonucléiques et de protéines (Christensen et Characklis, 1990, Sutherland, 2001). Ces EPS pourraient être impliqués dans l'agglomération des argiles aux grains détritiques pour former les (pré-)tapissages précoces observés dans les sables de la Gironde.

Wooldridge *et al.* (2017b) ont récemment montré une corrélation entre le développement des biofilms algaires et la présence de grains détritiques sur les replats de marée de l'estuaire du Ravenglass (UK) en corrélant le taux de couverture des grains tapissés avec l'abondance de chlorophylle au sein des voiles algaires (Figure 88). Ils concluent sur le rôle des biofilms comme agent de liaison (ou colle naturelle) permettant la formation des tapissages argileux à la surface des grains (Wooldridge *et al.,* 2017b, Virolle *et al.,* 2018). Les

travaux menés par Duteil (2017) et complétés en 2018 par des essais en laboratoire, démontrent le rôle des biofilms et des EPS dans l'agglomération des argiles aux grains détritiques (Duteil *et al., in prep*.).

Par ailleurs, la dynamique des remaniements sédimentaires au sein des barres tidales est très importante, se caractérisant par une forte mobilité des barres tidales (Chaumillon *et al.* 2013, voir Figure 89), des érosions ou des accrétions très rapides pouvant atteindre plus de 400 m/an (Fenies et Tastet, 1998) en réponse aux variations de l'apport sédimentaire et aux crues fluviatiles (Billy *et al.* 2012) ou à l'action anthropique (dragage des chenaux de navigation pour atteindre le port de Bordeaux).

Les datations au carbone 14 réalisées sur la matière organique incorporée au sein des sables dans les carottes réalisées sur l'estuaire de la Gironde donnent des âges très faibles, de 50 à 300 ans, avec un maximum à 880 ans sur la barre de Plassac (carotte P-2015-C), prouvant la jeunesse des barres tidales étudiées et la très forte dynamique sédimentaire de ce type d'environnement (Virolle *et al. in prep.).*

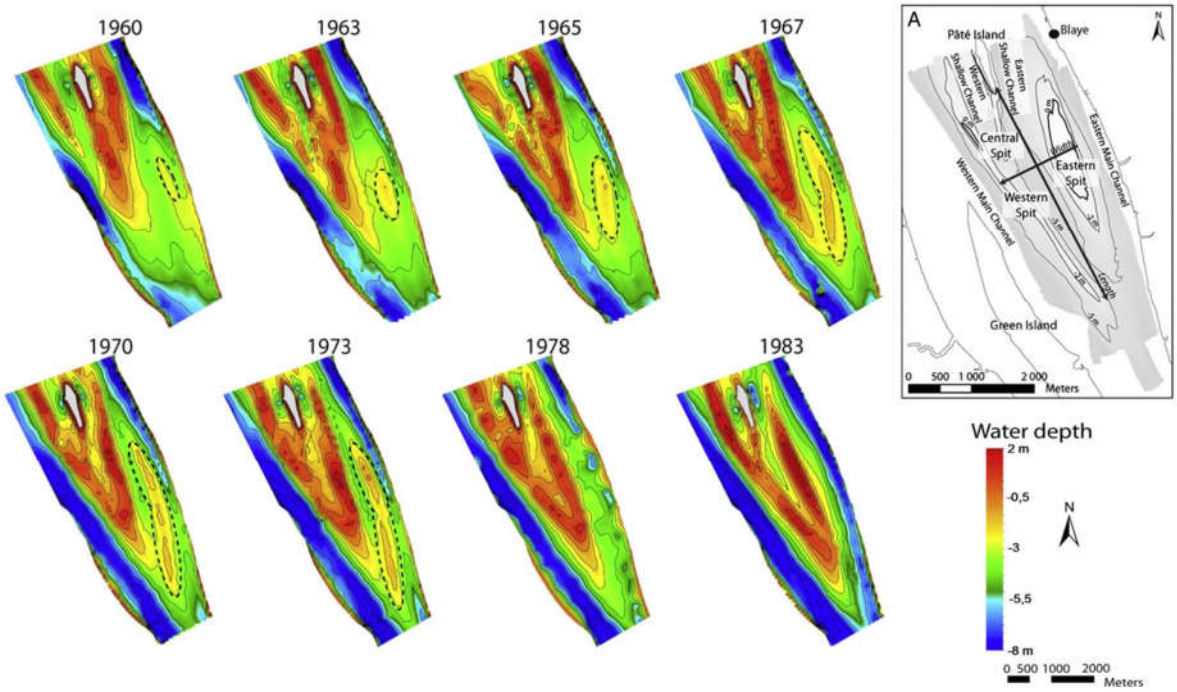


Figure 89 : Evolution de la barre de Plassac au cours du temps sur la base de carte bathymétrique de 1960 à 1983 montrant la rapidité des phénomènes de migration latérale et d'accrétion (position de la barre de Plassac en pointillé). D'après Chaumillon *et al.*, 2013.

La forte mobilité des barres, la construction et l'érosion extrêmement rapides des niveaux hétérolithiques de la zone supérieure intertidale (et des marais supratidaux) sur lesquelles se développent de manière préférentielle les biofilms à diatomées permet donc de mélanger fragments de biofilms, EPS, argiles sous forme de flocs ou de galets mous argileux, sables et argiles en suspension. Le schéma de la Figure 90 permet de proposer un modèle simple de la fabrication des tapissages argileux sur les grains détritiques ; par érosion des niveaux argileux de la zone intertidale, recouverts par des biofilms à diatomées et le transport des sables dans des eaux chargées par des particules argileuses fines en suspension (Virolle *et al*. 2018). Les grains de sable, lors de leur transport par roulement ou saltation par les courants de marées sont mélangés avec des fragments de biofilms, des EPS, des agrégats argileux et de l'argile en suspension. C'est en quelque sorte l'usine (la source) permettant la fabrication des grains tapissés. Il est possible que les voiles bactériens, qui contiennent également des EPS, existent également dans l'estuaire, possiblement à la base des chenaux et à

proximité des faciès de boue fluide en pied de barre ou à la base des chenaux tidaux puissent aussi jouer un rôle similaire et qu'il y ait donc plusieurs usines de grains tapissés.

Il n'y a aucune preuve que des voiles algaires aient existé au Permien sur le champ de Petrel. Cependant, les cracks de synérèse observés sur les replats de marée argileux (faciès F1a) tendent à prouver que des voiles microbiens existaient bien (Harazim *et al.,* 2013). D'une manière plus générale, les environnements estuariens sont favorables pour que ce type de voiles bactériens ou algaires prospèrent du fait des conditions environnementales stressantes dues aux variations de salinité (eaux saumâtres) et qui ne permettent pas aux prédateurs métazoaires de se développer.

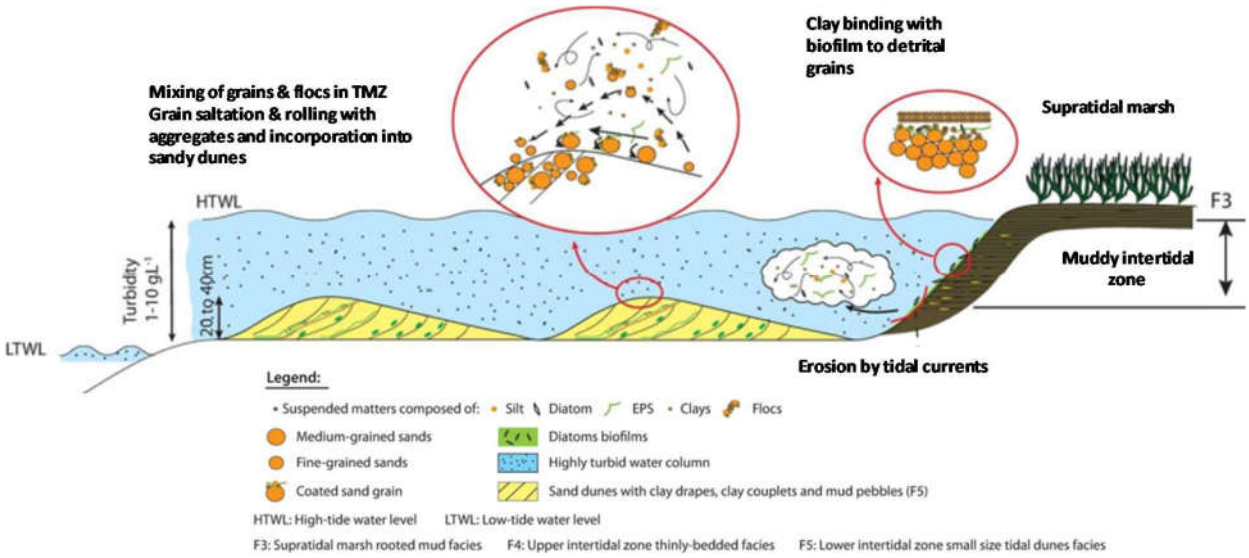


Figure 90 : Modèle schématique de l'assemblage des particules argileuses en suspension ou remobilisées par érosion des niveaux hétérolithiques de la zone intertidale avec les grains de sable pendant leur transport par saltation ou roulement dans la construction des dunes tidales par incorporation et collage par des fragments de biofilms à diatomées (EPS), remobilisés lors de l'érosion des niveaux argileux. D'après Virolle *et al.* 2018.

6.4. Comparaison entre le champ de Petrel et l'estuaire de la Gironde : Rôle de l'hydrodynamisme et de l'usine à tapissage argileux.

Les principaux résultats de ce chapitre peuvent être résumés de la manière suivante :

- L'estuaire moderne de la Gironde constitue un analogue intéressant pour le champ de Petrel.
- L'origine de l'argile dans les réservoirs estuariens étudiés (R1, champ de Petrel, barres tidales de Gironde) est essentiellement détritique. Elle est principalement de type smectite et illite, puis kaolinite et enfin chlorite sur l'estuaire de la Gironde. La présence d'interstratifiés illite/smectite, de kaolinite et de chlorite dans les grès du R1 du champ de Petrel constitue un cortège argileux probablement comparable à l'origine à celui de la Gironde. La smectite détritique est sans doute le principal précurseur argileux dans la formation des tapissages de chlorite ferreuse sur Petrel (Worden et Morad, 2003, Beaufort *et al.,* 2015).
- Si le fer est disponible en quantité suffisante, ce qui est généralement le cas dans un estuaire, la présence de smectite (mais aussi de kaolinite) permet d'avoir une bonne probabilité d'avoir des précurseurs de chlorite (Xu et Veblen, 1996, Bhattacharyya, 1983, Beaufort *et al.,* 2015).
- L'argilosité est essentiellement contrôlée par l'hydrodynamisme de l'estuaire et en particulier par la position du bouchon vaseux qui dépend du point nodal de vitesse en amont (entre les vitesses du courant fluvial et du courant de flot de marée) et du point nodal de densité en aval (estuaire stratifié) (Allen *et al.* 1991, Virolle *et al.* 2018). L'environnement estuarien dans lequel se sont formées les barres tidales du champ de Petrel est également très turbide à hyper-turbide, avec l'existence probable d'un bouchon vaseux.
- L'argile est incorporée au sédiment suite aux remaniements incessants des barres tidales, en permanente migration (e.g. Fenies et Tastet, 1998, Billy *et al.* 2012) avant leur stabilisation et leur fossilisation. Cette incorporation se fait principalement sous forme de flocs argileux incorporés ou d'agrégats similaires à ceux observés sur le champ de Pétrel.
- Différentes morphologies de tapissages précoces (ou pré-tapissage) sont observées sur les échantillons de surface prélevés à la surface des barres sableuses le long de l'estuaire de la Gironde, qui peuvent prendre la forme de rides, ponts et surtout d'agrégats. Ces tapissages précoces de type agrégat sont également rencontrés dans les grès du réservoir R1 de Petrel. Il ne semble pas exister de tapissage parfait lors du dépôt des sables, couvrant la totalité de l'ensemble des grains. Le tapissage de chlorite complet est formé lors de l'éogenèse et de la mésogenèse (Ehrenberg, 1993, Worden et Morad, 2003, Adjukiewicz *et al.,* 2010). En revanche, il existe des taux de couverture variables des tapissages précoces, qui peuvent être plus ou moins étendus et qui pourraient préfigurer les tapissages « parfaits » de chlorite authigène couvrant la totalité des grains détritiques.
- Ce taux de recouvrement (plus important) est rencontré dans les faciès de milieu et de sommet de barres (Virolle *et al. In prep*) et trouve son corolaire sur le champ de Petrel, puisque les meilleures qualités réservoir sont rencontrées dans les mêmes faciès là où les tapissages de chlorite authigène sont les plus favorables car couvrant la totalité des grains.
- Le taux de couverture des grains et la qualité des tapissages est un critère essentiel dans la préservation des qualités réservoir (Lander *et al,* 2008, Saïag *et al.*, 2016). Il se doit d'être mince et complet (Bahlis et de Ros, 2013).
- L'excès d'argile dans les sables est un facteur défavorable. L'argilosité doit être entre 2% (Bloch *et al*., 2002) et 13% (Pittman, 1992, Wooldridge *et al.,* 2017a). Les meilleures qualités réservoir semblent donc se retrouver dans les niveaux les plus hydrodynamiques, dans les milieux et sommet de barres, dans la zone subtidale, là où les vitesses des courants de marées sont les

plus importantes. La bonne corrélation entre les meilleures qualités réservoir et les granulométries les plus grossières sur le champ de Petrel (Saïag *et al.*, 2016) tend à étayer cette hypothèse. Les barres estuariennes externes moins argileuses sont donc probablement plus favorables pour peu qu'il y ait des smectites ou des kaolinites au sein des réservoirs lors de leur dépôt.

- L'incorporation des argiles dans les sables se fait lors du remaniement des barres tidales. L'agent de cohésion entre l'argile détritique et les grains de sable est sans doute associé aux polymères organiques de type 'EPS' et constitutifs des biofilms algaires de diatomées (Duteil 2017, Virolle *et al.* 2018, Wooldridge *et al.* 2017a). Ces polymères pourraient également être d'origine bactérienne, notamment dans les niveaux riches en boue fluide à la base des chenaux de marées en pied de barre tidale. Enfin, les environnements estuariens sont connus pour leur pauvre biodiversité, la faible intensité des bioturbations, mais aussi pour leur abondance en voiles algaires et bactériens qui profitent de la niche écologique offerte par le manque de prédateurs dû aux conditions environnementales (et de salinité) stressantes.
- L'usine à tapissage ainsi constituée par le démantèlement des marais supratidaux et de la zone argileuse intertidale argileuse ou hétérolithique et recouvertes par les biofilms peut alors fonctionner pleinement (Virolle *et al.,* 2018).
- Les séquences transgressives sont celles pour lesquelles les meilleures qualités réservoir sont observées notamment de par la présence de tapissages « parfaits » de chlorite. Ces séquences transgressives pourraient en effet être plus favorables pour la mise en place des tapissages de chlorite en créant des conditions diagenétiques réductrices plus propices dans la chimie du fer et pour la formation de la berthiérine (Gould *et al.,* 2010).
- Enfin, l'abondance des feldspaths ne semble pas être un facteur positif. Il est un indicateur de l'influence fluviatile, et donc de conditions diagenétiques précoces plus défavorables. Par ailleurs, lors de la kaolinitisation et de l'illitisation des grès durant la mésogenèse, un trop grand contenu de feldspaths tend à créer des argiles de néoformation en excès qui viennent en remplissage de la porosité, et seraient donc préjudiciables à la préservation des qualités du réservoir.

Les questions posées étaient les suivantes :

- *Existe-t-il un lien entre l'environnement de dépôt et les qualités du réservoir ?*
- *Quel est le lien entre tapissage argileux de chlorite et l'environnement de dépôt ? Existe-t-il un contrôle sédimentaire dans la mise en place et la distribution des tapissages argileux ?*

Les meilleures propriétés pétrophysiques du réservoir R1 sont rencontrées dans le milieu et le sommet des barres tidales, dans les sables de plus forte granulométrie et mieux triés (Saïag *et al.,* 2016). Une argilosité en excès, comme dans la base des barres ou bien dans les faciès du R1B est un facteur défavorable et il existe sans doute un optimum d'argilosité qui se situe entre 2% (Bloch *et al*., 2002) et 13% (Pittman, 1992, Wooldridge *et al.,* 2017a). Les argiles authigènes créées lors de la mésogenèse à partir des argiles détritiques peuvent alors réduire la perméabilité avec des tapissages trop épais, ou venir en remplissage de pores et donc devenir un facteur défavorable (Bahlis et De Ros, 2013). Si de surcroît, l'argile est déjà en remplissage de pores, cet effet sera cumulatif. Les barres tidales externes ou les complexes delta tidaux (comme sur les puits Petrel-4 et -5) constituent aussi des réservoirs de meilleure qualité car moins argileux d'une manière générale. Comme le montrent les travaux menés dans l'estuaire de la Gironde, l'hydrodynamique des estuaires, en contrôlant la position du bouchon vaseux et les profils de vitesse au sein des chenaux de marées et dans le canal tidal, est donc un facteur de contrôle essentiel.

Il semble également que les cortèges sédimentaires transgressifs et l'ennoiement rapide des corps réservoirs (ici des barres tidales) lors des transgressions marines soient également un facteur positif (Saïag *et al.,* 2016) pour la formation de tapissage de chlorite, en permettant en particulier la mise en place des conditions diagenétiques favorables à la néoformation précoce de berthiérine (Gould *et al.,* 2010). Pourtant, il est souvent trouvé dans la littérature que les conditions les plus favorables pour les tapissages de chlorite et la formation de berthiérine se rencontrent dans les systèmes progradants à taux de sédimentation élevé de haut niveau marin (HST) (Worden et Morad, 2003, Ketzer *et al.,* 2003). Enfin, la diminution de l'influence fluviatile et de la teneur en feldspaths dans les zones externes de l'estuaire serait également un facteur favorable car il réduit l'intensité de la kaolinitisation et de l'illitisation des grès durant la mésogenèse et donc le volume d'argiles de néoformation en remplissage de pores ('pore filling') ou en tapissage de pores (ici 'pore lining').

- *D'où vient l'argile et quelle est sa nature ? Quels sont les précurseurs argileux possibles ?*

Les tapissages de chlorite sont authigènes et se font post dépôt (Ehrenberg, 1993). La chlorite se forme à partir d'autres argiles précurseurs de type trioctaédrale, riches en Aluminium (Worden et Morad, 2003). Parmi les précurseurs possibles, on retrouve la smectite, la berthiérine et la kaolinite. Dans l'estuaire de la Gironde, il existe différentes formes d'argiles pouvant servir de précurseur, telles que des smectites (entre 25 et 40% du cortège argileux) et de différentes compositions (montmorillonite, stevensite, etc.) présentant divers stades d'hydratation, des interstratifiés illite-smectite, un peu de kaolinite et d'autres kaolins (halloysite) à hauteur de 5 à 10%, ainsi que des chlorites (10 à 20%) parfois interstratifiés avec des illites (Cumont 2016, Virolle *et al.*, 2018). Ces précurseurs (possibles) sont détritiques et variés, issus d'un vaste bassin versant complexe de 80 000 km², regroupant celui de la Dordogne et de la Garonne, et une grande diversité de sources minéralogiques. Le bassin versant du bassin de Petrel au Permien est aussi très vaste, et sans doute de taille supérieure à celui de la Gironde, avec un cortège argileux sans doute complexe, bien qu'il soit impossible à ce stade de faire un inventaire du cortège argileux initial disponible. Des études des éléments traces pourraient être menées pour supporter ces hypothèses.

Il existe un partitionnement des argiles le long des estuaires comme le montrent les travaux de Virolle *et al.* (2016). La proportion en smectite a tendance à augmenter en allant vers l'aval des estuaires (Krone, 1978, Virolle *et al.,* 2016). Le fait de retrouver un cortège argileux assez complet, et notamment des smectites et des kaolinites dans l'estuaire de la Gironde est sans doute un facteur favorable. Un cortège argileux réduit comme l'estuaire du Ravenglass (Griffiths *et al.,* 2018), largement dominé par l'illite et avec de rares smectites, peut à l'inverse être considéré comme un facteur défavorable. Pour le vérifier, il faudrait réaliser des simulations à l'aide d'un logiciel de diagenèse (tel que Geocosm/Touchstone).

- *Comment l'argile est –elle incorporée dans le sédiment ?*

Les estuaires et les environnements influencés par les marées sont des environnements par essence hétérolithiques, dès lors que du sable et de l'argile sont disponibles en entrée. La modulation des courants de marées, avec des périodes d'étale durant lesquelles le courant est nul permet à tous types de particules de sédimenter, quel que soit son diamètre, mais pas forcément de se retrouver en « mélange ».

Les observations originales faites sur l'estuaire de la Gironde indiquent que l'incorporation de l'argile dans les sables se fait essentiellement durant le remaniement sédimentaire des différentes barres ce

qui montre une dynamique très intense avec des ordres de grandeur impressionnants, comme les vitesses d'accrétion longitudinale de la barre de Trompeloup avec quelques 400 m/an (Fenies et Tastet, 1998) ou au contraire des vitesses d'érosion pouvant en quelques années détruire les marais supratidaux (barre de Plassac).

L'incorporation des argiles dans les sables se fait donc durant ces remaniements, avec comme agent de cohésion entre l'argile détritique et les grains de sable, les polymères organiques de type 'EPS' et constitutifs des biofilms algaires de diatomées (Duteil 2017, Virolle *et al.* 2018, Wooldridge *et al.* 2017a). Ces EPS permettent de pré-encoller les différentes particules qui peuvent ensuite être transportées et sédimentées ensemble. La zone intertidale argileuse semble être la zone privilégiée pour produire ces EPS.

- *Existe-t-il des zones privilégiées pour la mise en place des tapissages argileux ?*

Les barres tidales semblent être des corps sédimentaires favorables pour l'incorporation de précurseurs argileux au sein des sables et pour former ensuite des tapissages de chlorite. Comme vu précédemment, les zones de plus fortes hydrodynamiques et la position du bouchon vaseux sont aussi des éléments essentiels pour maintenir un niveau d'argilosité « raisonnable » au sein des réservoirs.

Les barres externes moins argileuses et moins influencées fluviatiles semblent plus favorables pour conserver des qualités réservoir satisfaisantes pour peu qu'il y ait des précurseurs de chlorite en quantité suffisante et que la chimie du fer soit favorable.

- *Quels sont les paramètres de préservation des qualités réservoir ? Peut-on prédire les qualités réservoir dans l'exemple du champ de Pétrel et plus généralement dans les réservoirs déposés en environnement estuarien ?*

La prédiction des qualités réservoir reste un enjeu de ce type d'étude. L'exemple du champ de Pétrel encourage à rechercher les meilleures qualités réservoir dans les barres externes des estuaires. Il faut que l'hydrodynamisme soit important, afin de réduire l'argilosité, favoriser les granulométries les plus grossières, dans l'aval du bouchon vaseux pour favoriser le contenu en smectites. Les conditions diagenétiques sont aussi essentielles, les séquences transgressives les moins influencées fluviales semblant plus propices à la formation de tapissage de chlorite.

Toutefois, sur la Gironde, la barre externe du Richard semble favorable bien que son contenu en smectites soit anormalement faible et que le sable déposé reste assez largement de nature fluviatile (Virolle *et al., in prep.*).

CHAPITRE 7

Conclusions sur le rôle de l'environnement de dépôts. Perspectives

Photographie de faciès tidaux à l'affleurement dans le pied d'une barre tidale. Noter à la base de la photo la présence de très fines laminations subhorizontales probablement d'origine microbienne (de type MISS : Microbial mat Induced Sedimentary Structures) surmontées de rides de courant et de petites dunes tidales drapées par des niveaux argileux. Formation du Sego, Crétacé Supérieur, Colorado. Photo : E. Portier (Mai 2018).

7. Conclusions et Perspectives

7.1. Synthèses des principaux résultats

Les objectifs de ce travail de recherche étaient les suivants :

- Comprendre comment les tapissages argileux *précoces* se mettent en place, en lien avec l'environnement de dépôt ou lors des toutes premières phases de l'enfouissement. Ce processus de tapissage se fait en deux étapes, d'abord par l'incorporation de l'argile dans les sables puis, par la création d'un tapissage précoce argileux qui pourra évoluer ensuite vers un tapissage secondaire authigénique.
- Connaître le lien entre ces tapissages argileux et l'environnement de dépôt. Comprendre les paramètres de facteurs impliqués dans la formation de ces tapissages permet alors d'expliquer la distribution de ces tapissages et les propriétés pétrophysiques associées, et d'avoir ainsi une approche plus prédictive de ces propriétés, si, pour autant, le modèle géologique (sédimentologique) disponible est précis et fiable.

Deux exemples contrastés de réservoirs présentant de grandes disparités de propriétés pétrophysiques ont été sélectionnés, l'un issu d'un réservoir ancien dans le glaciaire d'âge Ordovicien, l'autre dans un réservoir déposé en environnement estuarien et d'âge Permien. Tous deux ont été enfouis à des profondeurs allant jusqu'à 3500-4000 m, même si aujourd'hui ils sont situés respectivement à des profondeurs de 2500 et 3500 m.

Pour chaque exemple, une comparaison avec un analogue, soit ancien (affleurement glaciaire Ordovicien au Maroc), soit moderne (estuaire de la Gironde, France) a été choisie afin de mener des comparaisons pour comprendre les processus sédimentaires et diagenétiques impliqués dans la formation des tapissages argileux.

Les questions posées au début de ce manuscrit étaient groupées en trois grands thèmes :

(1) Principaux phénomènes diagenétiques à l'origine des qualités pétrophysiques dans les grès glaciaires et dans les grès estuariens. Importance du cortège argileux ;
(2) Importance de l'environnement de dépôt dans la mise en place des tapissages argileux ;
(3) Timing et localisation des drapages argileux.

Pour répondre à ces questions, les deux réservoirs sélectionnés seront systématiquement comparés. A l'issue de cette synthèse, il sera proposé un tableau récapitulatif comparant les observations et les processus impliqués dans la préservation des qualités de ces deux réservoirs.

7.1.1 Principaux phénomènes diagenétiques à l'origine des qualités pétrophysiques dans les grès glaciaires & dans les grès estuariens. Importance du cortège argileux

- Quels sont les principaux phénomènes diagénétiques communs à l'environnement glaciaire et à l'environnement estuarien ? (Points communs et différences)

Les principaux phénomènes diagénétiques impliqués sont assez similaires. Ce sont essentiellement la cimentation des grès par la silice, mais également la compaction chimique (ou pression-

dissolution, qui est particulièrement intense dans les pétrofaciès compacts du réservoir glaciaire (pétrofaciès QS2, Tournier *et al.,* 2010a), et enfin la kaolinitisation et l'illitisation des feldspaths. Lorsque les feldspaths sont abondants, leur hydrolyse en argiles peut conduire au remplissage de pores et donc détruire les qualités réservoir (perméabilité surtout) bien que cette perte soit en partie compensée par la création de porosité secondaire.

Les deux réservoirs présentent des tapissages argileux mis en place précocement mais aux effets radicalement opposés sur la préservation des qualités réservoir :

- Dans le réservoir glaciaire du champ d'Oued Zine, les grains de quartz sont tapissés par des argiles de type illite (ou des interstratifiés illite / smectite). Ces tapissages d'illite catalysent la compaction chimique des grès (Tournier *et al.,* 2010a). L'excès de silice produit est ensuite exporté dans les niveaux de grès propres moins ou peu compactés et vient en cimentation partielle de la porosité.
- Dans le réservoir estuarien du champ de Petrel, les meilleures qualités réservoir sont trouvées dans les niveaux où les grains détritiques sont tapissés par une argile riche en fer, la chlorite (Saïag *et al.,* 2016). Ces tapissages sont étudiés parce qu'ils permettent d'inhiber la nucléation du quartz et donc d'empêcher la cimentation des grès par la silice. Cet effet est d'autant plus bénéfique que les tapissages sont complets et continus.

- Quelles sont les sources d'argiles dans les environnements glaciaire et estuarien ?

L'origine des argiles impliquées dans les tapissages est d'abord détritique. Elles proviennent des niveaux argileux plus fins qui se déposent en alternance avec les sables. Les deux environnements sont caractérisés par des cortèges sédimentaires hétérolithiques, avec une distribution bimodale, entre un pôle sableux et un pôle argileux. En effet, qu'il s'agisse de l'environnement sous-glaciaire confiné dans les incisions (ou vallées) glaciaires, ou dans les environnements proglaciaires déconfinés, les sables entrainés par les courants de densité liés au drainage des eaux de fonte, alternent avec des sédiments fins déposés lors de périodes plus calmes. Les variations de l'accommodation dans l'espace, le long des conduits et des cavités (ou lacs) sous-glaciaires ou encore dans le domaine proglaciaire, et au cours du temps selon la dynamique glaciaire, permettent d'accumuler durant les différents cycles glaciaires des séquences sédimentaires granodécroissantes, alternant des sables grossiers, moyens ou fins avec des niveaux plus fins silto-argileux de décantation. Dans l'environnement estuarien, la dynamique sédimentaire est largement dominée par l'hydrodynamique tidale qui alterne des périodes de courant important, durant le flot (vers la terre) ou le jusant (vers la mer), avec des périodes d'inversion du courant qui devient nul lors des étales de marées. Cette dynamique permet aux sables d'être transportés (vitesse variant entre 20 cm/s jusqu'à 2 m/s) et aux argiles de se déposer en drapage sur les sables lorsque la vitesse du courant devient quasi nulle.

Les argiles détritiques au sein du réservoir peuvent ensuite au cours de la diagenèse donner d'autres argiles authigéniques, impliquées dans le tapissage des grains : illitisation des smectites ou bien chloritisation, en présence de fer, des argiles détritiques et des précurseurs argileux, comme les smectites trioctaédrales, la kaolinite ou la berthiérine.

- Quels cortèges minéralogiques pour quels précurseurs argileux ? Quelle est la nature et le rôle du cortège argileux ?
- Que ce soit en domaine glaciaire ou en domaine estuarien, quels sont les impacts du cortège argileux sur les qualités réservoirs ?

Les cortèges argileux sont dominés dans les deux cas par la smectite et l'illite.

L'environnement glaciaire Ordovicien, contient peu de kaolinite détritique qui se trouve préférentiellement dans les environnements chauds et humides. Il s'agit quasi exclusivement d'illite, smectite et surtout d'interstratifiés Illite / smectite. La chlorite détritique est également quasi absente (Pagel et Fiet, 2004). Il s'agit en effet d'un minéral instable aux conditions physico-chimiques à la surface terrestre (Beaufort *et al.,* 2015) mais qui peut se retrouver en faible quantité (0-20%) dans le fluviatile selon la nature du bassin versant.

Le champ de Petrel contient un cortège minéralogique plus varié, à l'instar de l'estuaire de la Gironde, qui reflètent tous les deux des bassins versants assez vastes. La proportion en smectite a tendance à augmenter en allant d'amont vers l'aval des estuaires (Krone, 1978, Virolle *et al.,* 2016). Le fait de retrouver un cortège argileux assez complet, et notamment des smectites et des kaolinites dans l'estuaire de la Gironde est un facteur favorable dans la formation des chlorites dans les réservoirs déposés en environnement estuarien.

La présence de fer (ou de magnésium) est un autre élément indispensable pour la formation de chlorite authigène. Le plus simple est d'en disposer dans l'environnement de dépôt. La présence de matière organique (mais aussi des micro-organismes associés, voir par exemple le profil de déplétion de l'oxygène dans les sédiments tidaux), le piégeage des cations par les biofilms, les changements de salinité au sein de l'estuaire, la stratification des eaux (comme sur la Gironde) et les conditions réductrices et anoxiques au sein des estuaires permettraient le piégeage du fer et la précipitation de berthiérine (ou d'odinite) précoce à partir de smectite ou de kaolinite (Worden et Morad, 2003, Gould *et al.,* 2010, Fu *et al.,* 2015).

La compétition pour le fer est importante car d'autres minéraux peuvent se former précocement comme la sidérite (calcite de fer) ou bien la pyrite (sulfure de fer). Il faut donc des conditions « environnementales » ou éogénétiques favorisant son piégeage. Les cortèges transgressifs et un ennoiement rapide par les eaux marines semblent présenter des conditions optimales pour favoriser l'incorporation du fer au sein des précurseurs argileux de chlorite comme la berthiérine (Gould *et al.,* 2010). Ce modèle est également étayé par les observations faites sur le champ de Petrel et sur la présence des tapissages de chlorites les plus complets dans les séquences les plus transgressives et les plus marquées par l'influence marine (cf. chapitre 6 et Saïag, *et al.,* 2016).

Si les précurseurs de chlorite et la chlorite en tapissage inhibent la cimentation par le quartz et expliquent les valeurs anormales de qualités réservoir à grande profondeur (Ehrenberg, 1993; Bloch *et al.,* 2002; Storvoll *et al.,* 2002; Worden et Morad, 2003; Ajdukiewicz *et al.,* 2010; Haile *et al.,* 2015, Saïag *et al*., 2016), en domaine glaciaire, la présence d'illite en tapissage catalyse au contraire la compaction chimique et la destruction des qualités réservoir (Tournier *et al.,* 2010a).

7.1.2 Importance de l'environnement de dépôt dans la mise en place des tapissages argileux

- Comment est incorporée l'argile dans les sables ? Quels sont les processus sédimentaires en jeu ?

Les meilleurs réservoirs sont souvent pauvres en argiles. Pourtant, les sables trop pauvres en argiles peuvent être totalement cimentés au cours de la diagenèse d'enfouissement. Des argiles en quantité « raisonnable » peuvent à l'inverse jouer un rôle bénéfique sur la diagenèse.

Les argiles se déposent le plus souvent par décantation en milieu calme (vitesse du courant inférieure à 5 cm/s) alors que les sables sont transportés lorsque les courants tractifs sont à minima de 20 cm/s (pour des sables moyens) et se déposent par décélération du courant (Collinson *et al.* 2006). Argiles et sables se retrouvent donc le plus souvent en alternance. L'incorporation des argiles au sein des sables suit donc d'autres processus que les lois de l'hydrodynamique.

Les deux environnements étudiés proposent deux mécanismes d'incorporation des argiles au sein des sables bien différents.

En domaine glaciaire, l'incorporation des argiles se fait par élutriations des argiles et par échappement fluide menant à une redistribution des argiles au sein des sables encore meubles. Les surpressions du fluide sont provoquées par le poids et le couplage de la glace avec son substrat (Clerc *et al.,* 2013, Ravier *et al.*, 2015a). Ces surpressions sont promues par l'existence de barrières de perméabilité argileuses. Ce sont ces mêmes niveaux argileux, une fois hydrauliquement bréchifiés qui constituent les sources d'argiles. C'est également le cas des galets mous argileux produits dans l'érosion des niveaux argileux encaissants lors de la mise en place des sédiments glaciaires. Ce mécanisme de redistribution de l'argile se fait post dépôt mais il est encore très lié à l'environnement de dépôt, particulièrement en domaine sous-glaciaire caractérisé par les nombreuses surfaces de couplage et découplage propres à cet environnement (Clerc *et al.,* 2013).

En domaine estuarien, l'incorporation des argiles se fait lors des multiples remaniements des corps sédimentaires que sont les barres tidales. Les grains de sable sont préencollés par les argiles avec comme agent de cohésion entre l'argile détritique et les grains de sable, les polymères organiques de type 'EPS' et constitutifs des biofilms algaires de diatomées (Duteil, 2017, Virolle *et al.,* 2018). Ces biofilms se retrouvent particulièrement en zone intertidale sur substrat argileux et c'est par l'érosion des marais supratidaux et des sables hétérolithiques de cette zone intertidale qu'ils sont brisés et dispersés pour encoller argiles détritiques et sables. Ce mécanisme se fait donc lors du dépôt des sables au sein des dunes tidales.

- Quelle est l'origine du tapissage argileux ? Comment se met-il en place ? Est-il total lors de sa mise en place ou se met-il en place progressivement, lors de l'éogenèse ?

Les deux exemples étudiés présentent des résultats une fois encore contrastés.

En environnement glaciaire, il semble que les tapissages soient quasi complets lors de leur mise en place. En effet, ces tapissages d'illite (ou initialement smectite ou interstratifiés illite / smectite) semblent se retrouver entre les grains puisqu'ils se retrouvent au niveau des surfaces de contact

concavo-convexes ou des surfaces suturées micro-stylolitisées entre grains. Ils sont mis en place par remobilisation des argiles (élutriation) au sein des sables liquéfiés ou fluidisés par la surpression fluide.

Pour l'environnement tidal, ces tapissages ne couvrent jamais complètement la surface des grains. Les observations faites par Virolle *et al.* (2018) dans l'estuaire moderne de la Gironde montrent que la surface couverte peut atteindre exceptionnellement 80% dans les niveaux hétérolithiques, mais qu'il est le plus souvent de l'ordre de 30% au mieux. Ce tapissage du grain est obtenu par mélange des grains de sable lors de leur transport avec le produit d'érosion des zones intertidales hétérolithiques et des marais supratidaux, avec les argiles en suspension et les polymères organiques 'EPS' issus du démantèlement des biofilms algaires à diatomées. Les tapissages de chlorite authigène se développent ultérieurement, lors de l'éogenèse et doivent plutôt être considérés comme des tapissages de pores. Ils sont formés à partir des pré-tapissages (ou tapissages précoces) d'argiles précurseurs, mise en place lors du dépôt des sables.

- Comment se forme le tapissage tel qu'il est observé sur les lames minces ? Quels en sont les paramètres de contrôle ?

Les tapissages tels qu'ils sont observés sont essentiellement authigènes, mais ils sont tous issus de tapissages d'argiles précurseurs :

- Des tapissages quasi complets d'interstratifiés illite / smectite, autour et entre des grains comme le montrent les surfaces les surfaces suturées entre grains dans le glaciaire. La mise en place de ces tapissages supposent que les sables soient liquéfiés ou fluidisés et donc lorsque les grains sont « portés » par les fluides (eaux) sous pression.
- Des tapissages précoces sous forme d'agrégats poly-cristallins (ou de ponts ou de rides) mis en place lors du dépôt, et composés par des smectites, chlorites détritiques et de kaolinite. Les tapissages complets, essentiellement autour des pores, se développent ultérieurement, en plusieurs étapes, pour former les tapissages de chlorite authigénique riche en fer.

Les paramètres de contrôle sont liés à l'environnement de dépôt :

- A travers la dynamique glaciaire et l'intensité des cycles de surpression du fluide interstitiel. La surpression dépend de la quantité d'eau disponible sous la glace, de la conductivité (perméabilité) du substrat et de sa capacité à drainer les eaux de fonte en contrôlant les cycles de couplage / découplage du glacier (calotte) avec son substrat ; enfin, l'existence de barrières verticales de perméabilités favorisent ces surpressions par confinement des niveaux réservoir.
- Par l'intermédiaire de l'hydrodynamique des courants tidaux qui intervient dans le remaniement des barres tidales et qui contrôle de la position du bouchon vaseux (TMZ) durant l'année au sein de l'estuaire (point nodal de vitesse en amont, point nodal de densité en aval).

7.1.3 Timing et localisation des drapages argileux

- Où et quand se mettent en place les précurseurs argileux à l'origine des tapissages argileux ? Quelles sont les conditions environnementales ou hydrodynamiques qui prévalent lors de leur mise en place ?
- Existe-t-il des zones privilégiées au sein du réservoir où se mettent en place les tapissages argileux ? A quelles conditions environnementales peut-on associer ces zones privilégiées de mise en place des tapissages argileux ?

La distribution spatiale des tapissages argileux au sein des réservoirs étudiés n'est pas uniforme. Ils se localisent dans des zones précises :

(1) On les rencontre dans les unités glaciaires sableuses présentant une importante intensité de déformations (cas du champ d'Oued Zine), notamment des structures de liquéfaction ou de fluidisation et d'injections, et qui sont généralement situées sous les planchers glaciaires sur substrat sableux ou sous les surfaces de couplage / découplage au sein des dépôts glaciaires confinés sous-glaciaires. Ces tapissages se mettent en place post dépôt, tant que la glace est couplée régulièrement au substrat. Ils sont absents dans les niveaux situés au-dessus de la dernière surface de couplage (voir l'exemple du puits ODZ-302). Ainsi, les meilleures qualités réservoir se retrouvent dans la moitié supérieure de l'Unité IV-4, et dans les niveaux de sables moyens à fins (faciès F3 à F5) de l'Unité IV-3 au-dessus de cette dernière surface de couplage.

(2) En environnement estuarien, ces tapissages semblent ubiquistes. Pourtant, seuls les tapissages complets, couvrant l'intégralité de la surface des grains et des pores permettent de préserver les qualités réservoir. Ces tapissages « parfaits » sont rencontrés dans le milieu et le sommet de barres tidales qui sont les moins argileuses (cas du champ de Petrel). Par comparaison avec la Gironde, ces tapissages seraient rencontrés dans les barres l'estuaire externe, dans les zones a priori les plus hydrodynamiques, en aval du bouchon vaseux, au-delà du point nodal de densité, où la salinité des eaux peut atteindre plus de 10 à 20 g/l. Ils semblent se former aussi dans les dernières séquences transgressives, là où l'influence fluviatile est la plus faible comme en témoigne le contenu en feldspaths plus faibles. Cette configuration avec un ennoiement rapide par les eaux marines permettrait des conditions diagenétiques précoces (éogénétiques) favorables à la précipitation de berthiérine (Gould *et al.,* 2010). Et il peut être formulée cette hypothèse, que plus tôt sont mis en place les tapissages par les précurseurs, et meilleure sera la préservation des qualités de réservoir. Les tapissages précoces les plus favorables se mettent en place lors du dépôt, dans les zones présentant les conditions hydrodynamiques les plus élevées.

- Quel est le rôle de l'environnement de dépôt dans la diagenèse précoce et dans la séquence paragenétique (diagenétique) ?

En domaine glaciaire, l'éogenèse se résume essentiellement au remaniement sédimentaire post dépôt et la génération des structures de déformations associées aux variations de la contrainte exercée par le poids de la glace et de la surpression du fluide interstitiel. Ces déformations sont d'abord fragiles, puis ductiles, et évoluent vers la liquéfaction et la fluidisation complète du sédiment, avec la disparition des figures sédimentaires et l'injection des sables. Durant ces cycles de déformation, les tapissages précoces d'illite, smectite et interstratifiés I/S sont mis en place.

En domaine estuarien, les conditions hydrodynamiques de l'environnement de dépôt contrôlent non seulement :

- L'argilosité qui doit rester limitée (2 à 13% selon les auteurs). La position du bouchon vaseux est donc essentielle. Les faciès de pied de barre ou trop riches en argiles sont défavorables car l'argile en excès a tendance à se retrouver en remplissage de pore.
- L'incorporation et la sédimentation dans les dunes tidales des grains pré-tapissés (préencollés) avec des argiles lorsqu'ils sont transportés avec les produits de l'érosion des niveaux hétérolithiques intertidaux et des marais supratidaux et du démantèlement des biofilms algaires. Cette incorporation d'argile se fait principalement sous la forme d'agrégats.

L'éogénèse est caractérisée ensuite par la formation des pyrites framboïdales et des tapissages de berthiérine, puis de chlorite. Les conditions environnementales et diagénétiques contrôlent la disponibilité du fer pour la formation de la berthiérine en tapissage et donc de la chlorite. Une rapide transgression par les eaux marines avec les conditions oxydo-réductrices associées semble favoriser la formation de la berthiérine et donc renforce ici l'idée que la salinité des eaux est un élément favorable.

- Pour un modèle sédimentologique connu et en le supposant bien contraint, peut-on alors prédire les qualités réservoir ?

Les meilleures qualités réservoir sont donc à rechercher :

(1) Dans les unités glaciaires peu ou pas déformées, dans les corps sableux massifs déposés en environnement déconfiné ; les sédiments glaciaires sous les planchers sur substrat argileux, car la faible perméabilité du substrat permet d'accumuler des volumes importants d'eaux de fonte sous la glace et d'empêcher ainsi le couplage de la glace avec on substrat. L'environnement glaciaire 'lightly grounded' décrit par Clerc *et al.* (2013) qui prévalait lors du dépôt de l'unité GU2 (sur Alnif, Maroc) semble aussi être le plus favorable pour trouver des qualités réservoir intéressantes.

(2) Au sein des barres tidales, dans les faciès les plus sableux, déposés en environnement très hydrodynamique, et/ou dans la zone externe des estuaires, en aval du bouchon vaseux. La proximité des surfaces de transgressions marines est aussi un facteur favorable. L'influence marine semble ici plus favorable que l'influence fluviatile. Enfin, les puits Petrel -4 et –5 montrent que les meilleures qualités réservoir sont dans les complexes tidaux de type delta ou inlet tidal.

Les principales conclusions de ce manuscrit sont synthétisées dans la Figure 91 et le Tableau 5.

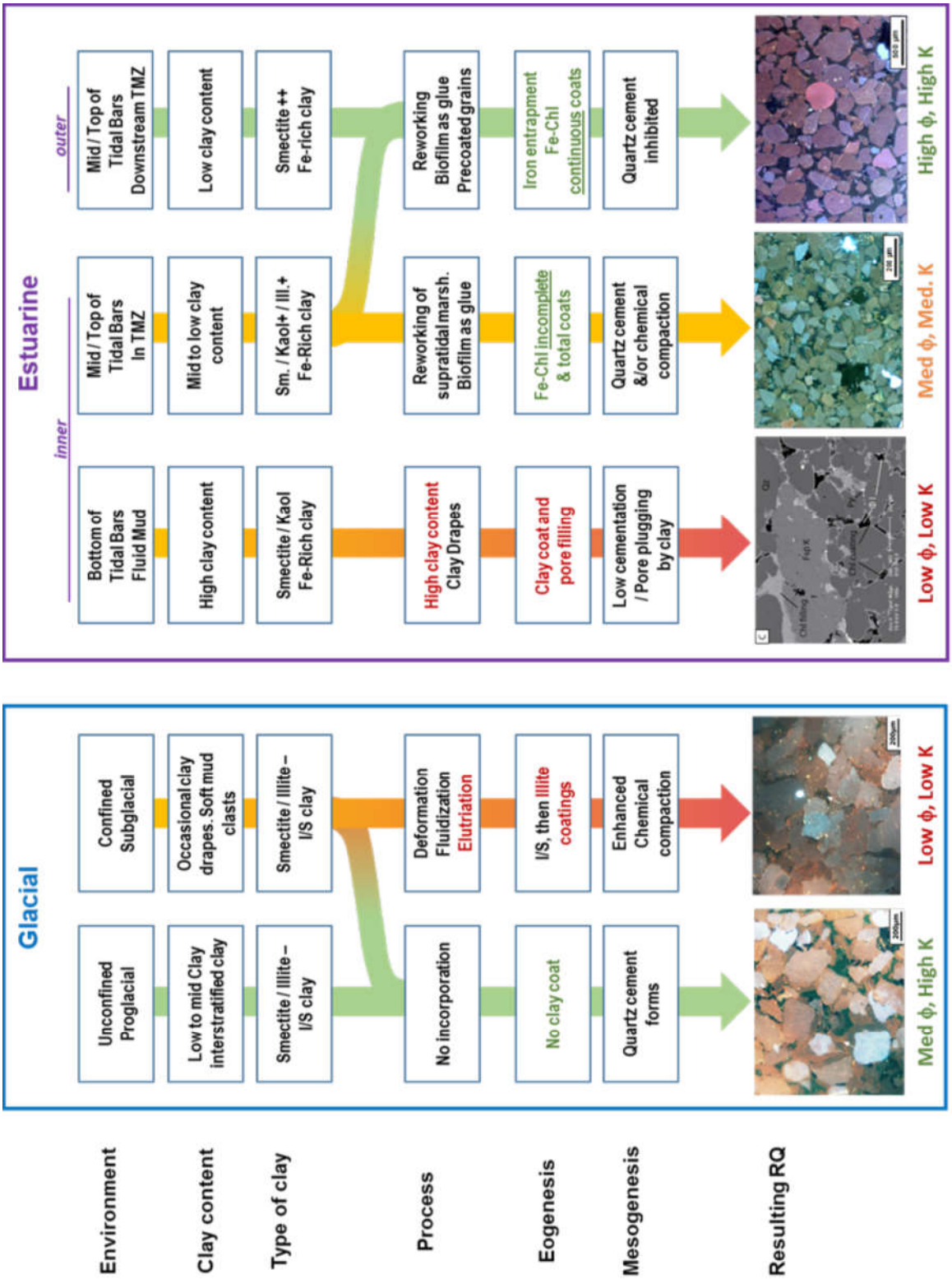


Figure 91 : Evolution comparative des réservoirs d'origine glaciaire et estuarienne, incluant l'environnement de dépôt, les processus d'incorporation de l'argile dans les sables et la diagenèse et les qualités réservoir résultantes.

	Glacial setting	Estuarine setting
Studied Example / Reference	Oued Zine Field. Glacial Ordovician Reservoir	Petrel field. Estuarine reservoir
1.Environment features	Confined subglacial environment with numerous coupling surfaces depending of melt water flowrate. Unconfined proglacial. Alternation of glacial sustained floods & surges with quiescence periods. Density flow	Tidal & fluvial influences. Alternation of flow and ebb bidirectional currents with slack water periods with no currents. Tractive currents and fall-out of fines & clays in suspension in turbid water.
2.Petrographic features	Alternating clays and sands layers. Clays more abundant in cold & quiescence periods when accommodation space exists. Present in confined and unconfined glacial environment	Heterolithic deposits. Clays draping sands during slack water periods.
3.Origin of clay	Large water shed. Origin from pre-existing sedimentary basins	Large water shed, with fluvial origin from sedimentary basins and basements highs.
4.Type of clay	Mainly illite and smectite (or interstratified I/S)	Complex clay contents, including smectite, illite, kaolinite and possibly chlorite
5.Clay incorporation	During ice coupling on soft sediments beds or during glacial re-advance phase. By fluid overpressure elutriations, brechification and injections	During sedimentary reworking (accretion / erosion)of tidal bars. Pre-coated detrital grains with clays platelets and flocs by biofilm polymers (EPS) as binding agent.
6.Key controlling parameters	Melt water flow rate and substrate diffusivity (permeability)	Biofilm polymer, clay type (smectite/kaol). Iron entrapment under reducing conditions
7.Clay Coat Timing	After deposition, by elutriations and clay redistribution by overpressurized interstitial fluid (water)	During re-deposition, grains being early (pre-) coated with aggregates in grains surface irregularities. EPS as binding agent.
8.Clay Coat source	Smectite from mud laminae, clasts & dispersed clay	Detrital Smectite / kaolinite / chlorite flocs / aggregates glued to grains
9.Eogenesis Processes (mech. compaction excluded)	Clay coats almost complete below glacial pavement or coupling surfaces in sub-glacial environment	Early coating development by berthierine iron rich clay precursor. Strongly dependent on iron diagenetic conditions (reduced env.)
10.Mesogenesis Processes (mech. compaction excluded)	Illitisation of smectites. Enhanced chemical compaction by illite coats and exportation of silica-rich fluid in clean sands	Chloritisation of early coats and berthierine coats. Feldspar kaolinitisation and sandstones illitisation
11.Reservoir Quality (RQ) Distribution	Best RQ mainly found in units non affected by overpressurized fluid induced deformations. Low RQ in highly deformed area	Best RQ mainly found in units in medium-low clay content, when chlorite coats are total, with limited pore clay filling. Low RQ within muddier facies and incomplete coatings
12.RQ Prediction	Best RQ in latest glacial units, or in well developed units in channel axis, mid units, where clay content is limited and less deformed	Mainly in estuarine outer bars & tidal deltas, more sandy bar, downstream of maximum turbidity zone or in sands deposited with high hydrodynamic conditions such as middle or upper tidal bars.

Tableau 5 : Synthèse des différents éléments sédimentaires (cases en jaune, lignes 1,2 et 3), minéralogiques (gris, 4 et 8), des processus sédimentaires impliqués dans l'incorporation des argiles (orange 5,6 et 7), des phénomènes diagénétiques (bleu, 9 et 10) et du résultat en termes de qualités de réservoir (vert, 11 et 12), pour les réservoirs déposés en environnement glaciaire et estuarien. Les facteurs en vert sont les paramètres favorables, en rouge, défavorables aux qualités réservoir.

7.2. Perspectives

Les résultats présentés dans ce travail de recherche permettent de proposer diverses perspectives :

(1) Les structures de déformations par surpression fluide jouent un rôle essentiel sur les qualités réservoirs. Il faudrait dans un premier temps revoir les descriptions faites sur les puits du champ d'Oued Zine, avec une double approche. Une approche à l'échelle macroscopique qui consiste en une révision complète des puits avec les outils de description de ces déformations liées au fluide. Ensuite, une approche microscopique permettant l'observation des tapissages au microscope optique et électronique afin d'associer la présence de tapissages argileux d'illite ou d'interstratifiés I/S avec les figures de déformations. L'observation de puits ayant subi un enfouissement moins profond comme sur les puits de la marge sud du bassin pourrait aussi apporter des éléments de comparaison intéressants, notamment sur l'illitisation des tapissages argileux et sur la géométrie et la nature des tapissages avant illitisation et compaction chimique (tangentiels, orientés etc…).

(2) Une approche analogue peut également être menée sur les affleurements étudiés au Maroc. Les travaux menés par Ravier *et al.* (2015a, b) ont essentiellement été menés sur les déformations à la base des plancher glaciaires, mais pas au niveau des surfaces de couplage. L'approche macroscopique de description et de cartographie (déjà réalisée mais non exhaustive) couplée avec une approche microscopique sur échantillons prélevés le long du log sédimentaire permettrait aussi de corréler déformation fluide et tapissage argileux. Une quantification visuelle de la porosité sur lame mince pourrait donner accès à un profil de qualités réservoir pour chaque association de faciès et verticalement, le long de coupes de référence avec pour finalité de prouver que les sables déposés en environnement 'lightly grounded ice' (au sens de Clerc *et al.,* 2013) présentent les meilleures qualités de réservoir. Cette approche pourra être complétée par une approche de terrain pour cartographier l'intensité des déformations latéralement le long de l'affleurement ; notamment, il pourrait être utile de savoir si les déformations ont la même intensité sur toute la largeur des vallées, ou au contraire, si elles sont plus intenses sur des secteurs particuliers comme sur le bord des vallées, ou sur certains interfluves, dans les points hauts dans le fond des vallées, faire des corrélations entre l'épaisseur des bancs, le ratio sable/argiles du substrat avec l'intensité des déformations… Les affleurements de l'Ordovicien dans l'Anti-Atlas marocain et la vallée tunnel d'Alnif présentent d'excellentes qualités d'affleurement qui permettraient de mener à bien ce type d'analyse.

(3) Les critères quantitatifs utilisés pour décrire l'intensité des déformations par surpression du fluide interstitiel méritent d'être affinés. Ils sont classés actuellement en 4 niveaux, numérotés de 1 à 4, allant de 1 : pas de déformation observée ; 2, quelques déformations, rares, fragiles ou ductiles ; 3, sables moyennement à très déformés, figures de liquéfaction et indication de fluidisation. 4, niveaux très déformés, nombreuses indications d'élutriation, de figures de fluidisation, et de niveaux injectés. Un (ou des) critère(s) plus quantitatif(s) et moins qualitatif(s), reliés à la physique de la surpression du fluide pourrai(en)t être envisagé(s), s'appuyant sur des travaux antérieurs (ceux de Lowe *et al.,* 2003, notamment), ou réalisés dans les laboratoires de poro-mécanique, et / ou enfin par des études expérimentales en laboratoire.

(4) Une approche expérimentale menée actuellement entre l'université du Mans et Neptune Energy a pour but d'étudier analogiquement des processus de remobilisation sédimentaire (Ravier *et al.,* 2017). Une cellule de « Hele-Shaw » a été montée afin de reproduire expérimentalement des conditions de surpression du fluide au sein d'un mélange de billes de verre et de niveaux d'argiles, entre deux vitres de verre, entre lesquelles est injectée de l'eau. Cette approche permet une observation et une caractérisation directe des mécanismes de déformation fluide et des remobilisations argileuses. Une quantification par analyse d'image permettra de rendre compte de la dispersion des argiles et de les associer avec les valeurs du gradient de pression depuis le bas vers le haut de la cellule et entre chaque niveau de billes (sables). A terme, les déformations fluides observées qui miment assez bien les déformations décrites sur les carottes d'Oued Zine, permettront de les associer à une valeur de surpression du fluide.

(5) Ce type d'expérience analogique pourrait également permettre de prouver qu'il est possible de mettre en place des tapissages argileux quasi complets autour des grains de sable. Il faudrait pour cela utiliser des matériaux naturels, les disposer au sein d'un incubateur ou d'un caisson (de type de ceux utilisés pour la réalisation de mesures pétrophysiques), indurer les matériaux après injection du fluide (eau) et créer de la surpression entrainant l'élutriation des argiles, puis réaliser des lames minces pour observer les liens géométriques entre argile et sable. Ces travaux permettront de savoir s'il existe bien des tapissages argileux et ainsi démontrer qu'il est possible de recréer en laboratoire des tapissages argileux autour des grains de sable.

(6) Une autre perspective est de finir de démontrer que les biofilms sont bien responsables du pré-encollage des argiles sur les grains de sable. Ces analyses, déjà largement initiées en laboratoire par les travaux de Duteil *et al.* (*in prep*.) sont essentielles. Elles expliquent comment argiles et sables peuvent être associés alors que les lois de l'hydrodynamique ne le permettent pas. Elles permettent aussi d'expliquer comment la kaolinite par exemple peut être collée sur des grains. Les agrégats formés, poly-cristallins, sont complexes et permettent notamment d'incorporer aussi de la matière organique et de piéger des cations (et sans doute du fer) qui peuvent ensuite avoir une influence sur la diagenèse précoce. Des expériences de diagenèse en laboratoire avec EPS pourraient donc être montées. Par ailleurs, travailler sur d'autres exemples est important. Il faut étudier des barres plus externes, comme celle de Richard et comparer les résultats (en termes de biofilms) avec les prélèvements réalisés sur la barre de Plassac. Il serait aussi intéressant de voir si les biofilms microbiens sont aussi impliqués dans ce mécanisme de collage et dans les tapissages précoces d'argiles sur les grains. Les affleurements de la formation du Sego aux Etats Unis montrent notamment en pied de barres des structures finement laminées de type MISS (Microbial mat Induced Sedimentary Structures). Ces laminations sont associées à des biofilms microbiens. Et il est probable qu'indépendamment de la nature des biofilms, que ce soient des voiles algaires ou des voiles microbiens, ils peuvent tous être impliqués dans ce pré-encollage des grains de sable ou des argiles dans les systèmes estuariens.

(7) La morphoscopie des sables et notamment leur état de surface peut également jouer un rôle important sur la capacité des sables à incorporer des argiles dans les dépôts et notamment leur capacité à les piéger au sein des anfractuosités à leur surface. Quel est alors le lien avec les bassins versants ? Existe-t-il un lien avec le climat ? Une étude bibliographique et l'étude d'autres exemples de grès estuariens doivent alors être menées pour comparer la propension

des sables à piéger les argiles en pré-tapissage en fonction de leur morphologie. Cette étude peut avoir d'importantes conséquences car elle permettrait aussi de comprendre la capacité de ces grains à être transportés et à conserver cette « argilosité » de grain. Cette nouvelle propriété des grains pourrait alors expliquer en partie l'existence de tapissages argileux dans d'autres réservoirs, comme les réservoirs turbiditiques.

(8) Une autre question vient aussi sur un contrôle climatique dans la mise en place des pré-tapissages de chlorite ; les travaux de Dowey *et al*. (2012) montrent que les tapissages de chlorite sont particulièrement fréquents au Crétacé ou au Paléogène, durant les périodes de « greenhouse ». Cette plus grande fréquence pourrait-elle signifier que des conditions climatiques plus chaudes sont plus favorables ? Les climats chauds sont connus pour accentuer l'hydrolyse partielle des grains de quartz (en surface) et donc favoriser la création de golfes de corrosion. Si le lien entre le cortège argileux et climat a été étudié, celui entre tapissage de chlorite, bassin versant et le climat n'a pas été fait.

(9) La chimie du fer et les conditions diagénétiques précoces sont essentielles pour mieux comprendre la formation des argiles précurseurs de la chlorite et notamment de la berthiérine. D'autres études sur d'autres réservoirs sont nécessaires, notamment à la recherche de ces argiles précurseurs de la chlorite (et donc la berthiérine en particulier) afin d'identifier et de comprendre les paramètres de contrôle de leur formation. Comme suggéré par Gould *et al.,* (2010), il y a une compétition dans la néoformation des minéraux précoces riches en fer (formés à basse température), comme les calcites sidéritiques, les pyrites ou bien les argiles riches en fer comme la berthiérine. Comprendre la compétition et la cinétique de formation des minéraux riches en fer est donc essentielle pour connaitre les conditions environnementales favorables pour la formation de tapissages de chlorite. Des collaborations recherche avec des géochimistes et des travaux en laboratoire pourraient apporter des résultats intéressants.

(10) Enfin, pour vérifier le rôle du cortège argileux, et notamment celui identifié au sein de l'estuaire de la Gironde, il pourrait être réalisé des simulations des différents processus diagenétiques (paragenèse) à l'aide d'un logiciel de diagenèse (tel que Geocosm/Touchstone) en y appliquant la séquence d'enfouissement du bassin de Petrel et en faisant des hypothèses sur la minéralogie d'origine. Une comparaison avec la paragenèse de Petrel pourrait conclure ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

Aagaard, P., Jahren, J. S., Harstad, A. O., Nilsen, O., & Ramm, M. (2000). Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences. Clay Minerals, 35(1), 261-261.

AGSO 2014, Australian Geological Survey Organisation, Australian Government,-Department of Industry, Geosciences Australia, Petrel basin release acreage study. http://www.ga.gov.au/

Ajdukiewicz, J. M., & Larese, R. E. (2012). How clay grain coats inhibit quartz cement and preserve porosity in deeply buried sandstones: Observations and experimentsClay-Coat Experiments. AAPG bulletin, 96(11), 2091-2119.

Ajdukiewicz, J. M., Nicholson, P. H., & Esch, W. L. (2010). Prediction of deep reservoir quality using early diagenetic process models in the Jurassic Norphlet Formation, Gulf of Mexico. AAPG bulletin, 94(8), 1189-1227.

Allen, G. P. (1991). Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems.

Allen, G. P., & Posamentier, H. W. (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. Journal of Sedimentary Research, 63(3), 378-391.

Álvaro, J. J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J., & Vizcaïno, D. (2007). Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 245(1-2), 20-36.

Ambrose, G. J. (2003, June). The ongoing search for oil in the Timor Sea, Australia. In Timor Sea Petroleum Geoscience, Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory (pp. 19-20).

Anjos, S. M. C., De Ros, L. F., Silva, C. M. A., Worden, R. H., & Morad, S. (2003). Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. Clay mineral cements in sandstones, 34, 283-308.

Aschoff, J. L., Olariu, C., & Steel, R. J. (2018). Recognition and significance of bayhead delta deposits in the rock record: A comparison of modern and ancient systems. Sedimentology, 65(1), 62-95.

Bahlis, A. B., & De Ros, L. F. (2013). Origin and impact of authigenic chlorite in the Upper Cretaceous sandstone reservoirs of the Santos Basin, eastern Brazil. Petroleum Geoscience, 19(2), 185-199.

Barrett, A. G., Hinde, A. L., Kennard, J. M., Ellis, G. K., Baillie, P. W., & Munson, T. J. (2003). Undiscovered resource assessment methodologies and application to the Bonaparte Basin. In Timor Sea Petroleum Geoscience: Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory (pp. 19-20).

Baxter, K. (1998). The role of small-scale extensional faulting in the evolution of basin geometries. An example from the late Palaeozoic Petrel Sub-basin, northwest Australia. Tectonophysics, 287(1-4), 21-41.

Beaufort, D., Rigault, C., Billon, S., Billault, V., Inoue, A., Inoue, S., & Patrier, P. (2015). Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geological systems–a review. Clay Minerals, 50(4), 497-523.

Beicip (1996). Etude de la cuvette de Sbaa (confidential client report).

Benayad, S., Park, Y. S., Chaouchi, R., & Kherfi, N. (2014). Parameters controlling the quality of the Hamra Quartzite reservoir, southern Hassi Messaoud, Algeria: insights from a petrographic, geochemical, and provenance study. Arabian Journal of Geosciences, 7(4), 1541-1557.

Berdioui, M.A., Guelil, K., Benaissa, A., (2016). ETUDE PETROGRAPHIQUE, MINERALOGIQUE ET DIAGENETIQUE DES ECHANTILLONS DES PUITSLT-301 et ODZ-301bis (Champ de Touat). Rapport N° 96/GEO/SED/16/15.6038, Sonatrach, Centre de Recherche et Développement, Boumerdes.

Bernard, G. (2013). Mesures expérimentales et modélisation du remaniement sédimentaire dans le bassin d'Arcachon (Doctoral dissertation, Université Sciences et Technologies-Bordeaux I).

Berner, R. A. (1980). Early diagenesis: a theoretical approach (No. 1). Princeton University Press.

Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Gariel, O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara – Sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection « Science et technique du pétrole », Volume 18, Publications de l'I.F.P., Paris, 464p

Bhatia, M. R., Thomas, M., & Boirie, J. M. (1984). Depositional framework and diagenesis of the late Permian gas reservoirs of the Bonaparte Basin. The APPEA Journal, 24(1), 299-313.

Bhattacharyya, K. (1983). Quantum decay and the Mandelstam-Tamm-energy inequality. Journal of Physics A: Mathematical and General, 16(13), 2993.

Billault V., Beaufort D., Baronnet A. & Lacharpagne J.C. (2003) A nanopetrographic and textural study of grain-coating chlorites in sandstone reservoirs. Clay Minerals, 38, 315–328

Billon, S., Beaufort, D., Sardini, P., & Wattinne, A. (2009). The Tosudite, a clayey mineral which marks the uranium-bearing mineralisation in the Arlit area (Niger).

Billy, J., Chaumillon, E., Féniès, H., & Poirier, C. (2012). Tidal and fluvial controls on the morphological evolution of a lobate estuarine tidal bar: The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary (France). Geomorphology, 169, 86-97.

Bindschadler, R., Choi, H., Wichlacz, A., Bingham, R., Bohlander, J., Brunt, K., ... & Hindmarsh, R. (2010). Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. The Cryosphere.

Bjorkum, P. A. (1996). How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones?. Journal of Sedimentary Research, 66(1), 147-154.

Bjørlykke, K. (1998). Clay mineral diagenesis in sedimentary basins—a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. Clay minerals, 33(1), 15-34.

Bjørlykke, K. (2014). Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. Sedimentary Geology, 301, 1-14.

Bjorlykke, K., & Egeberg, P. K. (1993). Quartz cementation in sedimentary basins. AAPG bulletin, 77(9), 1538-1548.

Bjørlykke, K., & Jahren, J. (2012). Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs. AAPG bulletin, 96(12), 2193-2214.

Blake, R. E., & Walter, L. M. (1996). Effects of organic acids on the dissolution of orthoclase at 80 C and pH 6. Chemical Geology, 132(1-4), 91-102.

Blake, R. E., & Walter, L. M. (1999). Kinetics of feldspar and quartz dissolution at 70–80 C and near-neutral pH: effects of organic acids and NaCl. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(13-14), 2043-2059.

Bloch, S., (2002). Anomalous high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability. AAPG Bulletin, 86(2), pp.301-328.

Boote, D. R., Clark-Lowes, D. D., & Traut, M. W. (1998). Palaeozoic petroleum systems of North Africa. Geological Society, London, Special Publications, 132(1), 7-68.

Boulton, G. S., Hagdorn, M., Maillot, P. B., & Zatsepin, S. (2009). Drainage beneath ice sheets: groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. Quaternary Science Reviews, 28(7-8), 621-638.

Boulton, G. S., Lunn, R., Vidstrand, P., & Zatsepin, S. (2007). Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: part 1—glaciological observations. Quaternary Science Reviews, 26(7-8), 1067-1090.

Bouma, A. H. (1963). Sedimentary facies model of turbidites. AAPG Bulletin, 47(2), 351-351.

Bouton, A. (2012). Analyse du style tectonique des structures en fleur décrochantes du bassin de Sbâa : Importance de l'héritage Pan-Africain dans la structuration du Calédonien à l'Alpin. Mémoire de master 2, université de Dijon.

Brodzikowski, K. & Van Loon, A. J. (1991). Glacigenic Sediments. 674 pp. Elsevier, Amsterdam

Bromley, R.G., (1996). Trace Fossils — Biology, Taphonomy and Applications. Chapman and Hall, London

Bruce, C. H. (1984). Smectite dehydration--its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern Gulf of Mexico basin. AAPG Bulletin, 68(6), 673-683.

Brunt, K. M., Fricker, H. A., Padman, L., Scambos, T. A., & O'Neel, S. (2010). Mapping the grounding zone of the Ross Ice Shelf, Antarctica, using ICESat laser altimetry. Annals of Glaciology, 51(55), 71-79.

Bryant, G., Cushman, R., Nick, K., & Miall, A. (2016). Paleohydrologic controls on soft-sediment deformation in the Navajo Sandstone. Sedimentary Geology, 344, 205-221.

Buatier, M. D., Peacor, D. R., & O'Neil, J. R. (1992). Smectite-illite transition in Barbados accretionary wedge sediments: TEM and AEM evidence for dissolution/crystallization at low temperature. Clays and Clay Minerals, 40(1), 65-80.

Buissart, H. (2004). Projet Touat, Etude des puit BD – 1 bis, GNF – 1, LT – 1 bis, LTNE – 1, ODZ – 1 et ODZ – 2. Mesures des porosités et des perméabilités à l'air. Rapport interne. DEP/TOUAT/GEO.04.029.

Bullimore, S. A., Helland-Hansen, W., Henriksen, S., & Steel, R. J. (2008). Shoreline trajectory and its impact on coastal depositional environments: an example from the Upper Cretaceous Mesaverde Group, northwestern Colorado, U.S.A. In G. J. Hampson (Ed.), Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy (Vol. 90, pp. 209-236). (SEPM Special Publications; Vol. 90). Tulsa, OK, USA: SEPM

Buurman, P., Jongmans, A. G., & PiPujol, M. D. (1998). Clay illuviation and mechanical clay infiltration—is there a difference?. Quaternary International, 51, 66-69.

Castaing, P., & Allen, G. P. (1981). Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: a macrotidal estuary in France. Marine Geology, 40(1-2), 101-118.

Chailan, O. (2005). Etude diagénétique d'une série ordovicienne dans le bassin algérien de Sbaa, mémoire de master 2 (DEA), Univesité de Paris Sud (Orsay).

Chamley H (1989) Clay Mineralogy. Springer, Berlin, 623 pp

Chamley, H. (2013). Clay sedimentology. Springer Science & Business Media.

Chang, H.K., Mackenzie, F. T., & Schoonmaker, J. (1986). Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. Clays and Clay Minerals, 34(4), 407-423.

Chapelle, F.H. (1993) Ground-water Microbiology and Geochemistry. John Wiley & Sons, New York, 448 pp.

Chaumillon, E., Féniès, H., Billy, J., Breilh, J. F., & Richetti, H. (2013). Tidal and fluvial controls on the internal architecture and sedimentary facies of a lobate estuarine tidal bar (The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary, France). Marine Geology, 346, 58-72.

Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG bulletin, 54(2), 207-250.

Christensen, B. E., & Characklis, W. G. (1990). Physical and chemical properties of biofilms. Biofilms, 93, 130.

Chuhan, F. A., Kjeldstad, A., Bjørlykke, K., & Høeg, K. (2002). Porosity loss in sand by grain crushing—Experimental evidence and relevance to reservoir quality. Marine and Petroleum Geology, 19(1), 39-53.

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) (Doctoral dissertation, Dijon).

Clerc, S., Buoncristiani, J. F., Guiraud, M., Desaubliaux, G., & Portier, E. (2012). Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. Quaternary Science Reviews, 33, 142-164.

Clerc, S., Buoncristiani, J. F., Guiraud, M., Vennin, E., Desaubliaux, G., & Portier, E. (2013). Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 370, 127-144.

Cocks, L. R. M., & Torsvik, T. H. (2011). The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: a stable craton with mobile margins. Earth-Science Reviews, 106(1-2), 1-51.

Collinson, J., Mountney, N., Thompson, D., (2006). Sedimentary structures. Dunedin Academic Press; 3rd Revised edition edition (January 1, 2006)

Colwell, J.B., Kennard, J.M., 1996. AGSO Petrel Sub-basin Study 1995-1996. Aust. Geol. Surv. Organ., Rec. 1996140

Coward, M. P. & Ries, A. C. 2003. Tectonic development of North African basins. In: Arthur, T. J. & MacGregor, D. S. (eds) Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies. G Geological Society, London, Special Publications, 207(1), 61-83.

Craig, J., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Luning, S., Asbali, A. I., & Beswetherick, S. (2008). Structural styles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic hydrocarbon systems of North Africa. The Geology of East Libya, 4, 51-122.

Cumont , A. (2016). Etude nannopétrographique des sables de la barre tidale de Plassac. Mémoire de master, Université de Poitiers.

Cunha, R. S., Tinterri, R., & Magalhaes, P. M. (2017). Annot Sandstone in the Peïra Cava basin: An example of an asymmetric facies distribution in a confined turbidite system (SE France). Marine and Petroleum Geology, 87, 60-79.

Curtis, C. D., Hughes, C. R., Whiteman, J. A., & Whittle, C. K. (1985). Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. Mineralogical Magazine, 49(352), 375-386.

Dallmeyer & Lécorché, (1991). The Mauritanide orogen and its northern extensions (western Sahara and Zemmour), West Africa. In The West African orogens and circum-Atlantic correlatives (pp. 187-227). Springer, Berlin, Heidelberg.

Dalrymple, R. W., & Rhodes, R. N. (1995). Estuarine dunes and bars. In Developments in sedimentology (Vol. 53, pp. 359-422). Elsevier.

Dalrymple, Robert W. et Choi, Kyungsik. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews, 2007, vol. 81, no 3-4, p. 135-174.

Dauphin, L., Portier, E., and Désaubliaux, G., (2008). The Glaciogenic System of the Ordovician Reservoirs in Sbaa Basin (SW Algeria): A.A.P.G. International Conference and Exhibition), Long Beach, California, USA.

Dautria, J. M., & Lesquer, A. (1989). An example of the relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). Tectonophysics, 163(1-2), 45-61.

Denis, M., 2007, Interactions entre glaciation / déglaciation, déformation et enregistrement stratigraphique. Application à l'Ordovicien supérieur - Silurien du bassin du Djado (Niger) et des bassins d'Afrique du Nord: PhD. Thesis, Univ. Bourgogne, France

Desaubliaux, G., Callot, J.P., Cacas, M.C., Eschard, R., Euzen, T., Deschamps, R., (2004). Sedimentology of the Cambro-Ordovician reservoir in the Sbaa basin. Outcrop study of the Bled El Mas area: Sedimentology, sequence stratigraphy and structural geology. Rapport client, IFP, Ref: F0205001.

Désaubliaux, G., Del Negro, R. (2010). Core description and sedimentary model (Petrel field, Bonaparte basin, Australia), GDF SUEZ internal report DEP.DGS.MNV.RDN.2010.015, 29p, 3ap.

Deschamps, R., Eschard, R., & Roussé, S. (2013). Architecture of Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N'Ajjer area (Algeria). Sedimentary Geology, 289, 124-147.

Destombes, J. (1985). Lower palaeozoic rocks of Morocco. Lower Palaeozoic of north-western and west-central Africa, 91-336.

Dewers, T., & Ortoleva, P. (1991). Influences of clay minerals on sandstone cementation and pressure solution. Geology, 19(10), 1045-1048.

Dixon R.J., Patton T.L., Hirst J.P.P. (2008). Giant sandwaves from the Late Ordovician of the Tassili N'Agern Algéria. Marine and River Due Dynamics – 1-3 April 2008, Leeds, United Kigdom.

Dixon, R. J., Patton, T. L., Hirst, J. P. P., & Diggens, J. (2008). Transition from Subglacial to Proglacial Depositional Systems: Implications for Reservoir Architecture, Illizi Basin, Algeria. AAPG Search and Discovery Article, 50095, 20-23.

Douillet, G., Ghienne, J. F., Géraud, Y., Abueladas, A., Diraison, M., & Al-Zoubi, A. (2012). Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan. Geological Society, London, Special Publications, 368, SP368-4.

Dowdeswell, J. A., Hogan, K. A., Arnold, N. S., Mugford, R. I., Wells, M., Hirst, J. P. P., & Decalf, C. (2015). Sediment-rich meltwater plumes and ice-proximal fans at the margins of modern and ancient tidewater glaciers: Observations and modelling. Sedimentology, 62(6), 1665-1692.

Dowey, P. J., Worden, R. H., Utley, J., & Hodgson, D. M. (2017). Sedimentary controls on modern sand grain coat formation. Sedimentary Geology, 353, 46-63.

Dowey, P.J., Hodgson, D. M., Worden, R. H. 2012. Pre-requisites, processes, and prediction of chlorite grain coatings in petroleum reservoirs : A review of subsurface examples. Marine and Petroleum Geology, 32, pp. 63-75.

Doxaran, D., Froidefond, J. M., Castaing, P., & Babin, M. (2009). Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 81(3), 321-332.

Duranti, D., & Hurst, A. (2004). Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). Sedimentology, 51(3), 503-529.

Duteil, T., (2017). Interaction between Extracellular Polymeric Substances and minerals: comparison between two microbial sedimentary systems. Mémoire d'ENS 3ème année, ENSEGID, oct. 2017, 77p.

Duteil, T., Bourillot, R., Brigaud, B., xxx, **(in prep.).**Preliminary entitled: Formation of detrital coatings at ambient temperature by mixing clay, sand and exopolymeric substances (in preparation).

Dyer, K. R., & Manning, A. J. (1999). Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. Journal of sea research, 41(1-2), 87-95.

Earl, K. L. (2004). Bonaparte Basin Petroleum Systems. Geoscience Australia, GEOCAT, 61365.

Ehrenberg, S. N., (1993). Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: Examples from the Norwegian continental shelf. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Volume 77, pp. 1260-1286.

Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M.J., Fraser, A.R., and Duthie, D.M.L. (1993), Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf: Clay Minerals, v. 28, p. 325-352.

El Maazouz, B., & Hamoumi, N. (2007). Différenciation paléogéographique à l'Ordovicien supérieur dans le Tafilalt (Anti-Atlas oriental, Maroc) sous l'interaction de la glaciation et de la tectonique. Comptes Rendus Geoscience, 339(8), 562-571.

El-ghali, M. A. K. (2005). Depositional environments and sequence stratigraphy of paralic glacial, paraglacial and postglacial Upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya. Sedimentary Geology, 177(3-4), 145-173.

El-Ghali, M. A. K., Mansurbeg, H., Morad, S., Al-Aasm, I., & Ramseyer, K. (2006). Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya. Sedimentary Geology, 190(1-4), 323-351.

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

Eslinger, E., & Pevear, D. R. (1988). Clay minerals for petroleum geologists and engineers (No. 22). Sepm Society for Sedimentary.

Etienne, S., Mulder, T., Razin, P., Bez, M., Désaubliaux, G., Joussiaume, R., & Tournadour, E. (2013). Proximal to distal turbiditic sheet-sand heterogeneities: Characteristics of associated internal channels. Examples from the Trois Evêchés area, Eocene-Oligocene Annot Sandstones (Grès d'Annot), SE France. Marine and Petroleum Geology, 41, 117-133.

Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F., & Auton, C. A. (2006). Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. Earth-Science Reviews, 78(1-2), 115-176.

Favier, L., Durand, G., Cornford, S. L., Gudmundsson, G. H., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., & Le Brocq, A. M. (2014). Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability. Nature Climate Change, 4(2), 117.

Féniès, H., De Resseguier, A., & Tastet, J. P. (1999). Intertidal clay-drape couplets (Gironde estuary, France). Sedimentology, 46(1), 1-15.

Féniès, H., Lericolais, G., & Posamentier, H. W. (2010). Comparaison de vallées incisées mixtes (houle/marée): processus de contrôle de l'architecture des cortèges de dépôt et de la géométrie des réservoirs (10 fig.). Bulletin de la Societe Geologique de France, 181(2), 171.

Féniès, H., Lericolais, G., & Posamentier, H. W. (2010). Comparison of wave-and tide-dominated incised valleys: specific processes controlling systems tract architecture and reservoir geometry. Bulletin de la Société Géologique de France, 181(2), 171-181.

Ferry, S., Portier, E., & Desaubliaux, Guy & Buoncristiani, Jean-François. (2011). Un faciès sous-glaciaire inhabituel : Les séquences « turbiditiques » confinées à mégarides sinusoïdales des cordons terminaux, Tassili N'Ajjers, Sahara Algérien. 13th Congress of the French Association of Sedimentologists (ASF), Dijon, Volume: Publ. Assoc. Sedim. fr., 68, p. 359 (abstract)

Ferry, S. Portier, E., Désaubliaux, G., Buoncristiani, J.F., (2013). Architecture et faciès du remplissage des vallées et lacs sous-glaciaires ordoviciens d'Iherir-Djanet, Sahara algérien. (Architecture and depositional facies of the sedimentary infillings of subglacial valleys and lakes, Iherir-Djanet area, Algerian Sahara. 14th Congress of the French Association of Sedimentologists (ASF), At Paris, Volume: Publ. Assoc. Sedim. fr., 73, p. 143 (abstract)

Ferry, S. Rubino, J.L., Renaud, J.Y., Ouaja, M. (2015). Le "Continental Intercalaire" saharien. Synthèse à l'échelle du Grand Maghreb. Oct 2015. Conference paper. 15th Congress of the French Association of Sedimentologists (ASF). Chambery.

Fielding, C. R. (2006). Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. Sedimentary Geology, 190, 227–240.

Fielding, C. R., Trueman, J. D. & Alexander, J. (2005). Sharp-based, flood-dominated mouth bars sands from the Burdekin River Delta of northeastern Australia: extending the spectrum of mouth-bar facies, geometry, and stacking patterns. Journal of Sedimentary Research, 75, 55–66.

Fisher, Q. J., Knipe, R. J., & Worden, R. H. (2000). Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones. Quartz cementation in sandstones, 29, 129-146.

Fu, Y., van Berk, W., Schulz, H. M., & Mu, N. (2015). Berthierine formation in reservoir rocks from the Siri oilfield (Danish North Sea) as result of fluid–rock interactions: part II. Deciphering organic–inorganic processes by hydrogeochemical modeling. Marine and Petroleum Geology, 65, 317-326.

Furgerot, L., Mouazé, D., Tessier, B., Perez, L., & Haquin, S. (2013). Suspended sediment concentration in relation to the passage of a tidal bore (See River estuary, Mont Saint Michel Bay, NW France). Proceedings of Coastal Dynamics 2013, 671-682.

Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J. & Druesne, D. 2010. Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: an overview. Marine and Petroleum Geology, 27, 143–178.

Ghienne, J. F. (2003). Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 189(3-4), 117-145.

Ghienne, J. F., & Deynoux, M. (1998). Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. Sedimentary Geology, 119(1-2), 141-159.

Ghienne, J.-F., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P. & Ait Salem, H. (2007a). 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. Bulletin of Geosciences, 82, 183–214.

Ghienne, J.-F., Le Heron, D., Moreau, J., Denis, M. & Deynoux, M. 2007b. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. In: Hambrey, M., Christoffersen, P., Glasser, N., Janssen, P., Hubbard, B. & Siegert, M. (eds) Glacial Sedimentary Processes and Products. Internal Association of Sedimentologists, Oxford, Special Publication, 39, 295–319. Wiley-Blackwell.

Gibbs, R. J. (1977). Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon Rivers. Geological Society of America Bulletin, 88(6), 829-843.

Giles, M. R. (1997). Diagenesis: a quantitative perspective. Implications for Basin Modelling and Rock Property Prediction.

Giles, M. R., Indrelid, S. L., Beynon, G. V., & Amthor, J. (2000). The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large data sets and coupled heat-fluid mass transport modelling. Quartz cementation in sandstones, 29, 21-38.

Girard, F., Ghienne, J. F., Du-Bernard, X., & Rubino, J. L. (2015). Sedimentary imprints of former ice-sheet margins: Insights from an end-Ordovician archive (SW Libya). Earth-science reviews, 148, 259-289.

Goncharov, A. (2004). Basement and crustal structure of the Bonaparte and Browse basins, Australian northwest margin. In Timor Sea Petroleum Geoscience, Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, NT (pp. 9-20).

Gorter, J. D., 1998. Revised Upper Permian Stratigraphy of the Bonaparte Basin. In: Purcell, P.G. and R.R., (Editors) 1998. The Sedimentary Basins of Western Australia 2, Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth WA, 213 – 228

Gould, K., Re-Piper, G., & Piper, D. J. (2010). Relationship of diagenetic chlorite rims to depositional facies in Lower Cretaceous reservoir sandstones of the Scotian Basin. Sedimentology, 57(2), 587-610.

Griffiths, J., Worden, R. H., Wooldridge, L. J., Utley, J. E., & Duller, R. A. (2018). Detrital Clay Coats, Clay Minerals, and Pyrite: A Modern Shallow-Core Analogue For Ancient and Deeply Buried Estuarine Sandstones. Journal of Sedimentary Research, 88(10), 1205-1237.

Grigsby, J. D. (2001). Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the lower Vicksburg Formation, south Texas. Journal of Sedimentary Research, 71(1), 27-36.

Grim, R. E. (1968). Clay mineralogy (2d ed.): New York, McGraw-Hill, 596 p.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., & Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. Journal of African Earth Sciences, 43(1-3), 83-143.

Haile, B. G., Hellevang, H., Aagaard, P., & Jahren, J. (2015). Experimental nucleation and growth of smectite and chlorite coatings on clean feldspar and quartz grain surfaces. Marine and Petroleum Geology, 68, 664-674.

Harazim, D., Callow, R. H., & Mcilroy, D. (2013). Microbial mats implicated in the generation of intrastratal shrinkage ('synaeresis') cracks. Sedimentology, 60(7), 1621-1638.

Harrowfield, M., Cunneen, J., Keep, M., & Crowe, W. (2003). Early-stage orogenesis in the Timor Sea region, NW Australia. Journal of the Geological Society, 160(6), 991-1001.

Heald, M. T. (1955). Stylolites in sandstones. The Journal of Geology, 63(2), 101-114.

Heald, M.T., and Larese, R.E. 1974. Influence of coatings on quartz cementation. Journal of Sedimentary Petrology 44: 1269-1274.

Hiemstra, J. F., & Rijsdijk, K. F. (2003). Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. Journal of Quaternary Science, 18(5), 373-383.

Hillier, S., & Velde, B. (1992). Chlorite interstratified with a 7 mineral: an example from offshore Norway and possible implications for the interpretation of the composition of diagenetic chlorites. Clay Minerals, 27, 475-475.

Hirst, J. P. P., Benbakir, A., Payne, D. F., & Westlake, I. R. (2002). Tunnel valleys and density flow processes in the upper Ordovician glacial succession, Illizi Basin, Algeria: influence on reservoir quality. Journal of Petroleum Geology, 25(3), 297-324.

Hirst, P., (2016). Ordovician shallow-marine tidal sandwaves in Algeria – the application of coeval outcrops to constrain the geometry and facies of a discontinuous, high-quality gas reservoir. Geological Society, London, Special Publications, 436, 135-150, 26 May 2016, https://doi.org/10.1144/SP436.11

Hoffman, J., & Hower, J. (1979). Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA.

Hornung, J. J., Asprion, U., & Winsemann, J. (2007). Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. Sedimentary Geology, 193(1-4), 167-192.

Horowitz, D. H. (1982). Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. Sedimentology, 29(2), 155-180.

Houseknecht, D. W. (1987). Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. AAPG bulletin, 71(6), 633-642.

Houseknecht, D. W., & Ross Jr, L. M. (1992). Clay Minerals in Atokan Deep-Water Sandstone Facies. Arkoma Basin: Origins and Influence on Diagenesis and Reservoir Quality, 124. In Houseknecht, D. W., Pittman, E. D. (eds). Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones. SEPM Special Publication 47: 227-240.

Moreau, J., Ghienne, J. F., Le Heron, D. P., Rubino, J. L., & Deynoux, M. (2005). 440 Ma ice stream in North Africa. Geology, 33(9), 753-756. https://doi.org/10.1130/G21782.1

Jahren, J., & Ramm, M. (2000). The porosity-preserving effects of microcrystalline quartz coatings in arenitic sandstones: Examples from the Norwegian continental shelf. Quartz cementation in sandstones, 29, 271-280.

Janszen, A., Spaak, M., & Moscariello, A. (2012). Effects of the substratum on the formation of glacial tunnel valleys: an example from the M iddle P leistocene of the southern N orth S ea B asin. Boreas, 41(4), 629-643.

Jobe, Z. R., Lowe, D. R., & Morris, W. R. (2012). Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. Sedimentology, 59(3), 867-898.

Jones, S. (2017). Goo, glue, and grain binding: Importance of biofilms for diagenesis in sandstones. Geology, 45(10), 959-960.

Keep, M., Harrowfield, M., & Crowe, W. (2007). The Neogene tectonic history of the North West Shelf, Australia. Exploration Geophysics, 38(3), 151-174.

Kennard, J.M., Deighton, I., Edwards, D.S., Boreham, C.J., Barrett, A.G., (2002). Subsidence and thermal history modelling: new insights into hydrocarbon expulsionfrom multiple petroleum systems in the Petrel Sub-basin, Bonaparte Basin. In: Keep, M., Moss, S. (Eds.), The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, pp. 409-437.

Ketzer, J.M., Morad, S., Amorosi, A. (2003). Predictive clay mineral distribution within a sequence stratigraphic framework of siliciclastic sequences. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones, 34. International Association of Sedimentologists, pp. 43-61. Special Publication.

Kloss, O., Wood, G.R., Benson, J., Lang, S.C., Bann, K.L., Kassan, J., (2004). A revised depositional model for the Cape Hay Formation, Petrel Field, northern Australia. In: Ellis, G.K., Baillie, P.W., Munson, T.J. (Eds.), Timor Sea Petroleum Geoscience: Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, 19-20 June 2003, Northern Territory Geological Survey, pp. 503-518. Special Publication 1

Knight, J. (2002). Glacial sedimentary evidence supporting stick-slip basal ice flow. Quaternary Science Reviews, 21(8-9), 975-983.

Knight, J. (2015). Ductile and brittle styles of subglacial sediment deformation: an example from western Ireland. Sedimentary Geology, 318, 85-96.

Krone, R. B. (1978). Aggregation of suspended particles in estuaries. Estuarine transport processes, 177, 190.

Lander, R.H., Larese, R.E., and Bonnell, L.M. (2008). Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates. Bulletin of the American Association of Petroleum Gelogists 92: 1537-1563.

Lang, J., Dixon, R. J., Le Heron, D. P., & Winsemann, J. (2012). Depositional architecture and sequence stratigraphic correlation of Upper Ordovician glaciogenic deposits, Illizi Basin, Algeria. Geological Society, London, Special Publications, 368, SP368-1.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A., & Meunier, A. (2002). Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. Clay minerals, 37(1), 1-22.

Le Hérissé, A., & Paris, F. (2008). Etude palynologique de la limite Ordovicien / Silurien et du Silurien dans les puits SBAA-4, SBAA-6, HOT-1, BD-4, ODZ-7, ODZ-4STC, Bassin de Sbaa. Etude biostratigraphique UBO-GDF EA BV / NAT 022/04 Touat.

Le Heron, D. P. (2007). Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco. Sedimentary Geology, 201(1-2), 93-110.

Le Heron, D. P., Sutcliffe, O. E., Whittington, R. J., & Craig, J. (2005). The origins of glacially related soft-sediment deformation structures in Upper Ordovician glaciogenic rocks: implication for ice-sheet dynamics. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 218(1-2), 75-103.

Le Heron, D., Sutcliffe, O., Bourgig, K., Craig, J., Visentin, C., & Whittington, R. (2004). Sedimentary architecture of Upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf Arch, Libya: implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. GEOARABIA-MANAMA- 9, 137-160.

Lech, M. (2013). New observations of the Post-Triassic succession in the central Beagle Sub-basin, Northern Carnarvon Basin, North West Shelf, Australia. In 'The Sedimentary Basins of Western Australia 4. In Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth (p. 32).

Lericolais, G., Berné, S., & Féniès, H. (2001). Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). Marine Geology, 175(1-4), 183-197.

Loi, A., Ghienne, J. F., Dabard, M. P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., & 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). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296(3-4), 332-358.

Lonergan, L., Lee, N., Johnson, H. D., Cartwright, J. A., & Jolly, R. J. (2000). Remobilisation and injection in deepwater depositional systems: Implications for reservoir architecture and prediction.

Longstaffe, F. J. (1993). Meteoric water and sandstone diagenesis in the Western Canada Sedimentary Basin: Chapter 5: Diagenesis and Basin hydrodynamics.

Lönne, I. 1993: Physical signatures of ice advancc in a Younger Dryas ice-contact delta, Troms, northern Norway: implications for glacier-terminus history. Boreus 22, 59-70

Lowe, D. R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, 22(2), 157-204.

Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Research, 52(1), 279-297.

Lowe, D. R., & Guy, M. (2000). Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. Sedimentology, 47(1), 31-70.

Luning, S., Shahin, Y. M., Loydell, D., Al-Rabi, H. T., Masri, A., Tarawneh, B., & Kolonic, S. (2005). Anatomy of a world-class source rock: Distribution and depositional model of Silurian organic-rich shales in Jordan and implications for hydrocarbon potential. AAPG bulletin, 89(10), 1397-1427.

Luo, J. L., Morad, S., Salem, A., Ketzer, J. M., Lei, X. L., Guo, D. Y., & Hlal, O. (2009). Impact of diagenesis on reservoir-quality evolution in fluvial and lacustrine-deltaic sandstones: evidence from Jurassic and Triassic sandstones from the Ordos Basin, China. Journal of Petroleum Geology, 32(1), 79-102.

M.Denis, M.Guiraud, M.Konaté; JF.Buoncristiani, Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger), Int J Earth Sci (Geol Rundsch) (2010) 99:1399–1425 - DOI 10.1007/s00531-009-0455-z

Maache, N. (1995). Cuvette de Sbaa : diagenèse des réservoirs de l'Ordovicien Supérieur. Sonatrach, rapport interne.

Maltman et Boston (2003).

Marante, A. (2008). Architecture et dynamique des systèmes sédimentaires silico-clastiques sur la" plate-forme géante" nord-gondwanienne: l'Ordivicien moyen de l'Anti-Atlas marocain (Doctoral dissertation, Bordeaux 3).

Matlack, K. S., Houseknecht, D. W., & Applin, K. R. (1989). Emplacement of clay into sand by infiltration. Journal of Sedimentary Research, 59(1), 77-87.

Maurin, J. C., & Guiraud, R. (1993). Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African rift system. Tectonophysics, 228(1-2), 81-95.

Meier, M. F., & Post, A. (1987). Fast tidewater glaciers. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 92(B9), 9051-9058.

Menzies, J. (2000). Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. Geological Society, London, Special Publications, 176(1), 245-257.

Menzies, J. (2012). Strain pathways, till internal architecture and microstructures–perspectives on a general kinematic model–a 'blueprint'for till development. Quaternary Science Reviews, 50, 105-124.

Menzies, J., & Ellwanger, D. (2011). Insights into subglacial processes inferred from the micromorphological analyses of complex diamicton stratigraphy near Illmensee-Lichtenegg, Höchsten, Germany. Boreas, 40(2), 271-288.

Menzies, J., van der Meer, J. J. M., & Ravier, E. (2016). A kinematic unifying theory of microstructures in subglacial tills. Sedimentary Geology, 344, 57-70.

Menzies, J., van der Meer, J. J., & Rose, J. (2006). Till—as a glacial "tectomict", its internal architecture, and the development of a "typing" method for till differentiation. Geomorphology, 75(1-2), 172-200.

Miall, A. D. (1977). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.

Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews, 22(4), 261-308.

Milligan, T. G., & Hill, P. S. (1998). A laboratory assessment of the relative importance of turbulence, particle composition, and concentration in limiting maximal floc size and settling behaviour. Journal of Sea Research, 39(3-4), 227-241.

Morad, S., Ketzer, J. R. M., & De Ros, L. F. (2000). Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47, 95-120.

Moraes, M. A., & De Ros, L. F. (1990). Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil. Journal of Sedimentary Research, 60(6), 809-819.

Moreau, J. (2005). Architecture stratigraphique et dynamique des dépôts glacières ordoviciens du bassin de Murzuq (Libye)(Doctoral dissertation, Strasbourg 1).

Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, 48(2), 269-299.

Mulder, T., Callec, Y., Parize, O., Joseph, P., Schneider, J. L., Robin, C., & Ducassou, E. (2010). High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France). Sedimentary Geology, 229(3), 160-191.

Mulder, T., Syvitski, J. P., Migeon, S., Faugeres, J. C., & Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology, 20(6-8), 861-882.

Musial, G., Reynaud, J. Y., Gingras, M. K., Féniès, H., Labourdette, R., & Parize, O. (2012). Subsurface and outcrop characterization of large tidally influenced point bars of the Cretaceous McMurray Formation (Alberta, Canada). Sedimentary Geology, 279, 156-172.

Mutti, E. (1992). Turbidite sandstones. Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., & Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, 20(6-8), 733-755.

Needham, S., Worden, R., McIlroy, D., (2005) Experimental Production of Clay Rims by macrobiotic sediment ingestion and excretion processes, Journal of Sedimentary Research (2005) 75 (6): 1028-1037, doi.org/10.2110/jsr.2005.078

Nemec, W. & Steel, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglonierates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In Koster, E. H. & Steel, R. J. (eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates, 1 -31. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 10.

Nemec. W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In Colella, A. & Prior, D. B. (eds.): Course-Gruined Dehus, 29-73. International Association of Sedimentologists, Special Publication 10.

O'Brien, G. W., Higgins, R., Symonds, P., Quaife, P., Colwell, J., & Blevin, J. (1996). Basement control on the development of extensional systems in Australia's Timor Sea: an example of hybrid hard linked/soft linked faulting?. The APPEA Journal, 36(1), 161-201

Oelkers, E. H., Bjorkum, P. A., & Murphy, W. M. (1996). A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones. American Journal of Science, 296(4), 420-452.

Ong, A. (2013). Réservoirs silicoclastiques très enfouis: caractérisation diagénétique et modélisation appliquées aux champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord) (Doctoral dissertation, Université de Lorraine).

Ottesen, D., & Dowdeswell, J. A. (2006). Assemblages of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 111(F1).

Owen, G. (1995). Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. Journal of Sedimentary Research, 65(3a), 495-504.

Pagel, M., et Fiet, N. (2004). Caractérisation minéralogique et pétrographique d'échantillons de carottes d'une formation Cambro-Ordovicienne du bassin de Sbaa (Algérie). Rapport interne.

Pagel, M., (coordonnateur), Barbarand, J., Beaufort, D., Gautheron, C., Pironon, J., 2014. Bassins sédimentaires - les marqueurs de leur histoire thermique. EDP Sciences. SGF, pp.228, 2014, Géosphères, 978-2-7598-1111-3.

Paxton, S. T., Szabo, J. O., Ajdukiewicz, J. M., & Klimentidis, R. E. (2002). Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs. AAPG bulletin, 86(12), 2047-2067.

Perron, P., Guiraud, M., Vennin, E., Moretti, I., Portier, E., 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, 1–37, 2018

Petersen, L., & Rasmussen, K. (1980). Mineralogical composition of the clay fraction of two fluvio-glacial sediments from East Greenland. Clay minerals, 15(2), 135-145.

Phillips, E., Everest, J., & Reeves, H. (2013). Micromorphological evidence for subglacial multiphase sedimentation and deformation during overpressurized fluid flow associated with hydrofracturing. Boreas, 42(2), 395-427.

Phillips, E., Lee, J. R., & Burke, H. (2008). Progressive proglacial to subglacial deformation and syntectonic sedimentation at the margins of the Mid-Pleistocene British Ice Sheet: evidence from north Norfolk, UK. Quaternary Science Reviews, 27(19-20), 1848-1871.

Phillips, E., Merritt, J., Auton, C., & Golledge, N. (2007). Microstructures in subglacial and proglacial sediments: understanding faults, folds and fabrics, and the influence of water on the style of deformation. Quaternary Science Reviews, 26(11-12), 1499-1528.

Piotrowski, J. A. (2006). Groundwater under ice sheets and glaciers. Glacier Science and Environmental Change, 50-60.

Piotrowski, J. A., & Kraus, A. M. (1997). Response of sediment to ice-sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier-bed stability. Journal of Glaciology, 43(145), 495-502.

Piotrowski, J. A., Hermanowski, P., & Piechota, A. M. (2009). Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. Earth Surface Processes and Landforms, 34(4), 481-492.

Piotrowski, J. A., Larsen, N. K., & Junge, F. W. (2004). Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. Quaternary Science Reviews, 23(9-10), 993-1000.

Piotrowski, J. A., Larsen, N. K., & Junge, F. W. (2004). Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. Quaternary Science Reviews, 23(9-10), 993-1000.

Piotrowski, J. A., Larsen, N. K., Menzies, J., & Wysota, W. (2006). Formation of subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. Sedimentology, 53(1), 83-106.

Pique, A., & Michard, A. (1989). Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. American Journal of science, 289(3), 286-330.

Pittman, E.D. (1992) Clay coats: Occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones. In: Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones (Eds D.W. Houseknecht and E.D. Pittman), SEPM Special Publication, 47, 241-255

Pittman, E.D., and Lumsden, D.N. 1968. Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma. Journal of Sedimentary Petrology 38: 668-670.

Pohl, A., Donnadieu, Y., Le Hir, G., Buoncristiani, J. F., & Vennin, E. (2014). Effect of the Ordovician paleogeography on the (in) stability of the climate. Climate of the Past, 10(6), 2053-2066.

Pohl, A., Nardin, E., Vandenbroucke, T. R., & Donnadieu, Y. (2016). High dependence of Ordovician ocean surface circulation on atmospheric CO2 levels. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 458, 39-51.

Pohl, A., Donnadieu, Y., Le Hir, G., & Ferreira, D. (2017). The climatic significance of Late Ordovician-early Silurian black shales. Paleoceanography, 32(4), 397-423.

Pollard, D., & DeConto, R. M. (2009). Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. Nature, 458(7236), 329.

Portier, E., Le Hérissé, A., Paris, F., Buoncristiani, J.F., Guiraud, M., Videt, B., (2011). Ampleur du hiatus sédimentaire post-Ordovicien glaciaire sur le bassin de Sbaa (SO Algérie). Conséquences sur la réactivation des linéaments Panafricains. 13th Congress of the French Association of Sedimentologists (ASF), Dijon, Volume: Publ. Assoc. Sedim. fr., 68, p. 359 (abstract)

Portier, E., et Clerc, S., (2017). Rapport de description des carottes des puits des champs, d'Oued Zine, Hassi Ilatou et Hassi Ilatou Nord-Est. DEG-HOS- Rapport Interne. 120p.

Postma, G. 1986: Classification for sediment-gravity flow deposits based on flow conditions during sedimentation. Geology 14, 291 - 294.

Postma, G., Nemec, W. & Kleinspehn, K. L. 1988: Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology 58. 47 - 61.

Powell. R. D. 1990: Glacimarine processes at grounding line fans and their growth to ice-contact deltas. In Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.): Glacimarine Environments: Processes and Sediments, 53-73. Geological Society of London Special Publication 53.

R. Lowe, D., Guy, M., & Palfrey, A. (2003). Facies of slurry-flow deposits, Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: implications for flow evolution and deposit geometry. Sedimentology, 50(1), 45-80.

Rattas, M., & Piotrowski, J. A. (2003). Influence of bedrock permeability and till grain size on the formation of the Saadjärve drumlin field, Estonia, under an east-Baltic Weichselian ice stream. Boreas, 32(1), 167-177.

Ravier, E., Buoncristiani, J.F., Mourgues, R., Portier, E. (2017). Fluid overpressure impacts on clay remobilization: natural examples, analog modeling and reservoir implications. 33th International Meeting of Sedimentology (IAS) - 16th Congress of the French Association of Sedimentologists (ASF), Toulouse, Volume: Publ. Assoc. Sedim. fr., 68, p. 1062 (abstract)

Ravier, E. (2014). Structures de déformation induites par surpressions de fluide dans les environnements sous-glaciaires et marin profonds: implications paléoenvironnementales et réservoirs (Doctoral dissertation, Université de Bourgogne).

Ravier, E., Buoncristiani, J. F., Clerc, S., Guiraud, M., Menzies, J., & Portier, E. (2014a). Sedimentological and deformational criteria for discriminating subglaciofluvial deposits from subaqueous ice-contact fan deposits: A Pleistocene example (Ireland). Sedimentology, 61(5), 1382-1410.

Ravier, E., Buoncristiani, J. F., Guiraud, M., Menzies, J., Clerc, S., Goupy, B., & Portier, E. (2014b). Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: A case study from the Alnif tunnel valley (Morocco). Sedimentary Geology, 304, 71-95.

Ravier, E., Buoncristiani, J. F., Menzies, J., Guiraud, M., & Portier, E. (2015a). Clastic injection dynamics during ice front oscillations: a case example from Sólheimajökull (Iceland). Sedimentary Geology, 323, 92-109.

Ravier, E., Buoncristiani, J. F., Menzies, J., Guiraud, M., Clerc, S., & Portier, E. (2015b). Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 418, 359-376.

Renard, F., Ortoleva, P., & Gratier, J. P. (1997). Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress. Tectonophysics, 280(3-4), 257-266.

Robinson, P., & Mc Inerney, K. (2003). Permo-Triassic reservoir fairways of the Petrel Sub-basin, Timor Sea. In Timor Sea Petroleum Geoscience. Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory (pp. 19-20).

Russell, H. A. J., & Arnott, R. W. C. (2003). Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacigenic subaqueous fan: Oak Ridges Moraine, Southern Ontario, Canada. Journal of Sedimentary Research, 73(6), 887-905.

Russell, H. A. J., Arnott, R. W. C., & Sharpe, D. R. (2003). Evidence for rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. Sedimentary Geology, 160(1-3), 33-55.

Saïag, J. (2013). Sedimentological control of diagenetic processes of the tidal sandstones of the Upper Cape Hay formation: Impact on reservoir properties. Mémoire de master 2, université de Paris Sud, laboratoire GEOPS.

Saïag, J., Brigaud, B., Portier, É., Desaubliaux, G., Bucherie, A., Miska, S., & Pagel, M. (2016). Sedimentological control on the diagenesis and reservoir quality of tidal sandstones of the Upper Cape Hay Formation (Permian, Bonaparte Basin, Australia). Marine and Petroleum Geology, 77, 597-624.

Sandersen, P. B., & Jørgensen, F. (2012). Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark. Geological Society, London, Special Publications, 368, SP368-12.

Schleicher, A. M., van der Pluijm, B. A., Solum, J. G., & Warr, L. N. (2006). Origin and significance of clay-coated fractures in mudrock fragments of the SAFOD borehole (Parkfield, California). Geophysical Research Letters, 33(16).

Schoonmaker, J., Mackenzie, F. T., & Speed, R. C. (1986). Tectonic implications of illite/smectite diagenesis, Barbados accretionary prism. Clays and Clay Minerals, 34(4), 465-472.

Shchepetkina, A., Gingras, M.K., Zonneveld, J.P. and Pemberton, S.G. (2016) Silt- and bioclastic-rich flocs and their relationship to sedimentary structures: Modern observations from the Petitcodiac river estuary. Estuaries and Coasts, 40, 947-966

Sibley, D. F., & Blatt, H. (1976). Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. Journal of Sedimentary Research, 46(4), 881-896.

Spearman, J. R., Manning, A. J., & Whitehouse, R. J. (2011). The settling dynamics of flocculating mud and sand mixtures: part 2—numerical modelling. Ocean Dynamics, 61(2-3), 351-370.

Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196(1), 17-33.

Storvoll, V., Bjørlykke, K., Karlsen, D., & Saigal, G. (2002). Porosity preservation in reservoir sandstones due to grain-coating illite: a study of the Jurassic Garn Formation from the Kristin and Lavrans fields, offshore Mid-Norway. Marine and Petroleum Geology, 19(6), 767-781.

Surdam, R. C., Crossey, L. J., Hagen, E. S., & Heasler, H. P. (1989). Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. Aapg Bulletin, 73(1), 1-23.

Sutherland, I. W. (2001). Biofilm exopolysaccharides: a strong and sticky framework. Microbiology, 147(1), 3-9.

Taylor, T. R., Giles, M. R., Hathon, L. A., Diggs, T. N., Braunsdorf, N. R., Birbiglia, G. V., & Espejo, I. S. (2010). Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: Models, myths, and reality. AAPG bulletin, 94(8), 1093-1132.

Thomson, A., & Stancliffe, R. J. (1990). Diagenetic controls on reservoir quality, eolian Norphlet Formation, south State Line field, Mississippi. In Sandstone petroleum reservoirs (pp. 205-224). Springer, New York, NY.

Tinterri, R., Magalhaes, P. M., Tagliaferri, A., & Cunha, R. S. (2016). Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France). Sedimentary Geology, 344, 382-407.

Tonkin N.S., McIlroy, D., Meyer, R., Moore-Turpin, A., (2010) Bioturbation influence on reservoir quality: A case study from the Cretaceous Ben Nevis Formation, Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland, Canada. AAPG Bulletin, v. 94, no. 7 (July 2010), pp. 1059–1078.

Tonkin, N. S., McIlroy, D., Meyer, R., & Moore-Turpin, A. (2010). Bioturbation influence on reservoir quality: A case study from the Cretaceous Ben Nevis Formation, Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland, Canada. AAPG bulletin, 94(7), 1059-1078.

Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2011). The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, 357(1), 137-166.

Tournier F (2010) Mécanismes et contrôle des phénomènes diagénétiques en milieu acide dans les grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa, Algérie, Thèse Doctorat. Université de Paris-Sud, France. 403 p.

Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, I., & Fiet, N. (2010a). Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). Journal of Sedimentary Research, 80(12), 1068-1084.

Tournier, F., Portier, E., & Pagel, M. (2010b). Control of pressure dissolution and quartz cementation on the reservoir quality of glacial Ordovician sandstones from the Sbaa basin, Algeria. In North Africa Technical Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers.

Van der Meer, J. J. (1993). Microscopic evidence of subglacial deformation. Quaternary Science Reviews, 12, 553-553.

Van der Meer, J. J., Menzies, J., & Rose, J. (2003). Subglacial till: the deforming glacier bed. Quaternary Science Reviews, 22(15-17), 1659-1685.

Van der Meer, J. J., Kjær, K. H., Krüger, J., Rabassa, J., & Kilfeather, A. A. (2009). Under pressure: clastic dykes in glacial settings. Quaternary Science Reviews, 28(7-8), 708-720.

Vaslet, D. (1990). Upper Ordovician glacial deposits in Saudi-Arabia. Episodes, 13(3), 147-161.

Velde,B. (1985). Clay Minerals. A Physical-Chemical Explanation of their Occurrence, 218 pp., Elsevier, New York, 1985

Vicente, M. A., Razzaghe, M., & Robert, M. (1977). Formation of aluminium hydroxy vermiculite (intergrade) and smectite from mica under acidic conditions. Clay Minerals, 12(2), 101-112.

Videt, B., (2010). Synthèse biostratigraphique du bassin de Sbaa. Rapport interne. GDF.

Villas, E., Vizcaïno, D., Álvaro, J. J., Destombes, J., & Vennin, E. (2006). Biostratigraphic control of the latest-Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods. Geobios, 39(5), 727-737.

Vincent, B., Waters, J., Witkowski, F., Daniau, G., Oxtoby, N., Crowley, S., & Ellam, R. (2018). Diagenesis of Rotliegend sandstone reservoirs (offshore Netherlands): The origin and impact of dolomite cements. Sedimentary Geology, 373, 272-291.

Virolle, M., Brigaud, B., Bourillot, R., Féniès, H., Portier, E., Duteil, T., Nouet, J., Patrier, P., et Beaufort, D. (2018). Detrital clay grain coats in estuarine clastic deposits: origin and spatial distribution within a modern sedimentary system, the Gironde Estuary (south-west France). Sedimentology. First published: 09 July 2018. https://doi.org/10.1111/sed.12520

Virolle, M., Féniès, H., Brigaud, B., Bourillot, R., Portier, E., Patrier, P., Beaufort, D., Jalon-Rojas, I., Derriennic, H., Miska, S., Guillemaut, F.; ***(in prep.)*** Detrital clay grain coats and mineralogical characterization within the facies associations of heterolithic tidal bars of a modern muddy estuary, the Gironde (SW, France). To be submitted.

Walderhaug, O. (1996). Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs. AAPG bulletin, 80(5), 731-745.

Walderhaug, O. (2000). Modeling quartz cementation and porosity in Middle Jurassic Brent Group sandstones of the Kvitebjørn field, northern North Sea. AAPG bulletin, 84(9), 1325-1339.

Walderhaug, O., & Bjørkum, P. A. (2003). The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Stø Formation, southern Barents Sea. Journal of Sedimentary Research, 73(2), 146-156.

Webster, I. (2003). Seismic and structural interpretation of the Sbaa Basin. Internal report. GDF, Touat Project.

WEC Algeria. 2007. Well evaluation conference: a compilation of studies carried out by Sonatrach staff and published in association with Schlumberger-France. Houston: Schlumberger.

Wells, M., Hirst, P., Bouch, J., Whear, E., & Clark, N. (2018). Deciphering multiple controls on reservoir quality and inhibition of quartz cement in a complex reservoir: Ordovician glacial sandstones, Illizi Basin, Algeria. Geological Society, London, Special Publications, 435(1), 343-372.

Weyl, P. K. (1959). Pressure solution and the force of crystallization: a phenomenological theory. Journal of geophysical research, 64(11), 2001-2025.

Wilson, M., & Guiraud, R. (1992). Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times. Tectonophysics, 213(1-2), 203-225.

Wilson, M.D. (1992) Inherited grain-rimming clays in sandstones from eolian and shelf environments: their origin and control on reservoir properties. In: Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones (Eds D.W. Houseknecht and E.D. Pittman), SEPM Special Publication, 47, 209-225.

Wilson, M.D. and Pittman, E.D. (1977) Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. J. Sediment. Res., 47, 3-31.

Winsemann, J., Hornung, J. J., Meinsen, J., Asprion, U., Polom, U., Brandes, C., & Weber, C. (2009). Anatomy of a subaqueous ice-contact fan and delta complex, Middle Pleistocene, North-west Germany. Sedimentology, 56(4), 1041-1076.

Wooldridge, L.J., Worden, R.H., Griffiths, J. and Utley, J.E.P. (2017a) Clay-coated sand grains in petroleum reservoirs: Understanding their distribution via a modern analogue. J. Sediment. Res., 87, 338–352

Wooldridge, L.J., Worden, R.H., Griffiths, J. and Thompson, A. (2017b) Biofilm origin of claycoated sand grains. Geology, 45, 875-878

Worden, R. H., & Morad, S. (2000). Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. Quartz cementation in sandstones, 1-20.

Worden, R., Morad, S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. International Association of Sedimentologists Special Publication, 34, 3-41. Blackwell Science Ltd., Oxford, UK.

Worden, R. H., & Burley, S. D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, 4, 3-44.

Xu, H., & Veblen, D. R. (1996). Interstratification and other reaction microstructures in the chlorite-berthierine series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 124(3-4), 291-301.

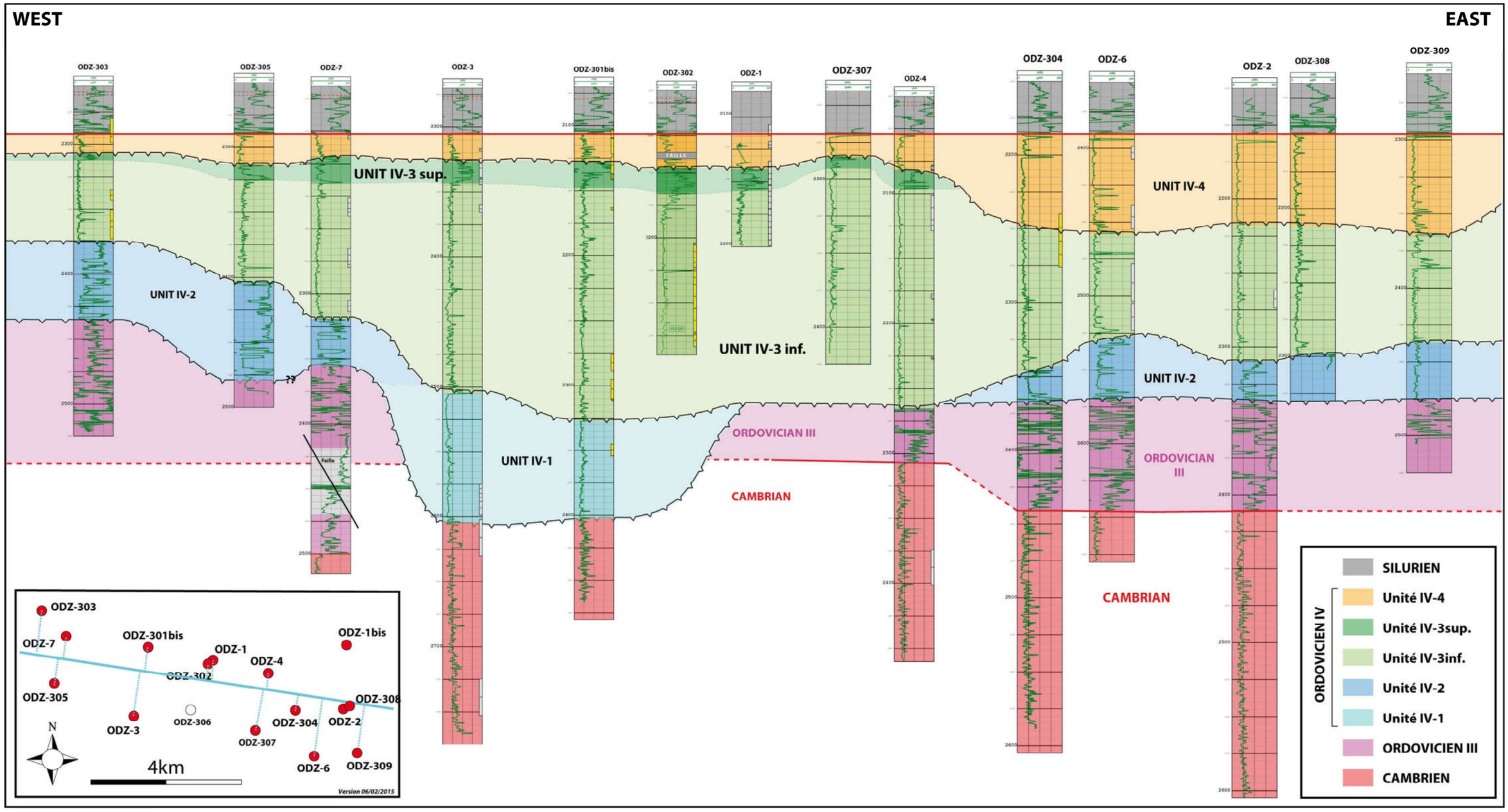
Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Diaz, H. G., & Contreras, C. (2011). A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits.

Zazoun, R. S., & Mahdjoub, Y. (2011). Strain analysis of Late Ordovician tectonic events in the in-Tahouite and Tamadjert Formations (Tassili-n-Ajjers area, Algeria). Journal of African Earth Sciences, 60(3), 63-78.

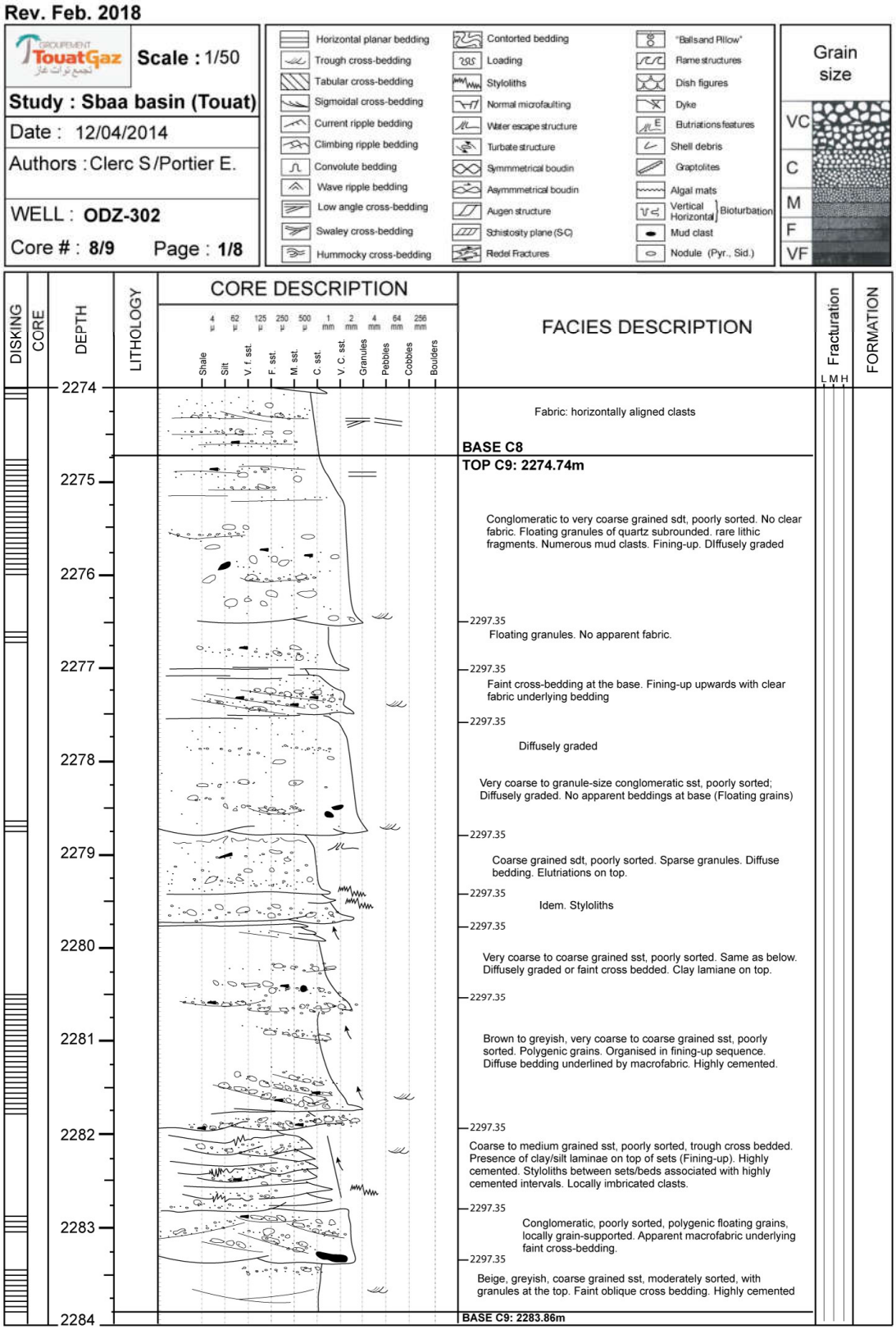
Zorn, M. E., Gingras, M. K., & Pemberton, S. G. (2010). Variation in burrow-wall micromorphologies of select intertidal invertebrates along the Pacific Northwest coast, USA: behavioral and diagenetic implications. Palaios, 25(1), 59-72.

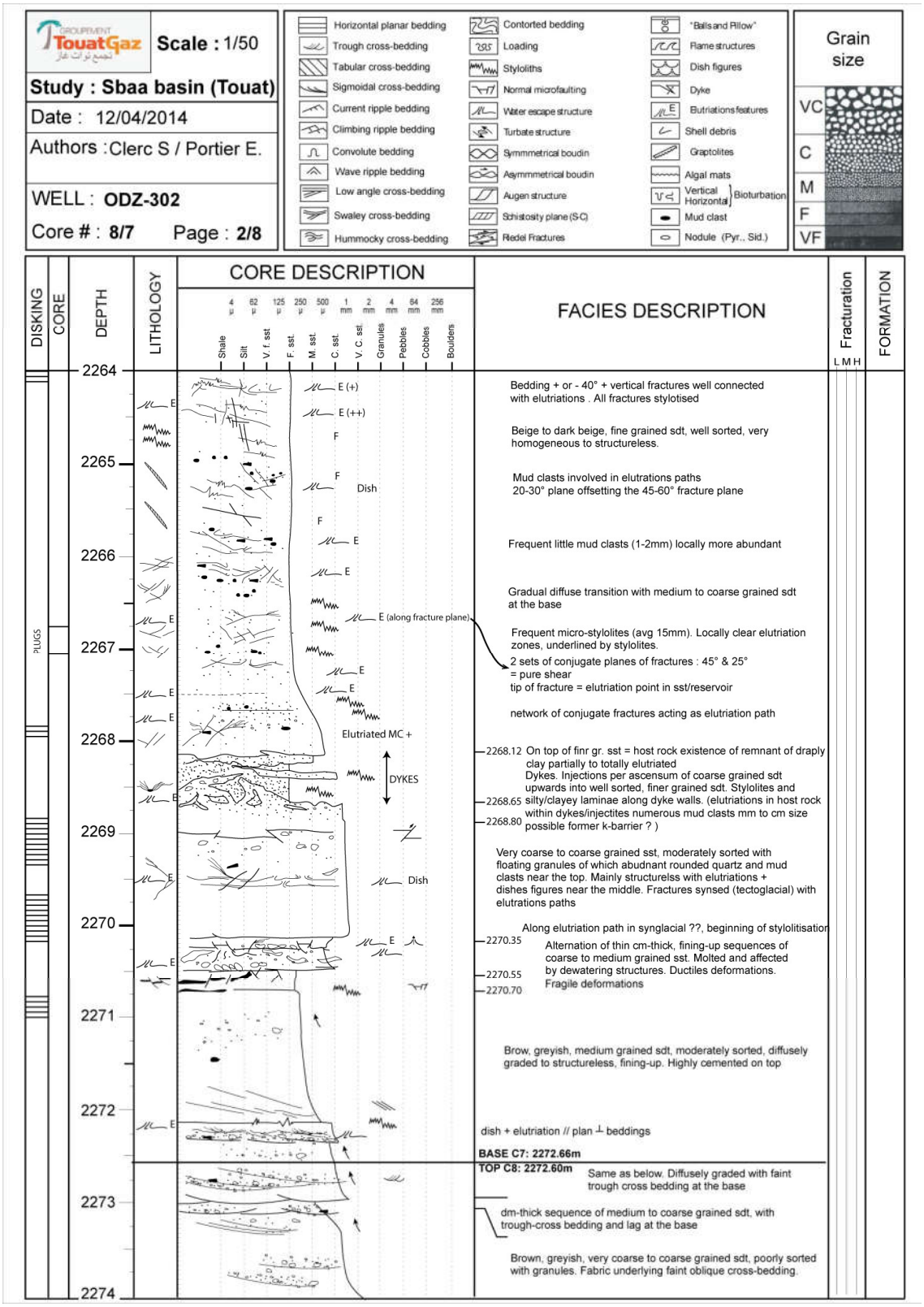
ANNEXES

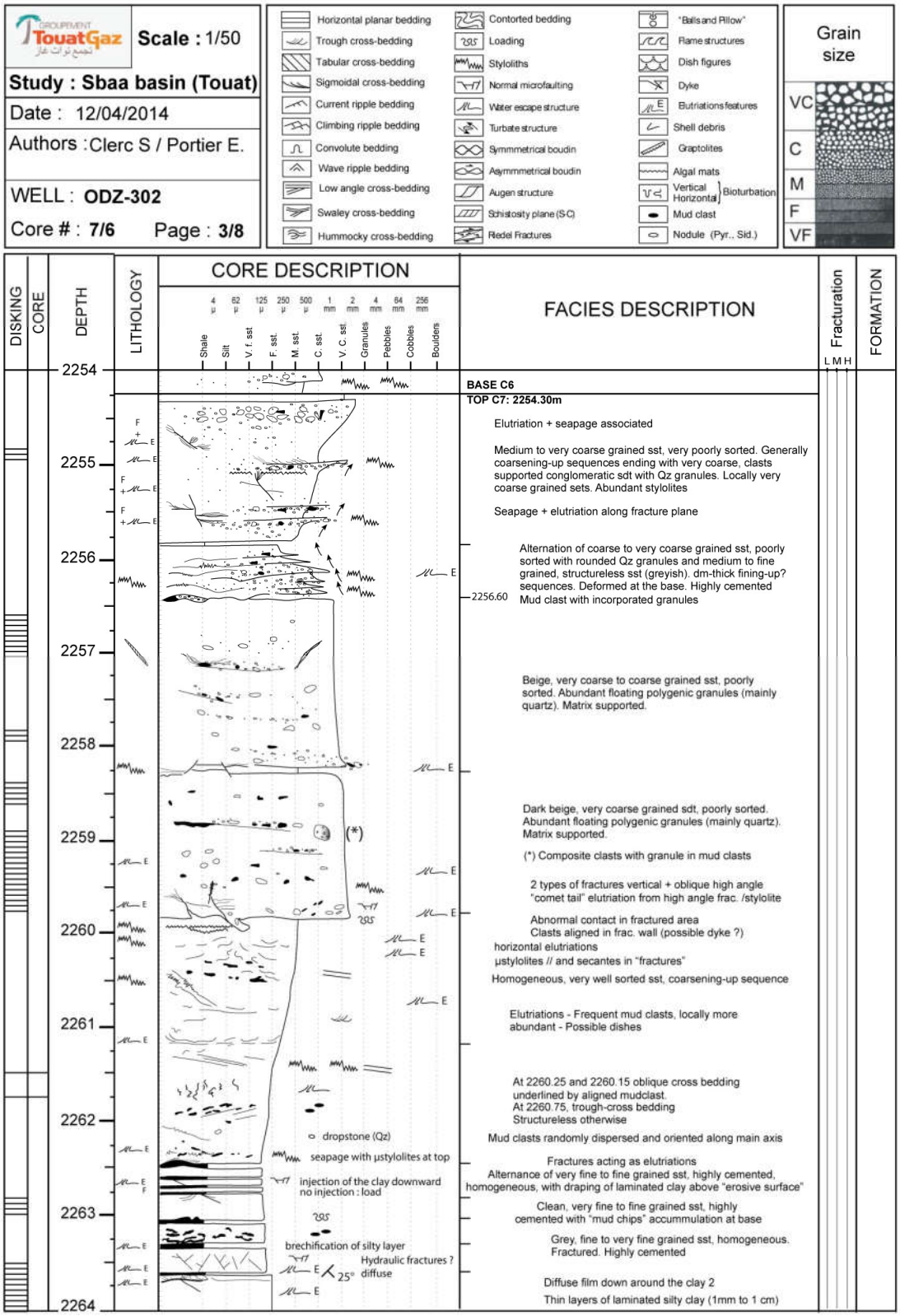
ANNEXE 1 : Corrélations entre puits sur le champ d'OUED ZINE

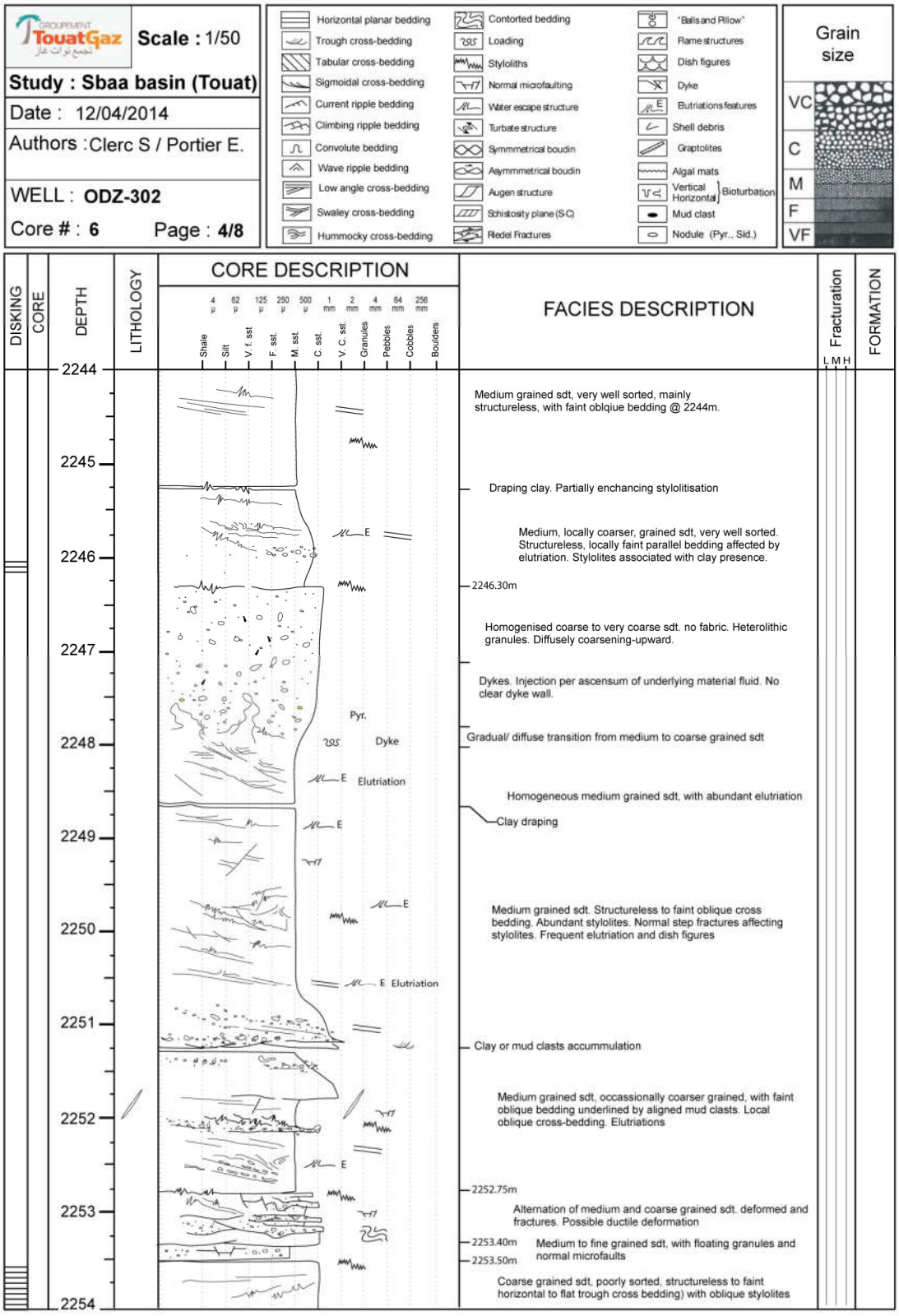


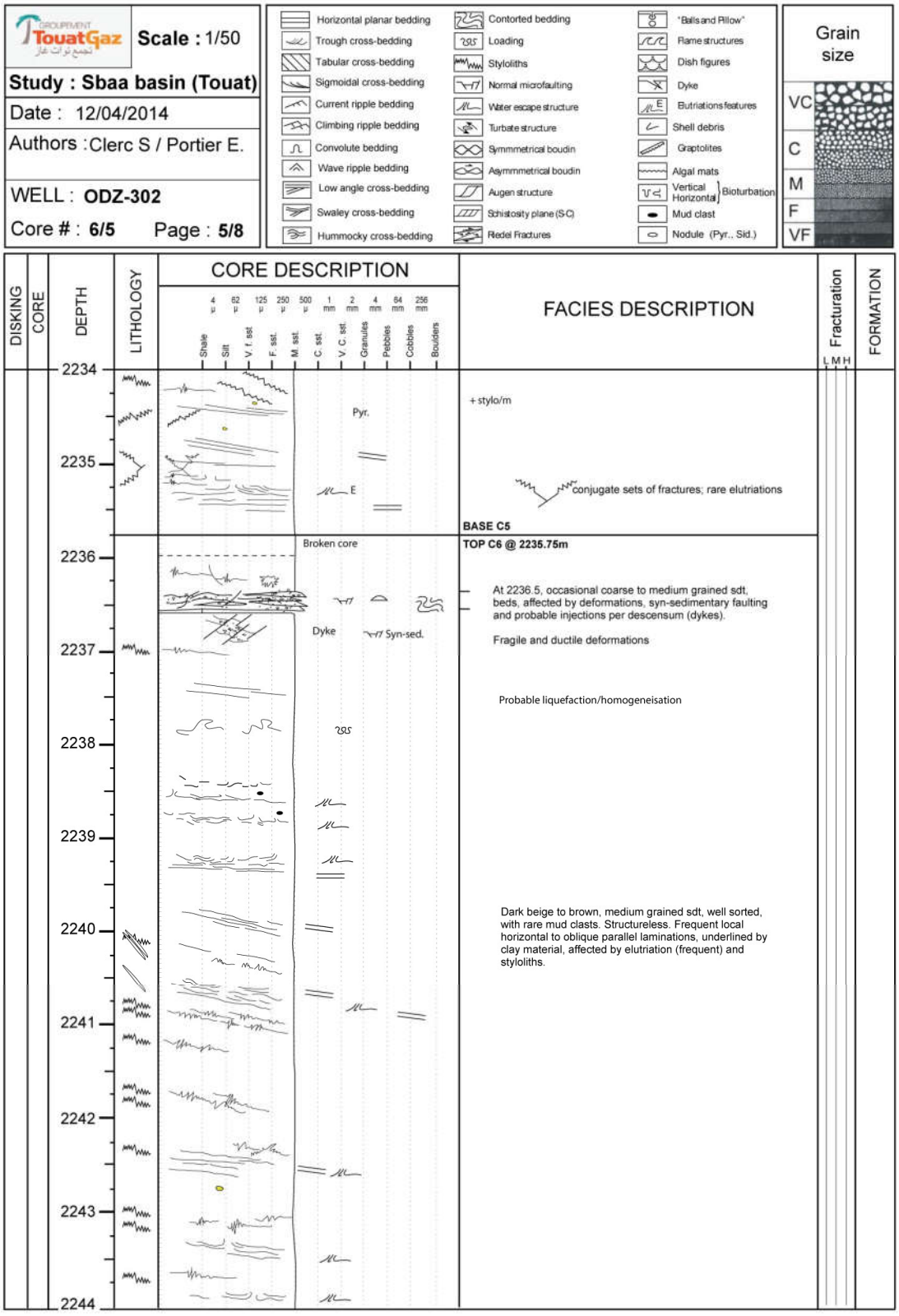
Annexe 2 : Log sédimentologique du puits ODZ-302

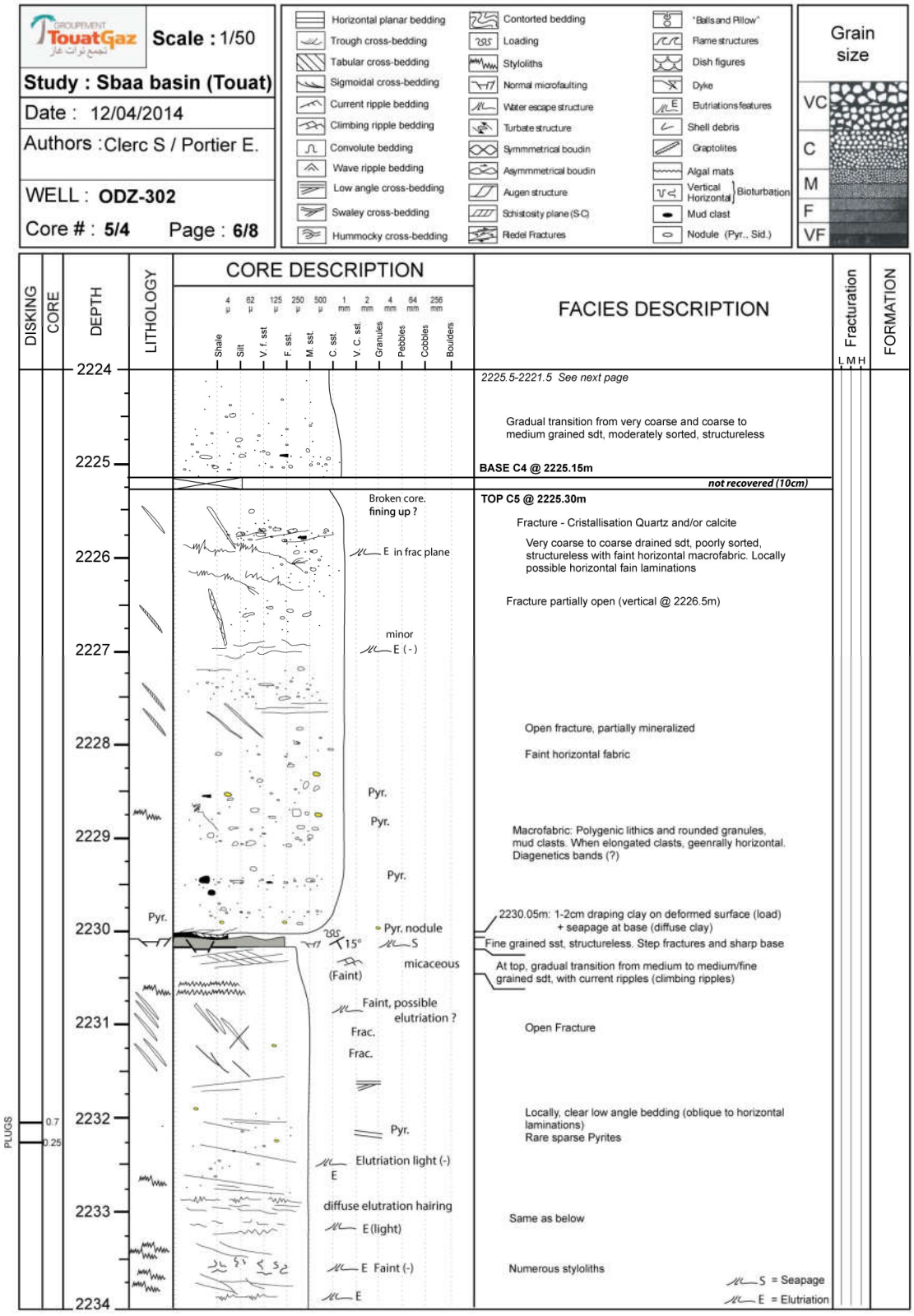


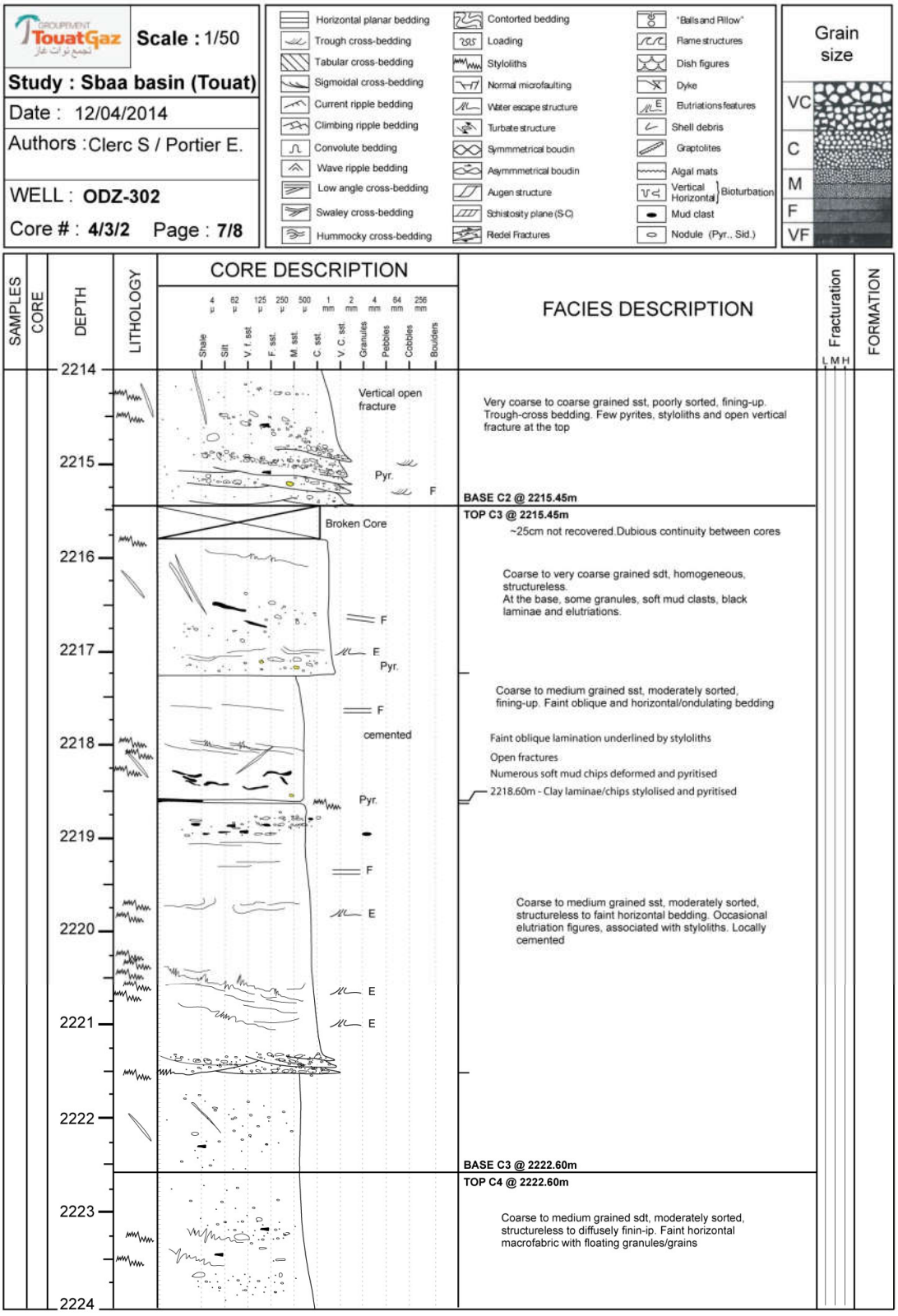

GROUPEMENT TouatGaz
Scale : 1/50
Study : Sbaa basin (Touat)
Date : 12/04/2014
Authors : Clerc S / Portier E.
WELL : ODZ-302
Core # : 8/7
Page : 2/8
Horizontal planar bedding
Trough cross-bedding
Tabular cross-bedding
Sigmoidal cross-bedding
Current ripple bedding
Climbing ripple bedding
Convolute bedding
Wave ripple bedding
Low angle cross-bedding
Swaley cross-bedding
Hummocky cross-bedding
Contorted bedding
Loading
Stylolithe
Normal microfaulting
Water escape structure
Turbate structure
Symmmetrical boudin
Asymmmetrical boudin
Augen structure
Schistosity plane (S-C)
Riedel Fractures
"Balls and Pillow"
Flame structures
Dish figures
Dyke
Elutriations features
Shell debris
Graptolites
Algal mats
Vertical
Horizontal
Bioturbation
Mud clast
Nodule (Pyr., Sid.)
Grain size
VC
C
M
F
VF
DISKING
CORE
DEPTH
LITHOLOGY
CORE DESCRIPTION
4 µ
62 µ
125 µ
250 µ
500 µ
1 mm
2 mm
4 mm
64 mm
256 mm
Shale
Silt
V. f. sst
F. sst.
M. sst.
C. sst.
V. C. sst.
Granules
Pebbles
Cobbles
Boulders
FACIES DESCRIPTION
Fracturation
L M H
FORMATION
PLUGS
2264
2265
2266
2267
2268
2269
2270
2271
2272
2273
2274
E (+)
E (++)
F
Dish
E (along fracture plane)
Elutriated MC +
DYKES
Bedding + or - 40° + vertical fractures well connected with elutriations . All fractures stylotised
Beige to dark beige, fine grained sdt, well sorted, very homogeneous to structureless.
Mud clasts involved in elutrations paths
20-30° plane offsetting the 45-60° fracture plane
Frequent little mud clasts (1-2mm) locally more abundant
Gradual diffuse transition with medium to coarse grained sdt at the base
Frequent micro-stylolites (avg 15mm). Locally clear elutriation zones, underlined by stylolites.
2 sets of conjugate planes of fractures : 45° & 25°
= pure shear
tip of fracture = elutriation point in sst/reservoir
network of conjugate fractures acting as elutriation path
2268.12 On top of finr gr. sst = host rock existence of remnant of draply clay partially to totally elutriated
Dykes. Injections per ascensum of coarse grained sdt upwards into well sorted, finer grained sdt. Stylolites and
2268.65 silty/clayey laminae along dyke walls. (elutriations in host rock
2268.80 within dykes/injectites numerous mud clasts mm to cm size possible former k-barrier ?)
Very coarse to coarse grained sst, moderately sorted with floating granules of which abudnant rounded quartz and mud clasts near the top. Mainly structurelss with elutriations + dishes figures near the middle. Fractures synsed (tectoglacial) with elutrations paths
Along elutriation path in synglacial ??, beginning of stylolitisation
2270.35
Alternation of thin cm-thick, fining-up sequences of coarse to medium grained sst. Molted and affected by dewatering structures. Ductiles deformations. Fragile deformations
2270.55
2270.70
Brow, greyish, medium grained sdt, moderately sorted, diffusely graded to structureless, fining-up. Highly cemented on top
dish + elutriation // plan ⊥ beddings
BASE C7: 2272.66m
TOP C8: 2272.60m
Same as below. Diffusely graded with faint trough cross bedding at the base
dm-thick sequence of medium to coarse grained sdt, with trough-cross bedding and lag at the base
Brown, greyish, very coarse to coarse grained sdt, poorly sorted with granules. Fabric underlying faint oblique cross-bedding.

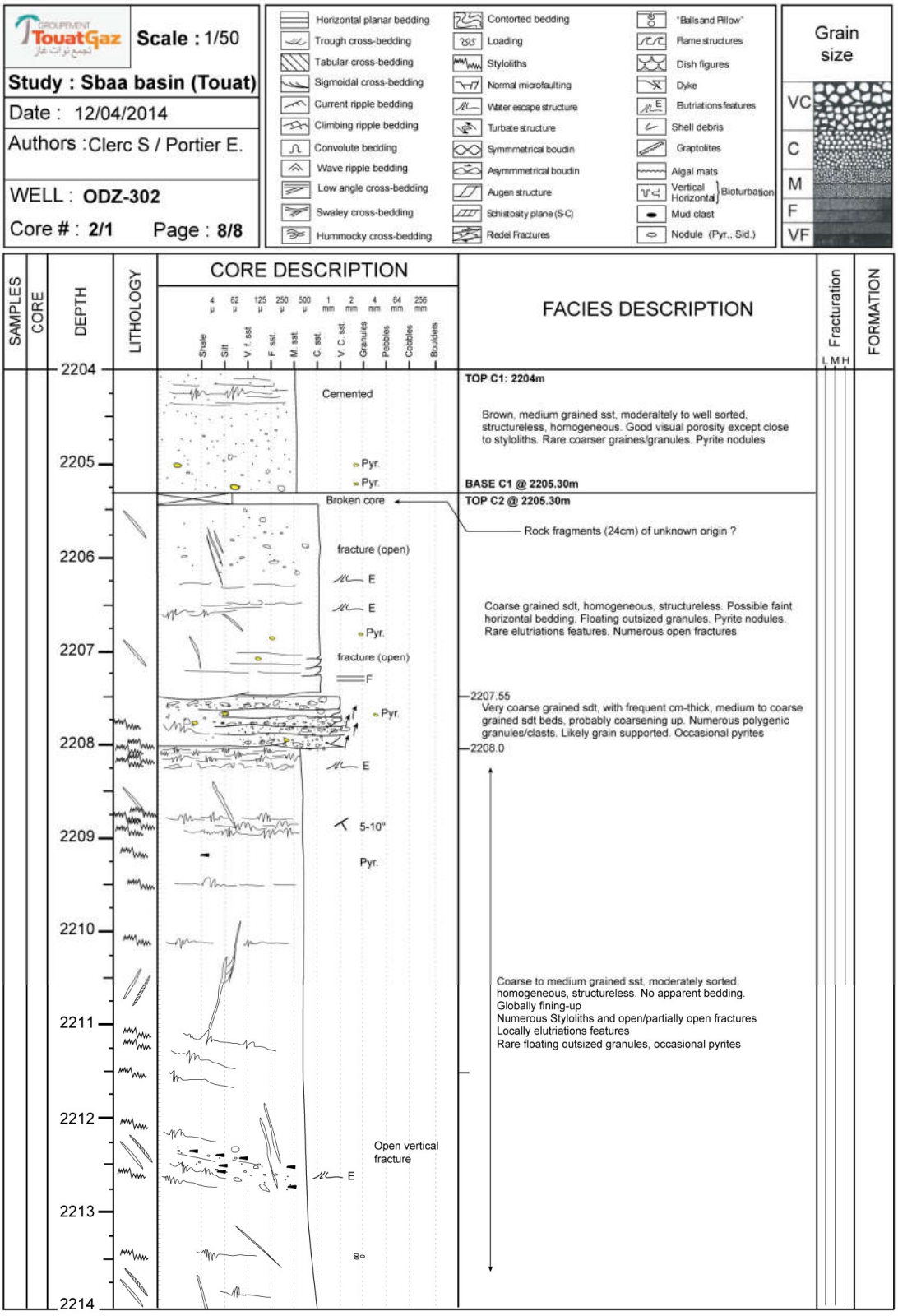

GROUPEMENT TouatGaz
Scale : 1/50
Study : Sbaa basin (Touat)
Date : 12/04/2014
Authors : Clerc S / Portier E.
WELL : ODZ-302
Core # : 7/6
Page : 3/8
Horizontal planar bedding
Trough cross-bedding
Tabular cross-bedding
Sigmoidal cross-bedding
Current ripple bedding
Climbing ripple bedding
Convolute bedding
Wave ripple bedding
Low angle cross-bedding
Swaley cross-bedding
Hummocky cross-bedding
Contorted bedding
Loading
Stylolithe
Normal microfaulting
Water escape structure
Turbate structure
Symmmetrical boudin
Asymmmetrical boudin
Augen structure
Schistosity plane (S-C)
Riedel Fractures
"Balls and Pillow"
Flame structures
Dish figures
Dyke
Elutriations features
Shell debris
Graptolites
Algal mats
Vertical
Horizontal
Bioturbation
Mud clast
Nodule (Pyr., Sid.)
Grain size
VC
C
M
F
VF
DISKING
CORE
DEPTH
LITHOLOGY
CORE DESCRIPTION
4 µ
62 µ
125 µ
250 µ
500 µ
1 mm
2 mm
4 mm
64 mm
256 mm
Shale
Silt
V. f. sst
F. sst.
M. sst.
C. sst.
V. C. sst.
Granules
Pebbles
Cobbles
Boulders
FACIES DESCRIPTION
Fracturation
L M H
FORMATION
PLUGS
2254
2255
2256
2257
2258
2259
2260
2261
2262
2263
2264
BASE C6
TOP C7: 2254.30m
Elutriation + seapage associated
Medium to very coarse grained sst, very poorly sorted. Generally coarsening-up sequences ending with very coarse, clasts supported conglomeratic sdt with Qz granules. Locally very coarse grained sets. Abundant stylolites
Seapage + elutriation along fracture plane
Alternation of coarse to very coarse grained sst, poorly sorted with rounded Qz granules and medium to fine grained, structureless sst (greyish). dm-thick fining-up? sequences. Deformed at the base. Highly cemented
2256.60
Mud clast with incorporated granules
Beige, very coarse to coarse grained sst, poorly sorted. Abundant floating polygenic granules (mainly quartz). Matrix supported.
Dark beige, very coarse grained sdt, poorly sorted. Abundant floating polygenic granules (mainly quartz). Matrix supported.
(*) Composite clasts with granule in mud clasts
2 types of fractures vertical + oblique high angle "comet tail" elutriation from high angle frac. /stylolite
Abnormal contact in fractured area
Clasts aligned in frac. wall (possible dyke ?)
horizontal elutriations
µstylolites // and secantes in "fractures"
Homogeneous, very well sorted sst, coarsening-up sequence
Elutriations - Frequent mud clasts, locally more abundant - Possible dishes
At 2260.25 and 2260.15 oblique cross bedding underlined by aligned mudclast.
At 2260.75, trough-cross bedding
Structureless otherwise
dropstone (Qz)
Mud clasts randomly dispersed and oriented along main axis
seapage with µstylolites at top
Fractures acting as elutriations
injection of the clay downward
no injection : load
Alternance of very fine to fine grained sst, highly cemented, homogeneous, with draping of laminated clay above "erosive surface"
Clean, very fine to fine grained sst, highly cemented with "mud chips" accummulation at base
brechification of silty layer
Hydraulic fractures ?
25°
diffuse
Grey, fine to very fine grained sst, homogeneous. Fractured. Highly cemented
Diffuse film down around the clay 2
Thin layers of laminated silty clay (1mm to 1 cm)


GROUPEMENT TouatGaz
Scale : 1/50
Study : Sbaa basin (Touat)
Date : 12/04/2014
Authors : Clerc S / Portier E.
WELL : ODZ-302
Core # : 6
Page : 4/8
Horizontal planar bedding
Trough cross-bedding
Tabular cross-bedding
Sigmoidal cross-bedding
Current ripple bedding
Climbing ripple bedding
Convolute bedding
Wave ripple bedding
Low angle cross-bedding
Swaley cross-bedding
Hummocky cross-bedding
Contorted bedding
Loading
Stylolithe
Normal microfaulting
Water escape structure
Turbate structure
Symmmetrical boudin
Asymmmetrical boudin
Augen structure
Schistosity plane (S-C)
Riedel Fractures
"Balls and Pillow"
Flame structures
Dish figures
Dyke
Elutriations features
Shell debris
Graptolites
Algal mats
Vertical
Horizontal
Bioturbation
Mud clast
Nodule (Pyr., Sid.)
Grain size
VC
C
M
F
VF
DISKING
CORE
DEPTH
LITHOLOGY
CORE DESCRIPTION
4 µ
62 µ
125 µ
250 µ
500 µ
1 mm
2 mm
4 mm
64 mm
256 mm
Shale
Silt
V. f. sst
F. sst.
M. sst.
C. sst.
V. C. sst.
Granules
Pebbles
Cobbles
Boulders
FACIES DESCRIPTION
Fracturation
L M H
FORMATION
2244
2245
2246
2247
2248
2249
2250
2251
2252
2253
2254
Medium grained sdt, very well sorted, mainly structureless, with faint oblqiue bedding @ 2244m.
Draping clay. Partially enchancing stylolitisation
Medium, locally coarser, grained sdt, very well sorted. Structureless, locally faint parallel bedding affected by elutriation. Stylolites associated with clay presence.
2246.30m
Homogenised coarse to very coarse sdt. no fabric. Heterolithic granules. Diffusely coarsening-upward.
Dykes. Injection per ascensum of underlying material fluid. No clear dyke wall.
Pyr.
Dyke
Gradual/ diffuse transition from medium to coarse grained sdt
Elutriation
Homogeneous medium grained sdt, with abundant elutriation
Clay draping
Medium grained sdt. Structureless to faint oblique cross bedding. Abundant stylolites. Normal step fractures affecting stylolites. Frequent elutriation and dish figures
Elutriation
Clay or mud clasts accummulation
Medium grained sdt, occassionally coarser grained, with faint oblique bedding underlined by aligned mud clasts. Local oblique cross-bedding. Elutriations
2252.75m
Alternation of medium and coarse grained sdt. deformed and fractures. Possible ductile deformation
2253.40m
2253.50m
Medium to fine grained sdt, with floating granules and normal microfaults
Coarse grained sdt, poorly sorted, structureless to faint horizontal to flat trough cross bedding) with oblique stylolites


GROUPEMENT TouatGaz
Scale : 1/50
Study : Sbaa basin (Touat)
Date : 12/04/2014
Authors : Clerc S / Portier E.
WELL : ODZ-302
Core # : 6/5
Page : 5/8
Horizontal planar bedding
Trough cross-bedding
Tabular cross-bedding
Sigmoidal cross-bedding
Current ripple bedding
Climbing ripple bedding
Convolute bedding
Wave ripple bedding
Low angle cross-bedding
Swaley cross-bedding
Hummocky cross-bedding
Contorted bedding
Loading
Stylolithis
Normal microfaulting
Water escape structure
Turbate structure
Symmmetrical boudin
Asymmmetrical boudin
Augen structure
Schistosity plane (S-C)
Riedel Fractures
"Balls and Pillow"
Flame structures
Dish figures
Dyke
Elutriations features
Shell debris
Graptolites
Algal mats
Vertical
Horizontal
Bioturbation
Mud clast
Nodule (Pyr., Sid.)
Grain size
VC
C
M
F
VF
DISKING
CORE
DEPTH
LITHOLOGY
CORE DESCRIPTION
4 µ
62 µ
125 µ
250 µ
500 µ
1 mm
2 mm
4 mm
64 mm
256 mm
Shale
Silt
V. f. sst
F. sst.
M. sst.
C. sst.
V. C. sst.
Granules
Pebbles
Cobbles
Boulders
FACIES DESCRIPTION
Fracturation
L M H
FORMATION
2234
2235
2236
2237
2238
2239
2240
2241
2242
2243
2244
Pyr.
E
Broken core
Dyke
Syn-sed.
+ stylo/m
conjugate sets of fractures; rare elutriations
BASE C5
TOP C6 @ 2235.75m
At 2236.5, occasional coarse to medium grained sdt, beds, affected by deformations, syn-sedimentary faulting and probable injections per descensum (dykes).
Fragile and ductile deformations
Probable liquefaction/homogeneisation
Dark beige to brown, medium grained sdt, well sorted, with rare mud clasts. Structureless. Frequent local horizontal to oblique parallel laminations, underlined by clay material, affected by elutriation (frequent) and styloliths.

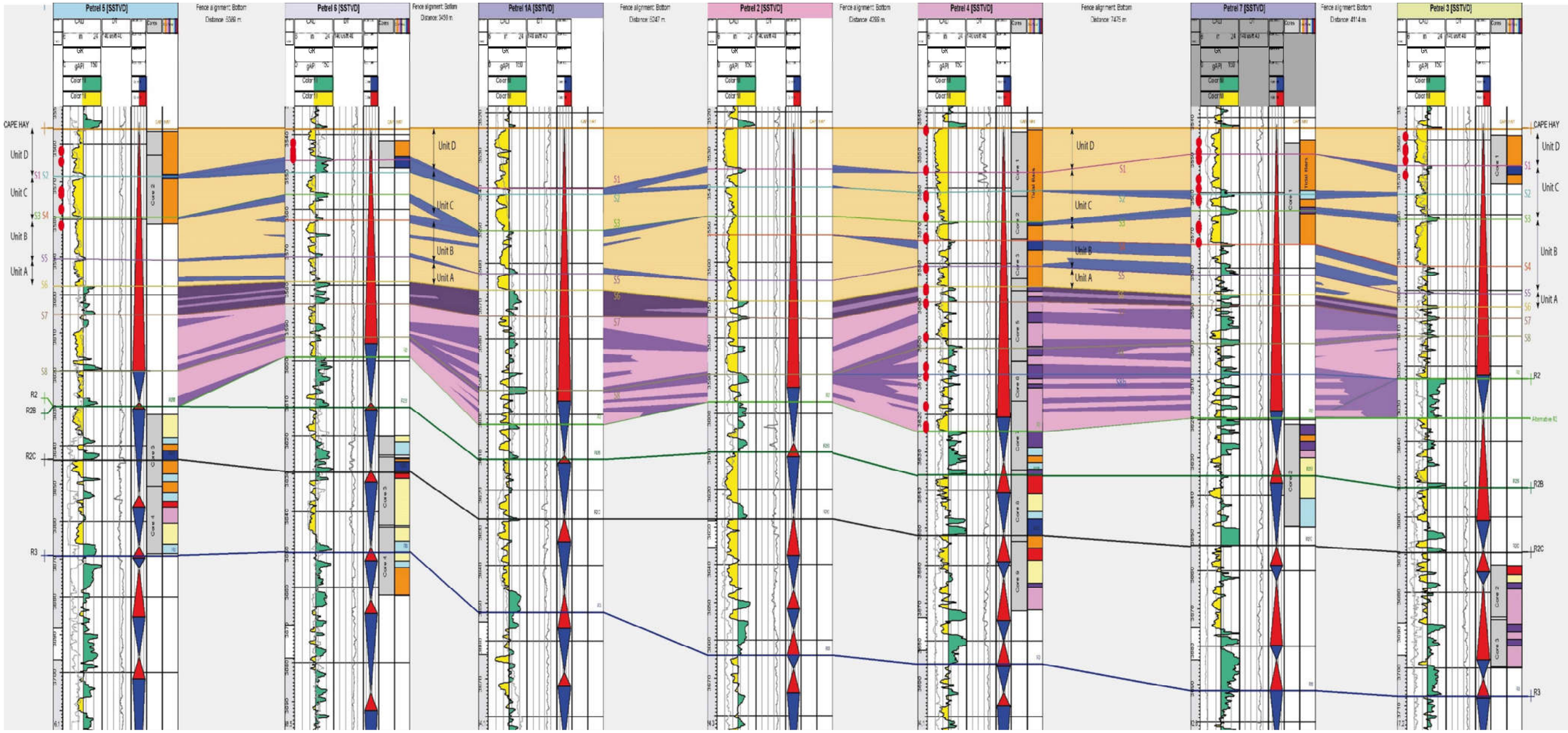

GROUPEMENT TouatGaz
Scale : 1/50
Study : Sbaa basin (Touat)
Date : 12/04/2014
Authors : Clerc S / Portier E.
WELL : ODZ-302
Core # : 5/4
Page : 6/8
Horizontal planar bedding
Trough cross-bedding
Tabular cross-bedding
Sigmoidal cross-bedding
Current ripple bedding
Climbing ripple bedding
Convolute bedding
Wave ripple bedding
Low angle cross-bedding
Swaley cross-bedding
Hummocky cross-bedding
Contorted bedding
Loading
Stylolithes
Normal microfaulting
Water escape structure
Turbate structure
Symmmetrical boudin
Asymmmetrical boudin
Augen structure
Schistosity plane (S-C)
Riedel Fractures
"Balls and Pillow"
Flame structures
Dish figures
Dyke
Elutriations features
Shell debris
Graptolites
Algal mats
Vertical
Horizontal
Bioturbation
Mud clast
Nodule (Pyr., Sid.)
Grain size
VC
C
M
F
VF
DISKING
CORE
DEPTH
LITHOLOGY
CORE DESCRIPTION
4 µ
62 µ
125 µ
250 µ
500 µ
1 mm
2 mm
4 mm
64 mm
256 mm
Shale
Silt
V. f. sst
F. sst.
M. sst.
C. sst.
V. C. sst.
Granules
Pebbles
Cobbles
Boulders
FACIES DESCRIPTION
Fracturation
L M H
FORMATION
2224
2225
2226
2227
2228
2229
2230
2231
2232
2233
2234
PLUGS
0.7
0.25
2225.5-2221.5 See next page
Gradual transition from very coarse and coarse to medium grained sdt, moderately sorted, structureless
BASE C4 @ 2225.15m
not recovered (10cm)
TOP C5 @ 2225.30m
Broken core, fining up ?
Fracture - Cristallisation Quartz and/or calcite
Very coarse to coarse drained sdt, poorly sorted, structureless with faint horizontal macrofabric. Locally possible horizontal fain laminations
E in frac plane
Fracture partially open (vertical @ 2226.5m)
minor
E (-)
Open fracture, partially mineralized
Faint horizontal fabric
Pyr.
Pyr.
Pyr.
Macrofabric: Polygenic lithics and rounded granules, mud clasts. When elongated clasts, geenrally horizontal. Diagenetics bands (?)
Pyr.
2230.05m: 1-2cm draping clay on deformed surface (load) + seapage at base (diffuse clay)
Pyr. nodule
15°
S
Fine grained sst, structureless. Step fractures and sharp base
micaceous
(Faint)
At top, gradual transition from medium to medium/fine grained sdt, with current ripples (climbing ripples)
Faint, possible elutriation ?
Frac.
Open Fracture
Frac.
Locally, clear low angle bedding (oblique to horizontal laminations)
Rare sparse Pyrites
Pyr.
Elutriation light (-)
E
diffuse elutration hairing
Same as below
E (light)
E Faint (-)
Numerous stylolithes
E
S = Seapage
E = Elutriation


GROUPEMENT TouatGaz
Scale : 1/50
Study : Sbaa basin (Touat)
Date : 12/04/2014
Authors : Clerc S / Portier E.
WELL : ODZ-302
Core # : 4/3/2 Page : 7/8
Horizontal planar bedding
Trough cross-bedding
Tabular cross-bedding
Sigmoidal cross-bedding
Current ripple bedding
Climbing ripple bedding
Convolute bedding
Wave ripple bedding
Low angle cross-bedding
Swaley cross-bedding
Hummocky cross-bedding
Contorted bedding
Loading
Stylolithes
Normal microfaulting
Water escape structure
Turbate structure
Symmmetrical boudin
Asymmmetrical boudin
Augen structure
Schistosity plane (S-C)
Riedel Fractures
"Balls and Pillow"
Flame structures
Dish figures
Dyke
Elutriations features
Shell debris
Graptolites
Algal mats
Vertical
Horizontal
Bioturbation
Mud clast
Nodule (Pyr., Sid.)
Grain size
VC
C
M
F
VF
SAMPLES
CORE
DEPTH
LITHOLOGY
CORE DESCRIPTION
Shale
Silt
V. f. sst
F. sst.
M. sst.
C. sst.
V. C. sst.
Granules
Pebbles
Cobbles
Boulders
FACIES DESCRIPTION
Fracturation
L M H
FORMATION
2214
2215
2216
2217
2218
2219
2220
2221
2222
2223
2224
Vertical open fracture
Pyr.
F
Very coarse to coarse grained sst, poorly sorted, fining-up. Trough-cross bedding. Few pyrites, stylolithes and open vertical fracture at the top
BASE C2 @ 2215.45m
TOP C3 @ 2215.45m
Broken Core
~25cm not recovered.Dubious continuity between cores
Coarse to very coarse grained sdt, homogeneous, structureless.
At the base, some granules, soft mud clasts, black laminae and elutriations.
E
Coarse to medium grained sst, moderately sorted, fining-up. Faint oblique and horizontal/ondulating bedding
cemented
Faint oblique lamination underlined by stylolithes
Open fractures
Numerous soft mud chips deformed and pyritised
2218.60m - Clay laminae/chips stylolised and pyritised
Coarse to medium grained sst, moderately sorted, structureless to faint horizontal bedding. Occasional elutriation figures, associated with stylolithes. Locally cemented
BASE C3 @ 2222.60m
TOP C4 @ 2222.60m
Coarse to medium grained sdt, moderately sorted, structureless to diffusely finin-ip. Faint horizontal macrofabric with floating granules/grains


GROUPEMENT TouatGaz
Scale : 1/50
Study : Sbaa basin (Touat)
Date : 12/04/2014
Authors : Clerc S / Portier E.
WELL : ODZ-302
Core # : 2/1
Page : 8/8
Horizontal planar bedding
Trough cross-bedding
Tabular cross-bedding
Sigmoidal cross-bedding
Current ripple bedding
Climbing ripple bedding
Convolute bedding
Wave ripple bedding
Low angle cross-bedding
Swaley cross-bedding
Hummocky cross-bedding
Contorted bedding
Loading
Stylolithes
Normal microfaulting
Water escape structure
Turbate structure
Symmmetrical boudin
Asymmmetrical boudin
Augen structure
Schistosity plane (S-C)
Riedel Fractures
"Balls and Pillow"
Flame structures
Dish figures
Dyke
Elutriations features
Shell debris
Graptolites
Algal mats
Vertical
Horizontal
Bioturbation
Mud clast
Nodule (Pyr., Sid.)
Grain size
VC
C
M
F
VF
SAMPLES
CORE
DEPTH
LITHOLOGY
CORE DESCRIPTION
4 µ
62 µ
125 µ
250 µ
500 µ
1 mm
2 mm
4 mm
64 mm
256 mm
Shale
Silt
V. f. sst
F. sst.
M. sst.
C. sst.
V. C. sst.
Granules
Pebbles
Cobbles
Boulders
FACIES DESCRIPTION
Fracturation
L M H
FORMATION
2204
2205
2206
2207
2208
2209
2210
2211
2212
2213
2214
Cemented
Pyr.
Pyr.
TOP C1: 2204m
Brown, medium grained sst, moderaltely to well sorted, structureless, homogeneous. Good visual porosity except close to stylolithes. Rare coarser graines/granules. Pyrite nodules
BASE C1 @ 2205.30m
TOP C2 @ 2205.30m
Broken core
Rock fragments (24cm) of unknown origin ?
fracture (open)
E
E
Pyr.
fracture (open)
F
Pyr.
Coarse grained sdt, homogeneous, structureless. Possible faint horizontal bedding. Floating outsized granules. Pyrite nodules. Rare elutriations features. Numerous open fractures
2207.55
Very coarse grained sdt, with frequent cm-thick, medium to coarse grained sdt beds, probably coarsening up. Numerous polygenic granules/clasts. Likely grain supported. Occasional pyrites
2208.0
E
5-10°
Pyr.
Coarse to medium grained sst, moderately sorted, homogeneous, structureless. No apparent bedding.
Globally fining-up
Numerous Stylolithes and open/partially open fractures
Locally elutriations features
Rare floating outsized granules, occasional pyrites
Open vertical fracture
E
8°

ANNEXE 3 : Corrélation NO-SE entre les puits du champ de PETREL (2013)

NO **SE**



université PARIS-SACLAY
ÉCOLE DOCTORALE
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Titre : Lien entre environnement de dépôt et diagenèse précoce : importance dans la prédiction des qualités réservoirs

Mots clés : Diagenèse, sédimentologie, argile, tapissage, qualité réservoir, glaciaire, tidal

Résumé :
La distribution des qualités réservoirs dans un champ ou un aquifère peut varier rapidement verticalement et latéralement, ce qui la rend difficile à prévoir. Ce travail se focalise donc sur les phénomènes diagenétiques précoces qui sont ensuite déterminants sur la diagenèse d'enfouissement. A travers les exemples profonds de sédiments glaciaires d'un champ gazier dans l'Ordovicien et de sédiments estuariens d'âge Permien d'un champ en Australie, l'objectif est de montrer l'influence de l'environnement de dépôts sur cette diagenèse précoce et de montrer le rôle essentiel joué par les remaniements sédimentaires dans la prédiction des qualités réservoir.

En particulier, les remaniements étudiés sont à l'origine de l'incorporation d'argiles au sein du sédiment qui peuvent alors former des enrobages de grains ou du tapissage de pores. Selon la nature des argiles, que ce soit de l'illite ou de la chlorite ferreuse, l'évolution diagenétique ira soit vers une destruction des qualités réservoir, soit vers une préservation à grande profondeur. Les phénomènes à l'origine de ces remaniements sont, soit associés à la redistribution des argiles par élutriation, conséquence des fortes pressions du fluide interstitiel au sein du sédiment en environnement glaciaire, soit associés au remaniement permanent des sables par les courants tidaux, la floculation des argiles et à leur agglomération aux grains détritique par des fragments de biofilms

.

Title : Influence of the depositional environment on the early diagenesis. Importance in the prediction of reservoir quality distribution

Keywords : Diagenesis; sedimentology; clay; coating; reservoir quality; glacial; tidal

Abstract :
Reservoir quality distribution in subsurface, within an aquifer, storage or a hydrocarbon bearing reservoir, is largely variable and hence, difficult to predict. This study focuses on the early diagenetic processes, which are considered as key in the next steps of the diagenesis of deeply buried reservoir. Based on the examples of sandstones deposited in glacial setting during Ordovician of a gas field in Algeria and tidal sandstones from a Permian formation in Australia, the objective is to show the role and control exerted by the depositional environment on early diagenesis, and especially the major role of sediment reworking to predict reservoir quality distribution.

The studied reworking processes are responsible of clay incorporation into sand deposits, as clay coats around detrital gains or as pore linings. The nature of clay is then determinant in the diagenetic processes, as these coatings may enhance chemical compaction if illitic in nature, or reversely, may inhibit cementation and help preserving reservoir quality if they are made of ferrous chlorite. These reworkings are associated to fluid overpressure within the sediment in glacial settings, whilst they are associated to the permanent reworking of sands by tidal currents, enabling the agglomeration of clay flocs to detrital grains with biofilm elements acting as natural glue.

Université Paris-Saclay
Espace Technologique / Immeuble Discovery
Route de l'Orme aux Merisiers RD 128 / 91190 Saint-Aubin, France